

Г. Н. БУГАЕВСКИЙ

**СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
НЕОДНОРОДНОСТЕЙ
МАНТИИ ЗЕМЛИ**



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

Г. Н. БУГАЕВСКИЙ

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
НЕОДНОРОДНОСТЕЙ
МАНТИИ ЗЕМЛИ

2719

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1978



УДК У1К 550.311 + 551.1' + 550.344.63 +
+550.347.2

**Сейсмологические исследования неоднородностей
мантии Земли/Бугаевский Г. Н.—Киев: Наук. думка,
1978. —184 с.**

Существующая на поверхности Земли система сейсмологических наблюдений не позволяет решать в общей постановке обратную задачу о распределении скоростей сейсмических волн в недрах планеты. Рассматривается ряд методических приемов выявления неоднородностей мантии Земли. Эти способы рассчитаны на использование наблюдений современных систем сейсмических станций и основаны главным образом на выявлении и изучении аномалий направлений прихода волн в район наблюдений. Цель их применения состоит в определении схемы трехмерного (в общем случае несимметричного) строения среды. Эта схема должна служить моделью для последующей ее оптимизации путем решения прямой задачи сейсмологии.

Описываются материалы наблюдений и результаты их анализа предложенными способами для области мантии под частью территории Евразии. Предлагается схематическая региональная модель распределения скоростей в указанной области.

Монография рассчитана на геофизиков.
Табл. 24. Ил. 67. Лит. 174—182 с. (назв.)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

В. Б. Соллогуб

РЕЦЕНЗЕНТЫ

А. В. Николаев, С. А. Капитанова

Редакция литературы о Земле

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сферически-симметричные модели Земли, в том числе ее так называемая стандартная модель, представляют значительные достижения геофизики и прежде всего сейсмологии в познании некоторых общих свойств планеты. Однако существовавшая в прошлом неудовлетворенность моделями такого рода в последние годы особенно возросла. Известен целый ряд фактов, свидетельствующих об отклонении строения и распределения свойств вещества земных недр (в первую очередь, мантии) от сферической симметричности. Масштабы и характер этих отклонений таковы, что они не могут рассматриваться как случайные флуктуации свойств среды; для их объяснения необходимо привлечение определенных гипотез геодинамического характера. Сферически-симметричная модель, являясь, по существу, статической, стала тормозом для разработки схем процессов образования и развития Земли. Однако до сих пор нет каких-либо моделей несимметричного строения мантии, основанных на фактических результатах сейсмологических наблюдений.

Хотя в настоящее время имеются факты, указывающие на наличие трансверсальных неоднородностей мантии в нескольких районах земного шара, их исследование по многим причинам целесообразно начинать с района континента Евразии. Этот район имеет самую обширную и самую высокую горную систему, единственный в своем роде континентальный рифт, по-видимому, не связанный с системой океанических рифтов. Только здесь, в центральной части континента, наблюдаются глубокофокусные землетрясения; юго-юго-восточная часть континента вовлечена в область наивысшей контрастности уклонов геоида от эллипсоида. Континент отличается значительными вариациями геотермического и геомагнитного полей. Наконец, на его территории размещена обширная сеть сейсмических станций. Как в пределах Евразии, так и (особенно) вокруг нее расположены многочисленные фокальные области и протяженные сейсмоактивные зоны, совокупность которых прерывается лишь в Индийском и Ледовитом океанах; наблюдающиеся в пределах последних землетрясения относительно слабы и редки. Сочетание систем наблюдений и сейсмоактивных зон создает здесь, пожалуй, уникальную возможность изучения регионального строения мантии по сейсмологическим наблюдениям.

К сожалению, в настоящее время нет реальных условий для решения обратной задачи сейсмологии применительно к трехмерной, произвольно построенной (в общем случае асейсмичной) среде. Известные результаты сейсмологических выявлений трансверсальных неоднородностей мантии еще бессистемны и не могут дать отправных представлений для прямого моделирования. Более того, до сего времени нет какого-либо единого способа целенаправленного, систематизированного выявления трансверсальных неоднородностей среды по результатам современных сейсмологических наблюдений.

Ввиду изложенного, в предлагаемой вниманию читателя книге рассмотрены следующие основные моменты.

1. Выбор подхода к анализу материалов сейсмологических наблюдений, который позволял бы решать вопрос о наличии и характере трансверсальных неоднородностей в среде, а также оценивать их возможное положение в пространстве, т. е. получать начальную схему строения среды с целью последующей оптимизации ее путем решения прямой задачи.

2. Разработка конкретных методических приемов (а также, по мере возможности, использование существующих приемов) для реализации избранного общего подхода.

3. Выполнение с помощью совокупности указанных приемов анализа материалов наблюдений на трассах пересекающих континент Евразии.

4. Формулировка на основе совместного анализа полученных результатов начальной схематической модели строения мантии в районе данного континента.

В работе использованы кинематические и некоторые динамические закономерности распространения объемных сейсмических волн из очагов Аляски, Алеутских и Курильских островов, Японии, Филиппин, района Индонезии и Новой Гвинеи, юга и центра Азии, Ирана, района Красного моря, Турции, Европы к станциям Средней Азии, Западной Сибири, Прибайкалья, Сахалина, Европы и Индии. В качестве стандартной основы использованы годографы Джеффриса — Буллена и соответствующие им закономерности распространения волн. Вся информация (кинематическая и динамическая) от станций, расположенных на территории СССР, взята непосредственно с сейсмограмм. Моменты прихода волн к зарубежным станциям заимствованы из бюллетеня Международного сейсмологического центра и Сейсмологического бюллетеня Метеорологического департамента Индии. Численный анализ материалов наблюдений осуществлен на машинах в основном типа БЭСМ-4.

В данной книге совершенно не освещены многочисленные результаты изучения верхней мантии, полученные различными исследователями с помощью глубинного сейсмического зондирования. Это объясняется тем, что основное внимание в излагаемых исследованиях уделяется нижней мантии и глубоким частям верхней мантии; сведения о строении среды, по данным ГСЗ, ограничиваются глубинами 150—200 км. Такая «дискриминация» отражена и в названии книги: под сейсмологическими принято понимать исследования, основанные на наблюдениях упругих волн от естественных источников (землетрясений), в отличие от сейсмических исследований, связанных с наблюдениями взрывов.

Автор искренне признателен членам-корреспондентам АН СССР Е. Ф. Саваренскому, А. С. Алексееву, С. Л. Соловьеву, Н. А. Флоренсову, а также старшим научным сотрудникам Академии наук СССР Л. П. Виннику, Л. А. Мишариной, П. М. Сычеву за проявленный к данной работе интерес, внимание и полезные замечания.

Выполнение исследований было бы невозможным без активной поддержки ряда сейсмологических учреждений страны и Мирового центра данных (МЦД — Б), открывших широкую возможность анализа материалов региональных наблюдений. В связи с этим автор выражает глубокую благодарность И. Л. Нересову, Т. Г. Раутиан, С. Х. Негматуллаеву, А. А. Трескову, И. И. Попову, В. Н. Гайскому, Л. Г. Февралевой, В. П. Головкову.

МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ В СФЕРИЧЕСКИ-СИММЕТРИЧНОМ ПРИБЛИЖЕНИИ

§ 1. Основные параметры и стандартная модель

Мантией Земли принято называть ту часть ее недр, которая заключена между поверхностью Мохоровичича (подошвой коры) и поверхностью Гутенберга (границей ядра), т. е. слой в интервале глубин от 5—70 км до 2800—2900 км. На мантию приходится основная часть (около 69%) массы Земли — $4,1 \cdot 10^{27}$ г при средней плотности $4,5 \text{ г/см}^3$. По современным оценкам [121] материал мантии находится под давлением, увеличивающимся от 0,01 мбар в верхних слоях до 1,4 мбар в основании мантии, при температуре примерно от 1000°C до $2500\text{—}5000^\circ \text{C}$ соответственно. Фигура Земли, как известно, свидетельствует о близости ее к состоянию гидростатического равновесия. Однако, например, модуль Юнга материала мантии [33] превосходит значение этой величины для стали. Сочетание таких фактов объясняется высоким значением коэффициента вязкости материала мантии 10^{21} — 10^{26} П [14, 80] и таким значением периода релаксации напряжений, которое допускает перенос массы за счет тепловой конвекции или гравитационной дифференциации со скоростью, достигающей нескольких сантиметров в год. Мантия несет основную прочностную нагрузку и играет роль основного стабилизатора теплового режима Земли по отношению к процессам в ядре и космическим воздействиям.

Очевидно, современное строение мантии и процессы, протекающие в ней в настоящее время, отражают историю образования и формирования Земли, предопределяют в значительной степени будущее развитие планеты. Эти процессы сформировали внешний облик и определили элементное содержание земной коры — основной части так называемой биосферы. Вот почему изучение строения и развития мантии жизненно важно для человека.

Наиболее простой основой для таких исследований может быть статическая сферически-симметричная модель строения. Роль стандартной модели обычно играет так называемая модель «А» Гутенберга — Буллена [33, 80] радиального распределения плотности, основанная на одномерных скоростных разрезах Земли для продольных и поперечных волн, полученных Г. Джеффрисом и К. Булленом [165], с учетом данных Гутенберга и Рихтера [33, 158]. (Близки к ней модели Берча, Кларка и Рингвуда [14].) В со-

ответствии со стандартной моделью Земля подразделяется на семь концентрических оболочек.

Интервал глубин, км	Оболочка, слой	
	Обозначение	Название
0—33	A	Кора
33—400	B)	Верхняя мантия
400—900	C)	
900—2900	D	Нижняя мантия
2900—4980	E	Внешнее ядро
4980—5120	F	Переходная зона
5120—6370	G	Внутреннее ядро

(В последние годы верхней мантией иногда называют оболочку B [14] или даже слой 33—200 км [48, 121], именуя оболочку C или слой 200—900 км переходной зоной или средней мантией. В дальнейшем мы будем подразумевать под термином «верхняя мантия» совокупность слоев B и C, как это делалось большинством авторов, например [33, 41, 79, 80, 112, 113, 122]).

§ 2. Некоторые хронологические этапы построения стандартной модели

Гипотеза о наличии плотного («железного») ядра Земли, окруженного менее плотной («каменной») оболочкой, была высказана Вихертом еще в конце прошлого столетия до возникновения системы сейсмологических наблюдений, подтвердивших факт существования ядра. Оценка глубины его границы (2900 км), данная Б. Гутенбергом в 1914 г. [152], осталась практически неизменной до настоящего времени [14, 121].

Напротив, глубина поверхности раздела, которую принято считать подошвой коры, названная впервые Мохоровичичем в 1909 г., в последующие годы неоднократно уточнялась. В 20-х и 30-х гг. опубликованы данные, свидетельствующие о различии мощности коры в континентальных и океанических районах, а также о большой дисперсии значений мощностей коры и ее слоев, получаемых для однопипных районов, и, наконец, о существенных вариациях значений скоростей волн в коре. В процессе анализа такого рода данных для Европы Г. Джеффрис пришел к выводу о бесплодности попыток одновременного определения координат эпицентра, глубины очага, скоростей волн и мощностей слоев по записям близких землетрясений даже с привлечением данных о поверхностных волнах [164]. Поэтому, как отметил К. Буллен [33], при построении стандартного глобального годографа [165] Г. Джеффрис объединил результаты многих исследований в Европе и сделал формальное предположение об однородности верхних слоев и их горизонтальном залегании. Оптимизируя стандартную ошибку эмпирических времен пробега относительно рассчитываемого годографа на основании наблюдений в Европе и Азии, Г. Джеффрис пришел к среднему значению мощности коры 33 км.

Результаты многочисленных последующих определений структуры коры подтвердили предварительные оценки и показали, что в океанических районах мощность коры составляет 5—10 км, а в континентальных — 25—70 км [14, 60], причем в платформенных областях толщина земной коры составляет 30—45 км. Ввиду этого «нет никаких оснований менять ее среднюю величину, равную 33 км, принятую в моделях Земли» [33, с. 265]. Так по глубинам двух уровней неоднородности, указанных Б. Гутенбергом и Г. Джеффрисом в одномерном скоростном разрезе, выделена область мантии Земли.

В пределах мантии стандартный скоростной разрез содержит два уровня неоднородности: между слоями *B* и *C*, *C* и *D*. Верхний, наиболее четкий, известен как «20-градусная поверхность разрыва». Впервые на существование этого уровня неоднородности указал Б. Б. Голицын [150], выполнивший к 1915 г. исследование зависимости угла выхода сейсмической радиации от эпицентрального расстояния по соотношению амплитуд трехкомпонентной записи. (К сожалению, даже после повторного издания в 1917 г. эта, одна из наиболее значительных работ Б. Б. Голицына, опередившая на несколько лет исследования других сейсмологов, оказалась незаслуженно забытой или просто неизвестной). В литературе среди первых исследований по указанному вопросу называются обычно работы П. Байерли [142] и И. Леманн [174], в которых констатируется резкое изменение производной годографа (или даже его двузначность) при эпицентральной дистанции, близком к 20°. С этим же уровнем неоднородности связывается зависимость амплитуд волн *P* и *S* от эпицентрального расстояния («зона тени», сменяющаяся «зоной фокусировки»), впервые рассмотренная в 1925 г. Б. Гутенбергом [153] и исследованная дополнительно в 1939 г. Гутенбергом и Рихтером [159], в 1945 и 1948 гг. Б. Гутенбергом [154, 155]. Однако глубина, на которой расположен этот уровень неоднородности, и его характер, оцениваются неоднозначно. «Джеффрис интерпретировал границу 20° как следствие быстрого возрастания dv/dh на глубинах между 400 и 500 км, тогда как Гутенберг предполагал, что она является результатом некоторого уменьшения скорости под корой. Правильнее всего полагать, что граница между слоями *B* и *C* находится на глубине, начиная с которой скорость возрастает с глубиной таким образом, что градиент остается постоянным. В среднем это глубина около 200 км» [59, с. 18]. В подтверждение своей интерпретации Б. Гутенберг определил в дальнейшем зависимость скорости волн от глубины по точке перегиба годографа широкофокусного землетрясения [156, 157]. Тем не менее реальность слоя пониженных скоростей, его «глобальная» распространенность оспариваются до настоящего времени. Наглядной иллюстрацией отмеченных разногласий является то, что в последних значительных работах, посвященных проблемам твердого тела Земли, указываются разные глубины границы между слоями *B* и *C*: 200 км [121] и 400 км [14].

При выборе варианта интерпретации 20-градусной особенности годографа для стандартной модели Г. Джеффрис исходил, в частности, из задачи получения однозначного скоростного разреза Земли. Единственным способом ее решения (при том только в сферически-симметричном приближении) является известный метод Герглотца — Вихерта, изложение которого можно найти в работах Г. Витте и Л. Слехтера [187, 200] одновременно с описанием условий применимости метода, предъявляемых к анализируемому годографу. (Эти условия перечислены также в работе [1]). Предложив аппроксимацию «20-градусной особенности годографа» петлей с точками возврата, в которых смыкающиеся ветви годографа имеют общую касательную, Джеффрис получил формальную возможность применения метода Герглотца — Вихерта ко всему годографу, приведенному к подошве коры [106]. Основу для этой аппроксимации составляет модель, в которой «скорость изменяется непрерывно, но на определенном интервале достаточно быстро, чтобы возбуждать на соответствующих эпицентральных расстояниях три волны «P» и в какой-то степени удовлетворить требование повышения амплитуд колебаний вблизи расстояния 20°» [61, с. 127]. Согласно этой модели скорости волн возрастают практически линейно с глубиной от подошвы коры до глубины 0,06 радиуса кровли мантии (около 400 км), на которой значение dv/dh возрастает скачком. Такая интерпретация и легла в основу соответствующего участка стандартной модели. Нужно, кстати, отметить, что при наличии волновода, в котором

$$\frac{dv(r)}{dr} > \frac{v(r)}{r}$$

(как в [59]), невозможность определения скоростного разреза в волноводе и под ним по годографу для очага, расположенного выше волновода, отмечалась рядом авторов в разное время (например, [14, 33, 200]). Однако математическое строго данный вопрос рассмотрен лишь в последние годы [50, 51, 52, 82]; результаты этого анализа нашли применение в программной реализации [2]. Показано, в частности, что однозначное определение скоростного разреза между волноводами и точное определение положения волноводов возможны, если, кроме годографа от поверхностного очага, имеются годографы от глубоких источников, причем между каждыми двумя соседними волноводами есть хотя бы один источник, обеспечивающий задание годографа. Годографы от глубоких источников могут быть заменены годографами волн, отраженных от глубинных границ раздела. Предлагаемый соответствующий прием использования глубоких отражений давно употребляется сейсмологами применительно к среде, содержащей не волновод, а границу первого рода с отрицательным скачком скорости — границу ядра [199].

Первым, кто указал на уровень неоднородности, расположенный на глубине около 900 км, был, по-видимому, В. Репетти (950 км) [180]. Такая же глубина названа затем Х. Витте [200], Гутенбергом и Рихтером (900—1000 км) [158] и далее 900 км — С. Дамом

[148], Е. Ф. Саваренским [104], А. А. Тресковым [116], К. Булленом [139]. Исследования этого уровня (границы раздела) проводились и в последующие годы после разработки стандартной модели (см. ниже). Все авторы формулировали выводы, свидетельствующие о том, что слой *C* отличается от смежных повышенными значениями градиентов скоростей упругих волн. Этим и определяется характер представлений о природе уровня неоднородности или границы раздела, между верхней и нижней мантией по сейсмологическим данным.

Подводя итоги краткому хронологическому обзору, нужно отметить следующее.

Универсальность годографов Джеффриса — Буллена — применимость к различным районам Земли, детальность и хорошая статистическая обоснованность сделали их признанной основой сейсмологических исследований, проводившихся в течение тридцати с лишним лет. Необходимость некоторых уточнений глобального годографа (составляющих в общем единицы секунд) определилась в последующие годы главным образом по результатам наблюдений подземных ядерных взрывов [96]. Наиболее полно результаты ре-визии годографов Джеффриса — Буллена представлены в специальном выпуске Бюллетеня сейсмологического общества Америки рабочей группой под руководством Херрина после совещаний в Далласе и Вашингтоне в 1965 г. [185]. Авторы пришли к выводу о том, что вследствие региональных вариаций практически нельзя рассчитывать построить «глобальные средние» годографы для малых расстояний, но пересмотр таблиц Джеффриса — Буллена в интервале расстояний 20° — 105° необходим [160]. Новые таблицы содержат значения времен пробега, начиная с нулевого расстояния, однако отмечается, что они рассчитаны для наблюдений в центре территории США так, что кинематические средние станционные поправки близки к нулю для станций, расположенных именно на этой территории. (В основу таблиц положена двухслойная модель земной коры общей мощностью 40 км с постоянными скоростями в слоях: 6,00 км/с — 15 км, 6,75 км/с — 25 км и 8,049 км/с — под корой). Между прочим, представляется, что основная предпосылка авторов таблиц реализуется ими недостаточно последовательно. В самом деле, несколько нелогично допускать возможность расчета единого глобального годографа, начиная с 20° (глубина вершины луча по всем известным определениям составляет не более 400 км), и в то же время считать латерально неоднородными верхние 700 км.

В данной работе использовались годограф Джеффриса — Буллена и соответствующие ему закономерности распространения волн. Этот выбор стандарта определяется, конечно, не упомянутыми выше замечаниями и даже не тем, что ко времени появления годографов 1968 г. нами был выполнен значительный объем вычислений. В процессе работы использовались данные о временах пробега поперечных волн, а таблицы 1968 г. содержат систему годографов только продольных волн. Соблюдение же единства системы стандартных годографов мы считали необходимым условием работы.

§ 3. Представления о «тонкой структуре» мантии

Как указано выше, стандартная модель отмечает в пределах мантии лишь два уровня неоднородности. Однако, начиная с работ Б. Б. Голицына [150], гипотеза более дифференцированного расслоения мантии неоднократно обсуждалась в литературе в прошлом [116, 158, 180] и особенно интенсивно в последние 15—20 лет. Работы последних лет основаны на анализе как кинематической, так и динамической информации о закономерностях распространения сейсмических волн.

В 1957 г. А. В. Введенская и Л. М. Балакина показали, что амплитуды смещений в волнах SH по отношению к волнам P и SV (с учетом направления осей главных напряжений, действовавших в очаге) резко изменяются в интервалах эпицентральных расстояний, начинающихся с 18, 35, 52, 68° и примерно 80° (18—20°, 35—45, 52—55, 68—71°, около 80°) [38]. Этот факт авторы объяснили явлением двойного лучепреломления волн S в слоях, расположенных в мантии на глубинах 250—500, 900—1000, 1200—1300, 1900—1950 км и около 2300 км [39, 132].

В работах 1957—1964 гг. Г. Н. Бугаевский изложил результаты анализа годографов прямых сейсмических волн и их производных [15—20, 138], свидетельствующие об аномальных возрастаниях производной годографа и, возможно, о разрывах годографа в интервалах эпицентральных расстояний 35—37°, 50—53°, 70—72°. Интерпретируя полученные результаты, автор высказал предположение о наличии в мантии на соответствующих глубинах границ, на которых скорость упругих волн падает скачком с увеличением глубины (а между границами растет), или слоев с относительно пониженной скоростью.

Построив амплитудные кривые для объемных волн по данным четырех станций в Центральной Европе, Дж. Ванек и Дж. Штельцнер пришли к выводу о наличии у этих кривых «тонкой структуры» — интервалов осцилляционного характера. Причем для прямых волн «последовательности осцилляций... появляются в следующих интервалах расстояний: 17—23°, 40—50°, 58—65°, 72—78°, 82—84°» [197, с. 117]. Авторы связывают данные особенности амплитудных кривых с той же слоистой неоднородностью мантии, что и в указанных выше работах. Это представляется правдоподобным, хотя большинство из указанных интервалов несколько смещено в сторону больших расстояний. Можно допустить, что смещение обусловлено самой природой проявления слоев мантии в амплитудных кривых.

По временам пробега от ядерных взрывов Д. Кардер аппроксимировал годограф волн P отрезками прямых, пересекающихся вблизи эпицентральных расстояний в 19, 24, 38, 51, 68 и 81° [143]. Нужно отметить, что если такая аппроксимация статистически оправдана, то ей должна была бы отвечать упомянутая выше модель мантии, содержащая слои, разделенные границами первого рода с отрица-

тельными скачками скорости. Именно в этом случае каждый участок годографа образуется волнами, которые в основной части соответствующего интервала расстояний «огивают» сферическую границу — кровлю расположенного ниже слоя. Во всех других случаях, как известно [106], годограф должен иметь монотонно убывающую производную.

Л. В. Антонова и др. [7] пришли к выводу о том, что наблюдаемые зависимости отношения амплитуд поперечных и продольных волн и периода их колебаний от эпицентрального расстояния характеризуются несколькими экстремумами. Относительные минимумы этих трех зависимостей соответствуют максимумам амплитудной кривой для продольных волн, а их абсциссы (около 20, 34—36, 50 и 72°) хорошо согласуются с названными выше данными других авторов.

М. Чиннери и М. Токсёц [145], определив производную годографа волн P непосредственно по наблюдениям Большой сейсмической группы (Сейсмической группы с большой апертурой) в интервале расстояний 27—90° и азимутов очага 300—320° (от центра группы в штате Монтана), указывают на хорошее согласие полученной ими второй производной годографа с аналогичной зависимостью из работы [20] и существование максимумов второй производной вблизи расстояний 35, 53 и 70°. Они предложили скоростную модель мантии, содержащую на глубинах около 800, 1300 и 2000 км слои с относительно заниженными градиентами скорости.

Аналогичные определения производной годографа волн P по данным группы Тонто — Форест (штат Аризона) выполнены Д. Джонсоном [166] для интервала расстояний 30—100° при различных азимутах. Автор использовал для аппроксимации годографа ступенчатую кривую с короткими участками быстрого убывания производной, которые он относит к значениям эпицентрального расстояния 34,5; 40,5; 49,5; 59,5; 70,5; 81,5°. Полученная автором скоростная модель мантии содержит соответствующие слои с повышенным градиентом скорости на глубинах около 830, 1000, 1230, 1540, 1910 км, а также границу второго рода на глубине 2370 км.

Используя сеть региональных станций в качестве группы, Л. П. Винник и А. В. Николаев, по данным двух систем станций — в Саянах и Киргизии [47], способом, аналогичным предыдущим, получили зависимость производной годографа продольных волн от эпицентрального расстояния. Подобно Д. Джонсону авторы сосредоточили внимание на участках с ускоренным убыванием значений производной, которые, по их данным, заключены в интервалах расстояний 38—39,5°, 47—53,5°, 59,5—64,5°, 71—73°, 79,5—86°. Этим интервалам ставятся в соответствие слои с повышенным градиентом скорости продольных волн на глубинах около 900, 1300, 1700, 2000 и 2500 км.

Нужно отметить, что интерпретация зависимости производной годографа от расстояния, принятая в двух последних исследованиях, облегчает задачу построения скоростной модели. Однако она не

является единственной: исходные данные и результаты сглаживания позволяют выделять участки и с наименьшим темпом убывания производной (это, правда, может привести к большим или меньшим «сдвигам» по шкале расстояний всех выделяемых интервалов).

Не останавливаясь на исследованиях границ раздела (или уровней неоднородности), принадлежащих, например, верхней мантии [77, 161], в которых подтверждается наличие границы на глубине около 900 км, объединим результаты упомянутых выше изысканий

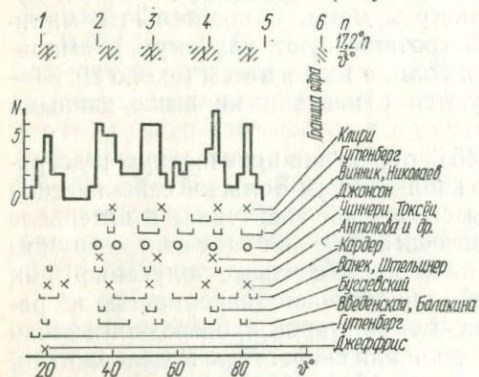


Рис. 1. Схема размещения «аномальных интервалов» по шкале эпицентральных расстояний и соответствующая «гистограмма совпадений», по данным различных авторов.

неру) в основном примыкают к аномальным участкам со стороны больших расстояний. Отметим, что локальные максимумы зависимости логарифма амплитуды волны P от расстояния, полученной Дж. Клири [146], имеют ту же особенность: их интервалы начинаются при 39, 48, 54, 72 и 81°.

Построим «суммарную гистограмму» совпадений аномальных участков шкалы расстояний в пределах каждого из двухградусных интервалов. Гистограмма содержит ряд локальных максимумов в интервалах расстояний 18—20°, 34—40°, 48—54°, 68—72°, 80—82°. Для определения средних значений \bar{v} , отвечающих этим локальным максимумам (ввиду недостаточности числа оценок аномалий), воспользуемся полным объемом гистограммы, разделяя поровну между смежными локальными участками гистограммы их перекрывающиеся части. Тогда получим в качестве средних значений \bar{v} и соответствующих средних квадратичных погрешностей для выделенных участков следующие оценки, град: $19,2 \pm 2,3$; $38,1 \pm 3,0$; $51,2 \pm 2,8$; $67,3 \pm 4,4$; $81,0 \pm 2,8$ (см. рис. 1).

Особенности закономерностей распространения волн, проявляющиеся на указанных интервалах эпицентральных расстояний, несомненно, обусловлены существованием в мантии ряда уровней неоднородности. В связи с этим можно отметить следующую любо-

(рис. 1). В схему включены также известные оценки положения «20°-ной неоднородности», предложенные Г. Джеффрисом и К. Булленом, а также интервалы расстояний, в которых, по данным Б. Гутенберга [59], характеристика амплитуды колебаний в продольных волнах $\lg(A/T)$ при $T = 1$ с для землетрясений с магнитудой, равной 7, растет и затем остается в пределах локального максимума. Из этого рисунка следует, что интервалы «осцилляций» (по Ванеку и Штельцеру)

пытную особенность сферически-симметричного строения Земли [21].

Давно известно наличие «зоны тени» для прямых сейсмических волн, начинающейся с эпицентральных расстояний $103-104^\circ$. Для больших расстояний динамический годограф продольных волн выражен резко уменьшенными амплитудами, кинематический годограф линейен, а годограф поперечных волн не существует. Этот экспериментальный факт интерпретируется как проявление извест-

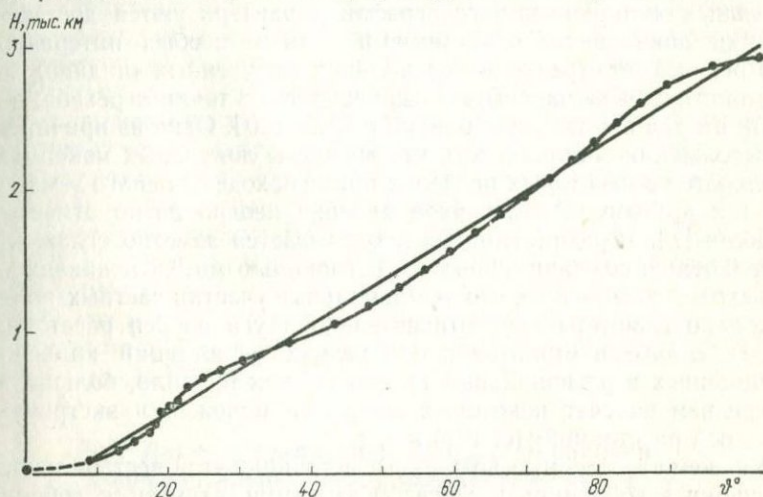


Рис. 2. Зависимость глубины вершины сейсмического луча от сопряженного с ним эпицентрального расстояния.

ной границы мантия — ядро. Второй наиболее заметной особенностью годографов прямых волн является их повышенная кривизна вблизи эпицентрального расстояния 20° (« 20° -градусная граница»). Г. Джеффрис и Б. Гутенберг относят эту особенность к расстояниям, соответственно, 19 и 17° .

Между 17 и 103° выделяются указанные выше «особые» интервалы эпицентральных расстояний, которые связываются с наличием в мантии промежуточных уровней неоднородности. Нетрудно заметить, что расстояния $\delta^\circ = 17,2 \cdot n$ при $n = 1, 2, \dots, 6$ (т. е. $17,2, 34,4, 51,6, 68,8, 86,0, 103,2^\circ$) хорошо согласуются с указанными выше расстояниями, соответствующими кинематическим и динамическим особенностям распространения сейсмических волн. Совокупность сведений о внутреннем строении Земли исключает возможность трактовки «квантования расстояний» как кратного проявления одной и той же границы раздела.

Связь между эпицентральными расстояниями и глубиной вершины сопряженного сейсмического луча (согласно модели Джеффриса) близка к линейной (рис. 2). Поэтому остается допустить, что отмеченная закономерность, возможно, отражает некую периодичность изменения свойств вещества мантии с глубиной.

§ 4. Трудности схемы сферически-симметричного строения мантии

Отмеченная выше закономерность строения привлекает своей внешней простотой. Обратим, однако, внимание на нестабильность положения «особых интервалов» на шкале эпицентральных расстояний (см. рис. 1). Еще более определенной она получается при выполнении каждого отдельного исследования. Так, производные отдельных эмпирических годографов характеризуются достаточно четкими локальными максимумами вблизи «особых интервалов», но в результате осреднения нескольких полученных «индивидуальных производных» максимумы вырождаются в точки перегиба, в которых вторая производная близка к нулю [20]. Одна из причин этого вырождения состоит в том, что абсциссы локальных максимумов изменяются в некоторых пределах при переходе от одного землетрясения к другому. Аналогичное явление неоднократно отмечается в работе [7]. «Средняя кривая... оказывается заметно сглаженной по сравнению со станционными и региональными. Сглаживание это происходит за счет того, что экстремальные участки частных кривых несколько сдвинуты друг относительно друга по оси расстояний» (с. 52). «Глубина минимумов или размах осцилляций кривой на станционных и региональных графиках, как правило, больше, чем на среднем за счет некоторых миграций положения экстремумов вдоль оси расстояний» (с. 107) и т. д.

Укажем на основные возможные источники этой нестабильности: 1) ошибки в координатах очага, 2) вариации излучения сейсмической энергии очагом в пространство за счет различия энергии очага и различия направленности излучения, 3) трансверсальные неоднородности строения и свойств среды, 4) погрешности измерения входных эмпирических величин (времен прихода, периодов, амплитуд волн), 5) погрешности задания параметров аппаратуры, 6) различие в подходах авторов к интерпретации получаемых закономерностей.

Последний пункт становится существенным при обобщении результатов нескольких исследований. Однако, чтобы утверждать, что различие положения «особых» интервалов связано главным образом с этой последней причиной, нужно в достаточно полной мере ослабить влияние остальных пяти причин в каждом отдельном исследовании. В связи с этим можно заметить, что исследования, использующие только кинематическую информацию, свободны от влияния причин 2 и 5*, в то время как динамическая информация подвержена воздействию всех перечисленных источников неустойчивости. Четыре причины из пяти имеют явно выраженный характер случайного воздействия на результаты определений. Пункт 3, напротив, должен обуславливать некое систематическое влияние

* При существующей точности определения параметров аппаратуры погрешностями моментов вступления волн, обусловленными ошибками в фазовых характеристиках, можно пренебречь.

на исследуемые характеристики и результаты их анализа. Поэтому, чтобы защитить справедливость одномерной модели мантии, нужно было бы показать, что при существующей в настоящее время точности сейсмологических наблюдений воздействие причины 3 не может быть выделено из «шумового фона» остальных источников неустойчивости.

Однако авторы упомянутых выше исследований концентрического расслоения мантии Земли формулируют заключения противоположного характера «Рассматривая землетрясения из разных районов, мы приходим к выводу, что положение систем—экстремумов на оси расстояний закономерно и согласованно меняется, следуя, по всей вероятности, за изменением глубины залегания границ или слоев, вызывающих эти особенности динамических кривых. Это значит, что неоднородности регионального характера существуют в самых глубоких слоях Земли» [7, с. 166]. «... Аномалия в значениях $dt/d\Delta$... может быть связана с увеличением скорости продольных волн на глубине 1000—1400 км к югу от озера Байкал» [47, с. 39]. К выводу о существенном уклонении систем изоскоростных поверхностей и границ от глобальной концентричности как в верхней, так и в нижней мантии, в частности, в районах центральной и юго-восточной Азии пришли Г. Н. Бугаевский [22], Г. Н. Бугаевский и В. А. Рогожина [23].

§ 5. Данные, свидетельствующие о наличии трансверсальных неоднородностей мантии

Проявление глубокофокусной сейсмической активности указывает на достаточную жесткость верхних 700 км и длительное существование поля напряжений в этом слое, что позволяет считать реальными неоднородности строения и свойств вещества мантии. Об этом свидетельствует и приуроченность глубокофокусных землетрясений к четко локализованным зонам. Помимо этих известных фактов проявления трансверсальных неоднородностей, в последние годы найдено много новых доводов в пользу того, что одномерная модель Земли является лишь первым приближением к реальным условиям.

Основную роль в этом сыграло выполнение международного проекта верхней мантии, а также установление того, что рифты образуют единую глобальную систему [108]. Изучение механизма очагов землетрясений привело к выводу о том, что рифтовые системы характеризуются горизонтальными растягивающими напряжениями, ориентированными в основном вкрест оси рифта. Наоборот, сейсмоактивным окраинам континентов и островным дугам присущи преимущественно близкие к горизонтальным сжимающие напряжения [10].

При исследованиях методами взрывной сейсмологии, выполненных в районах срединных океанических хребтов, под рифтами

обнаружена зона пониженных скоростей в мантии, нижняя граница которой не проявляется в сейсмических материалах. С учетом гравиметрических данных была построена вероятностная двумерная модель (линзовидное сечение) зоны. Выяснилось, что отмеченные черты строения характерны для всех океанических рифтов [11].

В этот же период выполнен основной объем измерений теплового потока на континентах и в океанах. Их результаты убедительно свидетельствуют о контрастном выделении рифтов как зон, в которых значения теплового потока существенно выше, чем на прилегающих территориях [79]. Это относится как к океаническим, так и к континентальным рифтам. Средние же значения теплового потока, континентального и океанического, одинаковы. Если исходить из широко распространенных представлений о том, что радиоактивные элементы сосредоточены в основном в коре и учитывать различие мощности континентальной и океанической коры, последний факт может казаться странным. Ему, как известно [14], было дано два различных объяснения. Согласно одному из них, неверна исходная предпосылка: нужно считать, что радиоактивные элементы распределены между корой и верхней мантией, причем, континентальное и океаническое распределения их по глубинам различны при условии постоянства общего их количества в каждом вертикальном столбе единичного сечения. Второе объяснение, сохраняя исходные представления в силе, привлекает для компенсации дефицита тепла в океанических районах гипотезу конвекции вещества в мантии с потоками, восходящими к срединно-океаническим хребтам и заглубляющимися у краев континентов или под континентами.

Оптимальные модели распределения температур, отвечающие первой гипотезе, отражают перепад глубин изотермических поверхностей между континентом и океаном в сотни километров (для температур, больших $1000\text{--}1500^\circ\text{C}$) [14]. Это должно определенным образом выражаться в неоднородностях строения мантии. Отсюда следует, что условием приемлемости первой гипотезы является постоянство положений континентов и океанов.

Конкретные модели конвекции (вторая гипотеза) существенно зависят от распределения вязкости в мантии. В связи с высокой вязкостью нижней мантии некоторые авторы рассматривают лишь анизометричные ячейки конвекции, ограниченные пределами верхней мантии [147, 149, 189, 190]. В то же время ряд исследователей находит возможным рассматривать конвективные ячейки, охватывающие всю мантию [40, 181, 182]. При этом считается, что восходящие потоки формируются на границе ядро — мантия, поднимаются вертикально («перья» конвекции) к так называемым горячим точкам и растекаются в атмосфере. Ячейка конвекции замыкается пространственно менее четким нисходящим звеном и нижним горизонтальным участком через переходные слои, прилегающие к границе между мантией и ядром [175, 176, 194]. Предлагаются также схемы эпизодического возникновения конвекции в нижней мантии в сочетании с непрерывной конвекцией в верхней мантии [110, 195, 196]

и даже схема расширения океанического дна при условии невозможности конвекции [130].

Рассматриваемая вторая гипотеза обеспечивает двигательный механизм для так называемой тектоники плит («новой глобальной тектоники»), которая многими исследователями считается весьма продуктивной (например, [3, 119]), другими — сомнительной или несостоятельной (например, [86, 133]). Опуская рассмотрение этого вопроса, так же как и анализ многих интересных моментов, относящихся к содержанию «тектоники плит», отметим следующее. Независимо от способа трактовки наблюдаемого распределения значений теплового потока по поверхности Земли, анализ этих материалов приводит к выводу о существовании трансверсальных неоднородностей строения мантии, притом не только верхней, но, по-видимому, и нижней.

Интересно, в связи с этим, отметить, что по сейсмологическим данным [170] непосредственно под «горячей точкой» на Гавайских островах [194] область нижней мантии вблизи границы с ядром содержит трансверсальную неоднородность. Аналогична ситуация и в центре Азиатского континента. Существование «горячей точки» в районе Байкальского рифта отражено в работах [79, 194], а возможная трансверсальная неоднородность нижней мантии этого же района отмечена, как указано выше, в работе [47]. По данным МТЗ, этот же район характеризуется аномалиями строения в верхней мантии [35, 79] — глубина кровли проводящей зоны поднимается от нескольких сотен километров на территории Средней Азии, Урала, Дальнего Востока к 100—200 км в районах Прибайкалья и 40 км (т. е. непосредственно к подошве коры) под Байкалом.

Наконец, можно отметить, что по гравиметрическим и наклономерным наблюдениям приливных волн некоторые авторы [87, 95, 179] указывали на наличие горизонтальных неоднородностей в мантии Земли по всему диапазону глубин, на различие свойств мантии под Европой и Центральной Азией. Как известно, одно из чисел Лява (K — отношение дополнительного потенциала, обусловленного приливной деформацией Земли, к возмущающему потенциалу) должно быть равно 0,243 для модели, в которой мантия связана с ядром; для моделей с жидким ядром $K = 0,302$. Вычисленное из эмпирически найденных величин это число для Азии оказалось равным 0,270, для Европы — 0,372 [80]. Этот результат можно было бы интерпретировать как следствие связи между ядром и мантией, более сильной в районе Центральной Азии, чем под Европой. Однако учет косвенного эффекта морских приливов, выполненный Б. П. Перцевым [98], снизил различие исходных эмпирических величин почти до уровня погрешностей в их определении. Нужно, по-видимому, заключить, что, если и есть различие в характере взаимодействия между ядром и мантией для двух указанных областей, то оно не столь ярко выражено, как предполагалось ранее. Обобщение приведенных выше данных позволяет сделать следующий вывод. Сейсмологические, геофизические [ГСЗ, МТЗ] и геотермические



материалы наблюдений, отражающие в разной степени особенности физических (и, может быть, химических) процессов в мантии, констатируют проявление трансверсальных неоднородностей как в верхней, так и в нижней мантии.

Нельзя в связи с этим не согласиться с выводами авторов упомянутой выше статьи [3, с. 176]: «Слоистые модели со сферически-симметричными оболочками для многих районов земного шара ныне представляются устаревшими». Идентичная оценка обстановки дана в книге Л. В. Антоновой и др. [7, с. 162—163]: «Тенденция развития знаний о строении нашей планеты состоит в том, что по мере увеличения количества и повышения качества экспериментальных данных все глубже опускается уровень, выше которого неоднородность строения в «горизонтальном» направлении становится надежно установленной. Можно думать, что такого рода неоднородности существуют во всей толще мантии, а возможно, и в ядре». Наконец, трудно отказать себе в удовольствии напомнить высказывание группы американских исследователей: «... Однородное строение Земли на большом протяжении ныне отмечается лишь в тех районах, где были проведены только схематичные исследования, или же в районах, совершенно не охваченных исследованиями» [122, с. 17].

§ 6. О необходимости и возможности построения трехмерной модели мантии

Модель сферически-симметричного строения Земли является, по существу, гидростатической. Ее трудно увязать с историей, процессами формирования и развития Земли как планеты в прошлом; с ее помощью не менее трудно пытаться прогнозировать будущее планеты. Уже одного этого достаточно, чтобы считать задачу выявления и изучения трансверсальных неоднородностей Земли одной из самых актуальных в геофизике.

Проблему строения Земли и, в частности, ее мантии целесообразно ставить и решать как трехмерную задачу. В результате такого общего подхода соотношение между системами радиальных и трансверсальных неоднородностей должно было бы определиться естественным образом.

Единственная попытка общей постановки указанной задачи относительно пространства скоростей сейсмических волн как обратной задачи геометрической сейсмологии была предпринята А. С. Алексеевым и др. [4]. Реализация этой методики на практике оказалась невозможной, так как изучаемая среда в таком случае должна быть достаточно полно и равномерно пронизана сейсмическими лучами с известными значениями δt . Это означает, что для построения трехмерной модели скоростного пространства тела Земли в целом ее поверхность должна быть покрыта равномерной и плотной совокупностью источников и приемников сейсмических сигналов, что, как известно, невыполнимо.

Авторы предложили двумерный вариант решения и, пользуясь

результатами сейсмологических наблюдений профиля станций Памир — Лена над землетрясениями, происшедшими примерно в створе профиля, получили двумерное распределение скорости волн P в сечении плоскостью большого круга определенной части верхней мантии под профилем [5]. Результаты этих расчетов подтвердили наличие трансверсальных неоднородностей в верхней мантии рассмотренного асейсмичного района и подчеркнули актуальность исследований неоднородностей мантии в более обширном плане.

Можно было бы говорить об оптимизации модели среды путем перебора решений прямой кинематической задачи. Но, во-первых, варианты решения прямой задачи для трехмерных сред предложены лишь в самое последнее время [36, 74, 163, 186, 188]. Во-вторых, невозможно «вслепую» отыскать модель произвольно неоднородной среды путем решения прямой кинематической задачи, не имея начальных представлений о характере, классе оптимизируемых моделей. Те признаки трансверсальных неоднородностей мантии, которые выявлены к настоящему времени по сейсмологическим данным, отрывочны и, как отмечено выше, не могут непосредственно составить начального приближения к реальной модели среды для решения прямой задачи. Данное замечание относится, в частности, к сейсмологическим исследованиям неоднородностей мантии в районе Азиатского континента, упомянутым в гл. VII.

§ 7. Задачи сейсмологических исследований трансверсальных неоднородностей мантии

К настоящему времени разработаны отдельные алгоритмы решения трехмерной обратной задачи геометрической сейсмологии в региональном варианте [6]. Они предназначены для определения пространства скоростей в пределах фокальной области и успешно используются в зонах глубокофокусных землетрясений. Для районов с коровыми землетрясениями, асейсмичных районов, а тем более для Земли в целом способов решения обратной задачи, пригодных к практической реализации, пока нет и трудно рассчитывать на их получение в близком будущем. По-видимому, значительно раньше появится возможность отскивать оптимальные модели путем целенаправленного перебора различных вариантов и решения прямой задачи. Как уже указывалось выше, необходимой предпосылкой такого рода работы является составление предварительной «начальной» модели на основании непосредственного изучения эмпирического материала способом, который позволял бы выявить наличие трансверсальных неоднородностей и хотя бы ориентировочно оценивал пространственное положение аномалий.

Такой способ должен опираться на кинематические и динамические закономерности распространения сейсмической волны. Однако в силу брахистохронности луча, изменение времени пробега по отдельно взятому лучу, обусловленное трансверсальными и радиальными отклонениями среды от стандартной модели и соответствующими

ющими искажениями его формы, относительно мало. В то же время, связанные с этими отклонениями искажения фронта волны проявляются в характеристиках, свободных от условия экстремальности: плотности энергии в пункте наблюдения, направлении ее распространения, направлении прихода волны в пункт приема. Нужно отметить, что карта плотности сейсмической энергии (карта «освещенности») определенным образом выбранной территории могла бы иметь существенное значение. Однако малая и крайне непостоянная плотность сейсмических наблюдений, разнотипность аппаратуры и недостаточная надежность определения ее параметров делают проведение таких исследований пока невозможным. Кроме того, распределение плотности энергии волны по поверхности Земли от каждого источника определяется «геометрией» пространства не только скоростей, но и поглощающей способности среды. Разделить их влияние трудно, а по наблюдениям только прямых волн, по-видимому, невозможно. «Поле направлений» прихода волн свободно от влияния неупругих свойств среды. К тому же для его изучения можно широко использовать как динамическую, так и кинематическую информацию. Если тем или иным способом систематически изучать направления прихода волны, то можно получить определенные заключения относительно условий ее распространения и распределения скоростей в пространстве. Ввиду изложенного «поле направлений» прихода волн принято в качестве единой методической основы для выявления трансверсальных неоднородностей среды и получения начальной схемы регионального строения мантии в районе континента Евразии для исследований, рассмотренных ниже.

Эффективность способов определения направлений прихода волн, по кинематическим данным, в значительной степени зависит от точности определения разностей моментов вступлений изучаемой волны в пункты системы наблюдений. Поэтому в качестве источников информации требовалось использовать непосредственно сейсмограммный материал, что вызывало необходимость опираться на наблюдения преимущественно советских станций. Это в свою очередь могло играть определяющую роль в выборе региона исследований. Однако более существенное значение в этом вопросе имело постепенно укрепляющееся убеждение в том, что район самого большого континента Земли является наилучшим «полигоном» для первых исследований трансверсальных неоднородностей мантии. Он характеризуется рядом таких свойств (известных, кстати, до выполнения многих из упомянутых выше исследований), которые допускают возможность существования указанных неоднородностей мантии. Наконец, взаимное расположение сейсмических станций СССР и различных очаговых зон дает широкие возможности для постановки и решения интересующей нас проблемы.

В заключение отметим, что выявление трансверсальных неоднородностей с помощью «поля направлений» не может быть осуществлено одним вычислительным приемом в силу различия конфигураций конкретных систем сейсмологических наблюдений и неравномернос-

ти географического распределения очаговых зон. Более того, при самом разностороннем и полном применении этого подхода к изучению трехмерного распределения скоростей остаются, по-видимому, значительные области недр Земли, вообще «сейсмически не освещенных». Это, однако, не должно препятствовать выполнению рекогносцировочных работ там, где они возможны теми или иными способами. В частности, в данной книге для континента Евразии использован анализ «поля направлений» по временам прихода волн к профилю сейсмических станций, группам станций разной площади, а также по трехкомпонентной сейсмической записи в одной точке.

**МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ
ПОЛЯ НАПРАВЛЕНИЙ ПРИХОДА ВОЛН**

По характеру используемой информации принято разделять способы определения направления прихода волны на кинематические и динамические.

Кинематические способы основаны на использовании только совокупности моментов вступлений (или времен пробега) волны (одной и той же фазы волны) на группу станций, конфигурация которой определяется характером задачи и способом анализа информации. В частности, для изучения внутреннего строения Земли в сферически-симметричном приближении (т. е. для выявления радиальных неоднородностей) широко применяется зависимость угла выхода сейсмической радиации [9, 57, 105], производной годографа, кажущейся скорости распространения волны [19, 43, 47, 138, 145, 171, 172, 198] от эпицентрального расстояния.

Можно изучать зависимость угла выхода радиации (производной годографа) для выявления и трансверсальных неоднородностей строения среды. Для этого нужно располагать протяженной системой близких между собой очагов и линейной «продольной» системой наблюдающих станций. Интервал годографа, представленный профилем станций, определит соответствующий интервал значений производной. Использование ряда землетрясений со смежными очагами позволит выяснить вопрос о том, насколько устойчиво проявляются те особенности зависимости производной от расстояния, которые наблюдаются по отдельному годографу. Если при изменении системы очаг — станции они проявятся при одних и тех же значениях расстояний, то это будет свидетельствовать о сферической симметричности свойств среды. Закономерные изменения этих расстояний при пространственно-последовательном переходе от одного эпицентра к другому укажут на отклонения изоскоростных поверхностей в среде от сферической симметричности или на наличие локальных трансверсальных неоднородностей. Таким образом, использование названной совокупности станций и очагов позволит выяснить вопрос о постоянстве особенностей годографа и сути отклонений от этого постоянства.

При отсутствии системы очаг — станции, удовлетворяющей названным условиям, аномалии направлений прихода необходимо изучать в более общей постановке задачи. Так как при наличии трех-

мерных неоднородностей среды сейсмический луч может быть сложной пространственной кривой, речь должна идти об изучении вектора-нормали к элементу волнового фронта.

Промежуточное положение занимают способы определения направления прихода волны с помощью системы типа «антенной решетки» (*array*). По существу они являются кинематическими, хотя для определения разности времен вступления волны на пункты системы сопоставляется соответственная динамическая картина колебаний. Применение этих способов, очевидно, требует точной идентификации аппаратуры во всей системе и записи процесса с единой централизованной маркировкой времени [58, 62].

Наконец, для динамических способов определения направления прихода волны используются изохронные значения идентифицированных компонент записи или компонент истинного движения почвы в пункте наблюдения (поскольку в этом случае необходимы не сами величины смещений, а их покомпонентные соотношения, определяющие направление вектора смещения элемента почвы; классификация этих способов как динамических является, строго говоря, условной).

§ 1. Основы алгоритма расчета производной эмпирического годографа при неравноточных результатах наблюдений

А. Определение производной эмпирического годографа может быть выполнено с помощью способа, предложенного ранее [24]. Практика его применения [15, 17, 19, 20, 89, 90, 114] подтвердила эффективность способа и, вместе с тем, выявила ряд недостатков алгоритма, по которому проводились расчеты на ЭВМ.

В частности, упомянутый выше способ определения производной рассчитан на анализ формы годографа, заданного равноточными результатами наблюдений. Момент вступления волны на отдельную станцию от любого очага землетрясения, строго говоря, невоспроизводим. Поэтому принципиально невозможно определить дисперсию времени пробега по какой-нибудь трассе, величина которой могла бы служить для оценки веса результата наблюдения.

В то же время использование результатов наблюдений для определения производной годографа как равноточных приводит к явным искажениям значений производной. Действительно, способ определения производной рассматривает все значения невязок эмпирических времен пробега с параболой, аппроксимирующей базовый участок годографа, равновероятными. Вместе с тем принято считать, что распределение уклонений эмпирических времен от стандартного годографа близко к нормальному [33, 69, 70]. Изучая трансверсальные неоднородности, мы не можем использовать стандартный глобальный годограф в качестве шаблона для оценки истинности эмпирического времени пробега. Более того, если значительное уклонение одиночного времени пробега, вероятнее всего,

содержит случайную погрешность и потому схема расчетов должна игнорировать это значение времени пробега, то совокупность существенных, но согласованных между собой уклонений может представлять наибольший интерес. Поэтому в качестве основы «меры веса» отдельного результата наблюдения нами принята степень его согласованности со смежными значениями времен пробега.

Б. Итак, пусть совокупность наблюдений x_i, y_i ($i = 1, \dots, N$) в плоскости xu аппроксимируется степенным рядом

$$y = \sum_{m=0}^M C_m x^m. \quad (\text{II.1.1})$$

Для некоторой определенной системы коэффициентов C_0, \dots, C_M

$$\sum_{m=0}^M C_m x_i^m - y_i = \bar{\varepsilon}_i. \quad (\text{II.1.2})$$

С целью отыскания конкретных значений этих коэффициентов способом наименьших квадратов минимизируют величину $\sum_{i=1}^N \bar{\varepsilon}_i^2$.

Однако, если нет уверенности в том, что наблюдения выполнены с одинаковой точностью, то использовать систему условных уравнений (II.1.2) для определения коэффициентов C_0, \dots, C_M нельзя. Для получения системы сопоставимых условных уравнений каждое из уравнений (II.1.2) умножим на «вес» p_i , учитывающий тем или иным способом «ценность» данного i -го результата наблюдения.

Тогда

$$\sum_{m=0}^M C_m P_i x_i^m - P_i y_i = \varepsilon_i, \quad i = 1, \dots, N. \quad (\text{II.1.3})$$

Пользуясь известными соображениями, из суммы

$$U = \sum_{i=1}^N \left(\sum_{m=0}^M C_m P_i x_i^m - P_i y_i \right)^2$$

найдем систему нормальных уравнений

$$\frac{\partial U}{\partial C_m} = 0, \quad m = 0, \dots, M$$

или

$$\sum_{m=0}^M C_m \left(\sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^{m+n} \right) = \sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^n y_i, \quad n = 0, \dots, M. \quad (\text{II.1.4})$$

Из этой системы определяются коэффициенты ряда

$$C_m = \frac{1}{\Delta_M} \sum_{l=0}^M \left(A_{l,m} \sum_{i=1}^N x_i^l P_i^2 y_i \right), \quad m = 0, \dots, M, \quad (\text{II.1.5})$$

где

$$\Delta_M = \begin{vmatrix} \sum P_i^2 & \sum P_i^2 x_i & \dots & \sum P_i^2 x_i^M \\ \sum P_i^2 x_i & \sum P_i^2 x_i^2 & \dots & \sum P_i^2 x_i^{M+1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \sum P_i^2 x_i^M & \sum P_i^2 x_i^{M+1} & \dots & \sum P_i^2 x_i^{2M} \end{vmatrix} -$$

определитель системы (II.1.4). Поскольку коэффициенты C_m являются линейными функциями величин $P_i y_i$:

$$C_m = \frac{1}{\Delta_M} \sum_{i=1}^N \left(P_i y_i \sum_{l=0}^M A_{l,m} P_i x_i^l \right), \quad (\text{II.1.5}')$$

дисперсия значений C_m определяется выражением

$$D(C_m) = \frac{1}{\Delta_M^2} \sum_{i=1}^N \lambda_{i,m} D(P_i y_i) = \sigma_{C_m}^2,$$

где $D(P_i y_i)$ — дисперсия равнозначных величин $P_i y_i$:

$$D(P_i y_i) = \varepsilon^2 = \frac{1}{N-M} \sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2, \quad \lambda_{i,m} = \sum_{l=0}^M A_{l,m} P_i x_i^l.$$

Таким образом, средняя квадратичная погрешность в определении значения коэффициента C_m есть

$$\sigma_{C_m} = \frac{\varepsilon}{\Delta_M} \sqrt{\sum_{i=1}^N \lambda_{i,m}^2} = \frac{\varepsilon}{\Delta_M} \sqrt{\sum_{i=1}^N \left(\sum_{l=0}^M A_{l,m} P_i x_i^l \right)^2}. \quad (\text{II.1.6})$$

Производная k -го порядка функции $y = y(x)$, представленной рядом (II.1.1), имеет, очевидно, следующее выражение

$$p^{(k)}(x) = \sum_{m=0}^{M-k} \frac{(k+m)!}{m!} C_{k+m} x^m,$$

в котором коэффициенты C определяются равенствами (II.1.5). Погрешность значения производной, обусловленная погрешностями исходных данных и способа их аппроксимации, определяется через погрешности (II.1.6) в коэффициентах.

Ограничившись определением производной первого порядка

$$p(x) = \sum_{m=0}^{M-1} \frac{(m+1)!}{m!} C_{m+1} x^m = \sum_{m=0}^{M-1} (m+1) C_{m+1} x^m,$$

найдем сначала выражение для погрешности в производной. Для этого представим $p(x)$ в виде:

$$p(x) = \frac{1}{\Delta_M} \sum_{i=1}^N \left\{ P_i y_i \sum_{l=0}^M \left(P_i x_i^l \sum_{m=0}^{M-1} [(m+1) A_{l,m+1} x_i^m] \right) \right\}.$$

Так как

$$p(x) = \frac{1}{\Delta_M} \sum_{i=1}^N \mu_i(x) P_i y_i,$$

то

$$D[p(x)] = \frac{1}{\Delta_M^2} \sum_{i=1}^N \mu_i^2(x) D(P_i y_i) = \left(\frac{\varepsilon}{\Delta_M}\right)^2 \sum_{i=1}^N \mu_i^2(x) = \delta^2(x),$$

$$\sum_{i=1}^N \mu_i^2(x) = \sum_{i=1}^N P_i^2 \left\{ \sum_{l=0}^M \sum_{j=0}^M \left(x_i^{l+j} \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{M-1} [(m+1)(n+1) \times \right. \right.$$

$$\times A_{l,m+1} A_{j,n+1} x^{m+n}] \left. \right\} = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{M-1} \left\{ (m+1)(n+1) x^{m+n} \times \right.$$

$$\times \sum_{l=0}^M \left[A_{l,m+1} \sum_{j=0}^M \left(A_{j,n+1} \sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^{l+j} \right) \right] \left. \right\}.$$

Так как

$$\sum_{j=0}^M \left(A_{j,n+1} \sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^{l+j} \right) = \begin{cases} \Delta_M & (l = n+1) \\ 0 & (l \neq n+1), \end{cases}$$

то

$$\sum_{i=1}^N \mu_i^2(x) = \Delta_M \sum_{m,n=0}^{M-1} [A_{m+1,n+1} (m+1)(n+1) x^{m+n}].$$

Следовательно,

$$\delta(x) = \varepsilon \sqrt{\frac{1}{\Delta_M} \sum_{m,n=0}^{M-1} [A_{m+1,n+1} (m+1)(n+1) x^{m+n}]} \quad (\text{II.1.7})$$

Определитель Δ_M и его адьюнкты $A_{l,m}, \dots$ содержат значения P_i , однако структура функции $\delta(x)$ имеет такой же вид, как и в случае, когда все y_i считаются равноточными.

Получим расчетные формулы для определения первой производной и ее погрешности при использовании квадратичного аппроксимирующего полинома ($M=2$). Нетрудно показать (как это было сделано для случая равноточных y_i), что функция $\delta(x)$ имеет минимум при значении x :

$$\tilde{x}(P) = -\frac{A_{12}}{2A_{22}}. \quad (\text{II.1.8})$$

Соответствующее значение производной

$$p(x) \Big|_{x=\tilde{x}} = C_1 + 2C_2 \tilde{x}(P) = \tilde{p}(P)$$

найдем, используя (II.1.5) и (II.1.8):

$$\tilde{p}(P) = \frac{1}{\Delta_2} \left\{ \sum_{i=1}^N \left(P_i y_i \sum_{l=0}^2 A_{l,1} P_i x_i^l \right) - \frac{A_{12}}{A_{22}} \sum_{i=1}^N \left(P_i y_i \sum_{l=0}^2 A_{l,2} P_i x_i^l \right) \right\},$$

$$\tilde{p}(P) = \frac{1}{\Delta_2 A_{22}} \sum_{i=1}^N P_i^2 y_i [A_{0,1} A_{2,2} + (A_{1,1} A_{2,2} - A_{1,2}^2) x_i - A_{0,2} A_{1,2}].$$

Отсюда

$$\tilde{p}(P) = \frac{1}{\Delta_2 A_{22}} \cdot \Delta_2 (\sum P_i^2 \sum P_i^2 y_i x_i - \sum P_i^2 x_i \sum P_i^2 y_i),$$

т. е.

$$\tilde{p}(P) = \frac{1}{\Delta_1} \left| \begin{array}{cc} \sum P_i^2 & \sum P_i^2 y_i \\ \sum P_i^2 x_i & \sum P_i^2 y_i x_i \end{array} \right|. \quad (\text{II.1.9})$$

Из (II.1.8):

$$\tilde{x}(P) = \frac{1}{2\Delta_1} \left| \begin{array}{cc} \sum P_i^2 & \sum P_i^2 x_i^2 \\ \sum P_i^2 x_i & \sum P_i^2 x_i^3 \end{array} \right|. \quad (\text{II.1.10})$$

На основании равенства (II.1.7)

$$\begin{aligned} & \delta(x) \Big|_{x=\tilde{x}} = \\ & = \tilde{\delta}(P) = \varepsilon \sqrt{\frac{1}{\Delta_2} \sum_{m,n=0}^1 [A_{m+1,n+1} (m+1)(n+1) \tilde{x}^{m+n}(P)]}. \end{aligned}$$

Нетрудно показать, что

$$\delta(P) = \varepsilon \sqrt{\frac{\sum P_i^2}{\Delta_1}}. \quad (\text{II.1.11})$$

Формулы (II.1.9), (II.1.10) и (II.1.11) и представляют решение задачи об определении первой производной дискретной зависимости y_i от x_i с произвольным шагом при неравноточных результатах наблюдений. Очевидно, в этих формулах

$$\Delta_1 = \left| \begin{array}{cc} \sum P_i^2 & \sum P_i^2 x_i \\ \sum P_i^2 x_i & \sum P_i^2 x_i^2 \end{array} \right|.$$

Основной вывод, полученный в прошлом при использовании равноточных наблюдений, остается прежним: наиболее точное (соответствующее минимуму погрешности) значение производной для заданного участка дискретной зависимости $y_i = y(x_i)$, определяемое с помощью параболической аппроксимации, совпадает с значением производной, вычисляемой для того же участка по формулам линейной аппроксимации. Погрешность ε линейной аппроксимации будем использовать в качестве оценки погрешности параболической аппроксимации. (Это, как известно, лишь несколько зависит значение $\tilde{\delta}(P)$).

Для отыскания значения величины ε воспользуемся условными уравнениями (II.1.3)

$$\sum_{m=0}^2 C_m P_i x_i^m - P_i y_i = \varepsilon_i,$$

в которых величины $P_i y_i$ являются равноточными. Отсюда

$$\sum_{m=0}^N C_m \sum_{i=1}^N (\varepsilon_i P_i x_i^m) - \sum_{i=1}^N \varepsilon_i P_i y_i = \sum_{i=1}^N \varepsilon_i.$$

Уравнения (II.1.3) умножим на $P_i x_i^n$ (последовательно при $n = 0, 1, \dots, M$) и результаты суммируем почленно по i от 1 до N .

Получим

$$\sum_{m=0}^M C_m \left(\sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^{m+n} \right) - \sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^n y_i = \sum_{i=1}^N \varepsilon_i P_i x_i^n, \quad n = 0, 1, \dots, M.$$

Отсюда, учитывая решение (II.1.4),

$$\sum_{i=1}^N \varepsilon_i P_i x_i^m = 0.$$

Поэтому

$$\sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2 = - \sum_{i=1}^N \varepsilon_i P_i y_i. \quad (\text{II.1.12})$$

Уравнения (II.1.3) умножим почленно на $P_i y_i$ и суммируем по i

$$\sum_{m=0}^M \left(C_m \sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^m y_i \right) - \sum_{i=1}^N P_i^2 y_i^2 = \sum_{i=1}^N \varepsilon_i P_i y_i. \quad (\text{II.1.13})$$

В силу равенств (II.1.12) и (II.1.13)

$$\sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^N P_i^2 y_i^2 - \sum_{m=0}^M \left(C_m \sum_{i=1}^N P_i^2 x_i^m y_i \right).$$

В рассматриваемом случае (когда для оценки $\tilde{\delta}$ достаточно $M = 1$):

$$\sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^N P_i^2 y_i^2 - C_0 \sum_{i=1}^N P_i^2 y_i - C_1 \sum_{i=1}^N P_i^2 x_i y_i, \quad (\text{II.1.14})$$

где

$$C_1 = \tilde{\rho}, \quad C_0 = \frac{1}{\Delta_1} \left| \frac{\sum P_i^2 y_i}{\sum P_i^2 x_i y_i} \quad \frac{\sum P_i^2 x_i}{\sum P_i^2 x_i^2} \right|. \quad (\text{II.1.15})$$

Пользуясь равенствами (II.1.14) и (II.1.15), найдем значение величины ε

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2}{N-2}}. \quad (\text{II.1.16})$$

Таким образом, и оценка величины погрешности $\tilde{\delta}(P)$ выполнена.

В. Чтобы пользоваться формулами (II.1.9) — (II.1.11), (II.1.14) — (II.1.16) для определения значения производной эмпирической зависимости при неравноточных результатах наблюдений, необходимо определить «вес» каждого i -го результата в общей совокупности данных.

Как отмечалось, общепринятые приемы оценки веса i -го результата наблюдений [128] в данном случае неприменимы. При введении используемой нами системы оценки весов мы исходили из следующих соображений.

Пусть эмпирический годограф представлен некоторой непрерывной аналитической зависимостью, например, с помощью аппроксимации его степенным полиномом. Если бы аппроксимирующая функция представляла истинный годограф, то невязки ε_i между эмпирическими временами пробега и этой функцией можно было бы считать случайными погрешностями в наблюдаемых временах пробега. В таком случае естественно было бы приписывать больший вес наблюдениям с меньшими значениями ε_i и наоборот, т. е. принять в качестве веса величину

$$P_i = \frac{C}{\varepsilon_i} \quad (i = 1, \dots, N).$$

Однако, поскольку истинная форма годографа неизвестна, результат аппроксимации нельзя считать действительным годографом, так как с его помощью эмпирические времена пробега просто «подтягивались» бы к аппроксимирующей функции. Поэтому использовать для оценки веса i -го результата наблюдений изолированное значение времени пробега не имеет смысла.

Поскольку нельзя заранее утверждать, что эмпирические времена пробега определяют непрерывный годограф, при оценке веса важно выявить их согласованность не только с общей аппроксимирующей функцией, но и между собой. Взаимная согласованность трех смежных по шкале расстояний значений времени пробега может быть оценена с помощью геометрического среднего из разностей $|\varepsilon_{i+1} - \varepsilon_i|$ и $|\varepsilon_{i-1} - \varepsilon_i|$. Чем ближе форма соответствующего участка эмпирического годографа к форме аппроксимирующей функции, тем меньшие значения имеют обе эти разности (при этом близость абсолютных значений эмпирических времен пробега и аппроксимирующей функции на каждом данном участке не существенна). Относительно завышенные значения этих разностей свидетельствуют о соответственно высокой дисперсии эмпирических времен пробега. Поэтому вес i -го результата наблюдения можно положить обратно пропорциональным величине $|\sqrt{|\varepsilon_{i+1} - \varepsilon_i| \cdot |\varepsilon_{i-1} - \varepsilon_i|}|$. Такая оценка веса позволяет считать одностороннее уклонение группы результатов наблюдений от аппроксимирующей функции значительно более достоверным фактом, чем уклонение отдельного результата наблюдений.

Надежность определения значения производной зависит также от исходного количества наблюдений в годографе и их распределения

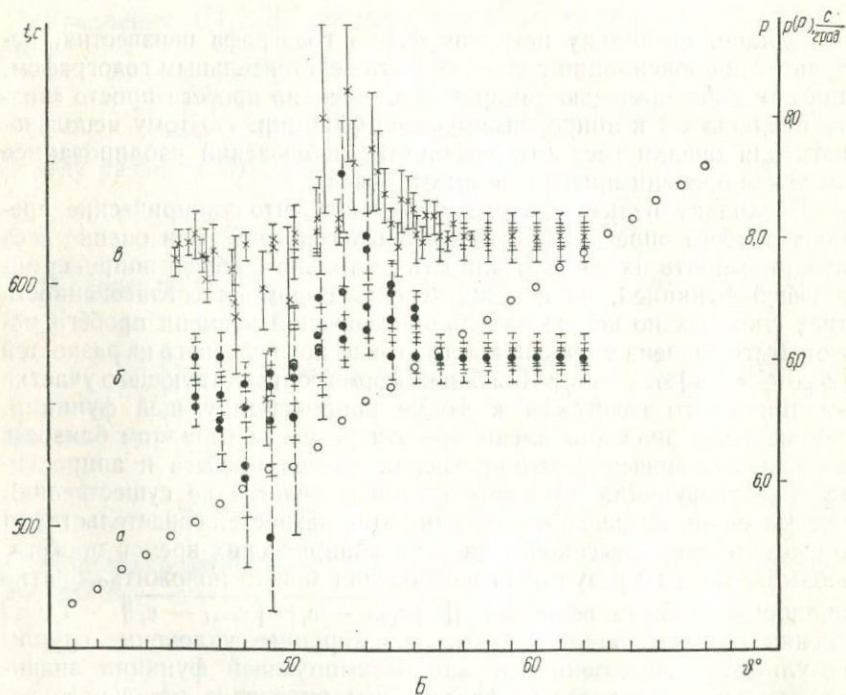
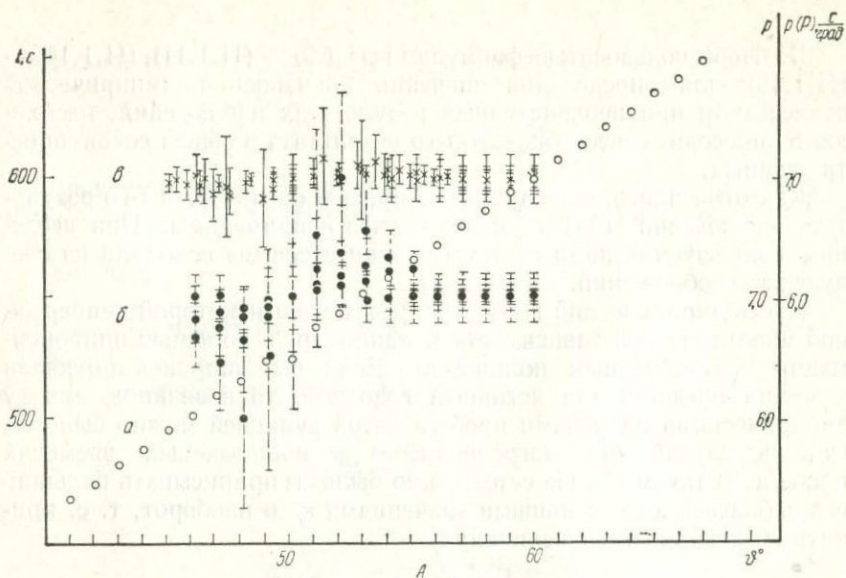


Рис. 3. Примеры использования схемы расчета производной годографа, заданного равноточными значениями (б) и с учетом весов наблюдений (а). На значения линейной функции, моделирующей эмпирический годограф (а), наложено рассеяние последовательно на $\pm 0,5$ с:

А — одно значение функции при $\theta = 50^\circ$ уменьшено на 5 с; Б — два смежных значения при $\theta = 50^\circ$ и $\theta = 51^\circ$ уменьшены на 5 с каждое.

по шкале расстояний. Поэтому вес каждого i -го результата наблюдений полагается пропорциональным «плотности годографа» d_i (количеству наблюдений, приходящемуся на единицу расстояния), приведенной к i -му значению эпицентрального расстояния.

Таким образом, вес i -го результата наблюдения оценивается с помощью выражения

$$P_i = \frac{Cd_i}{\left| \sqrt{|\varepsilon_{i+1} - \varepsilon_i| \cdot |\varepsilon_{i-1} - \varepsilon_i|} \right|},$$

где в качестве коэффициента пропорциональности использовалась величина

$$C = \left| \sqrt{\frac{\sum_{i=2}^{N-1} |\varepsilon_{i+1} - \varepsilon_i| \cdot |\varepsilon_{i-1} - \varepsilon_i|}{N-2}} \right|.$$

Г. Чтобы проверить эффективность предложенного способа оценки веса, выполнен расчет производной дискретной зависимости, моделирующей эмпирический P -годограф. На рис. 3, а, б изображена такая зависимость, построенная в масштабных единицах по осям, подобным системе координат действительного годографа. За основу модели принята прямая с угловым коэффициентом, равным 7 с/град. Результаты расчета производных также представлены на рис. 3.

Середина каждого штриха соответствует значению производной \tilde{p} (или $\tilde{p}(P)$), а его длина равна $2\tilde{\delta}$ (или $2\tilde{\delta}(P)$).

Из рисунка следует, что предложенный способ оценки веса практически полностью (во всяком случае, в пределах ошибки $\tilde{\delta}(P)$) устраняет разброс значений производной «невзвешенного годографа» в случае единичного уклонения и сохраняет вариации значений производной в случае двух смежных уклонений времени пробега.

Д. Алгоритм расчета производной содержит как описанные операции, так и некоторые дополнения.

Для расчета плотности годографа используется скользящее окно. Найденное при каждом его фиксированном положении значение плотности относится к среднему арифметическому из значений ϑ_i эпицентральных расстояний, приходящихся на это окно. От полученного распределения плотностей по шкале расстояний с помощью линейной интерполяции совершается переход к значениям плотностей для ϑ_r . Для аппроксимации зависимости t_i от ϑ_i и получения значений ε_i (необходимых только для оценки весов) используется степенной полином.

По одним и тем же исходным данным вычисляются невзвешенные и взвешенные значения производной. Ставится задача отыскать значения производных для равностоящих значений расстояния. С этой целью выбирается последовательность значений ϑ , около каждого из которых, как около центра, рассматриваются интервалы $(\vartheta \pm k\Delta\vartheta$,

$k = 1, 2 \dots$) годографа с определенным набором длин. Значения производных, вычисленные в каждом из этих интервалов, из-за неравномерности распределения данных по шкале ϑ оказываются относящимися к расстояниям, не совпадающим с серединой ϑ этих интервалов. Поэтому каждая из полученных последовательностей значений $\bar{p} \pm \tilde{\delta}|_{\vartheta}$ и $\bar{p}(P) \pm \tilde{\delta}(P)|_{\vartheta(P)}$ осредняется с помощью нового скользящего окна. (Процесс осреднения показан ниже для последовательности невзвешенных значений производной. Совершенно аналогичный прием применяется и для второй последовательности). Из всех S значений производной, попадающих в такое окно, вычисляется среднее весовое

$$\bar{p} = \frac{\sum_{s=1}^S \tilde{p}_s Q_s}{\sum_{s=1}^S Q_s}$$

со средней квадратичной погрешностью

$$\tilde{\delta} = \sqrt{\frac{\sum_{s=1}^S Q_s (\bar{p} - \tilde{p}_s)^2}{(S-1) \sum_{s=1}^S Q_s}}$$

где

$$Q_s = \frac{1}{\tilde{\delta}_s}$$

Найденное в каждом данном окне среднее значение производной \bar{p} относится к эпицентральному расстоянию

$$\bar{\vartheta} = \frac{1}{S} \sum_{s=1}^S \tilde{\vartheta}_s$$

Чтобы иметь возможность последующего сравнения производных годографов разных землетрясений, от значений производной $\bar{p}(\bar{\vartheta})$ совершается переход к значениям производной $p(\vartheta)$, полученным для выбранной шкалы ϑ (скажем, для целочисленных и полуцелочисленных значений ϑ), с помощью линейной интерполяции $\bar{p}(\bar{\vartheta})$.

§ 2. Постановка задачи об определении ориентировки элемента фронта волны по моментам ее вступления на группу станций

Мы называем группой систему пунктов наблюдений (станций), размещенных на некоторой площади более или менее равномерно. Ввиду недостаточности числа специальных групп типа «антенной решетки» (*array*), создание которых требует значительных затрат,

разработан ряд вариантов решения задачи, опирающихся на наблюдения региональных сетей сейсмических станций. Среди них способы, предложенные Мичио Оцука [178], Л. П. Винником и А. В. Николаевым [43, 47], Е. Ф. Саваренским и др. [107] и нами [22, 23, 25, 26]. Первые способы дают оценку азимута направления прихода волны и производной годографа на базе $\vartheta_{\max} - \vartheta_{\min}$ для эпицентрального расстояния ϑ_0 центра группы. Предложенный нами способ определяет значения компонент вектора-нормали к элементу фронта волны с учетом сведений о подстанционных скоростных характеристиках среды.

Решение задачи об определении ориентировки элемента волнового фронта может быть проведено в нескольких вариантах. Принятая нами схема рассчитана на прямое определение направляющих косинусов вектора-нормали к элементу фронта. Поэтому основными исходными для вычислений величинами являются не только моменты вступления волны данного типа на станции группы и координаты станций, но и скоростные разрезы среды под станциями. Для вычисления ряда вспомогательных и промежуточных величин используются также координаты и момент очага.

Известно, что фронт сейсмической волны можно представить изохронной поверхностью, расстояние от которой до i -й точки наблюдения можно определить величиной

$$S_i = v_i \tau_i, \quad i = 1, \dots, N,$$

где τ_i — интервал времени, отделяющий момент P_i вступления волны на i -ю станцию от того момента, для которого определяется положение фронта в пространстве; будем в дальнейшем называть это положение фронта мгновенным (значение этого последнего момента не влияет на ориентировку фронта в окрестности пунктов наблюдения, определение которой является основной целью решения задачи); v_i — скорость распространения волны на пути к i -й станции в течение интервала времени τ_i ; N — число станций в группе.

Пусть расстояние между точками наблюдения меньше радиуса кривизны фронта, так что поправка на кривизну меньше точности определения расстояний S_i . Тогда рассматриваемый элемент фронта волны можно считать плоским. Пусть, далее, координаты точек наблюдения есть φ_i (широта), λ_i (долгота) и H_i (высота над уровнем моря). Задачу будем решать в прямоугольной системе отсчета, начало которой поместим в «среднюю точку» группы с координатами:

$$\lambda_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \lambda_i; \quad \varphi_0 = \arccos \left(\frac{\sum_{i=1}^N \cos \varphi_i \sin \lambda_i}{N \sin \lambda_0} \right); \quad H_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N H_i. \quad (\text{П.3.1})$$

В этой системе уравнение плоскости фронта можно представить в виде

$$(\vec{r}, \vec{n}_0) - p = 0,$$

где \vec{r} — радиус-вектор текущей точки плоскости, p — ее параметр, \vec{n}^0 — единичный вектор нормали плоскости. Расстояние между этой плоскостью и i -й точкой наблюдения есть $S_i = (\vec{r}_i, \vec{n}^0) - p$, где \vec{r}_i — радиус-вектор указанной точки наблюдения. Согласно предыдущему

$$(\vec{r}_i, \vec{n}^0) - p_i = v_i \tau_i,$$

где p_i — параметр плоскости, соответствующий интервалу времени τ_i . Вследствие эмпирических погрешностей определения значений τ_i различным точкам наблюдений будут соответствовать в общем случае несколько различающиеся значения параметра.

Если, пользуясь принципом обратимости сейсмического луча, определять плоскость фронта, как плоскость, касательную к трем сферам с радиусами $v_i \tau_i$ и центрами в трех точках наблюдения, не лежащих на одной прямой, то вследствие ошибок в значениях τ_i и некоторых вариаций упругих свойств среды каждой тройке наблюдений должна отвечать своя ориентировка плоскости \vec{n}^0 . Поэтому речь может идти только о статистическом решении вопроса, определении наиболее вероятного положения плоскости фронта. Пусть это положение характеризуется вектором нормали \vec{n}^0 $\{a, b, c\}$ и параметром p . Тогда

$$(\vec{r}_i, \vec{n}^0) - p - v_i \tau_i = \varepsilon_i, \quad i = 1, \dots, N, \quad (\text{II.3.2})$$

где ε_i — невязки, обусловленные погрешностями наблюдений и фиксированием положения плоскости. Эти уравнения можно считать условными для определения направляющих косинусов a , b и c , а также параметра p методом наименьших квадратов. Однако, поскольку применение этого метода требует независимости определяемых величин, уравнения (II.3.2) должны быть приведены к виду, в котором исключен один из направляющих косинусов, например:

$$ax_i + by_i + \sqrt{1 - a^2 - b^2} \cdot z_i - p - v_i \tau_i = \varepsilon_i. \quad (\text{II.3.3})$$

Уравнения (II.3.3) являются нелинейными относительно неизвестных a и b , соответствующая им система нормальных уравнений была бы системой IV порядка, решение которой в общем виде невозможно [63]. Поэтому рационально применить обычный способ линеаризации, идея которого состоит в следующем. Невязки ε_i , определяемые уравнением вида (II.3.3), минимальны в некоторой области задания a , b и p . Если каким-нибудь способом определить одну из точек a_0 , b_0 , p_0 этой области, то ее координаты можно будет принять в качестве приближения к решению задачи. Разлагая далее функцию

$$F_i(a, b, p) = ax_i + by_i + \sqrt{1 - a^2 - b^2} \cdot z_i - p$$

в ряд Тэйлора около первого приближения, считают, что переход от первого приближения к наиболее вероятному решению потребует для каждой из функций $F_i(a, b, p)$ изменений аргументов a_0, b_0, p_0 лишь на малые величины ξ, η, ν , так что соответствующие «правила перехода» можно считать функциями, линейными относительно поправок ξ, η, ν .

Найденные таким образом соотношения можно принять за условные уравнения для определения величин ξ, η, ν , которые теперь оказываются линейными, ввиду чего составление и решение системы нормальных уравнений не составит труда. Данный общеизвестный способ решения применим, очевидно, в том случае, если точность и количество наблюдений позволяют получить минимумы функций $F_i = F_i(a, b, p)$ в определенной области значений a, b и p .

Для отыскания первого приближения a_0, b_0, p_0 можно воспользоваться обычным приемом: выделить из совокупности уравнений (II.3.3) три уравнения, положить в них $\varepsilon_i = 0$ и определить a, b и p как решение системы алгебраических уравнений

второй степени. Однако такой способ определения a_0, b_0 и p_0 , во-первых, имеет сложную вычислительную схему, во-вторых, не дает однозначного решения, в-третьих, вследствие значительной дисперсии получаемых значений a, b, p , требует отыскания a_0, b_0 и p_0 как средних в результате решения нескольких троек алгебраических уравнений, что усугубляется сложностью решения каждой из них. Поэтому первое приближение определялось нами из следующих соображений. Если бы были известны координаты точек касания искомой плоскости фронта каких-либо трех полусфер с радиусами $S_i = v_i \tau_i$ и центрами в соответствующих трех пунктах наблюдения, лежащих на одной прямой (или на одной дуге большого круга в случае станций, расположенных на значительном участке поверхности Земли), то уравнение плоскости фронта легко получалось бы как уравнение плоскости, проходящей через три заданные точки. Нетрудно видеть, что плоскость, проходящая через наиболее удаленные от поверхности наблюдений точки этих трех полусфер, будет иметь ориентировку, весьма близкую к ориентировке касательной плоскости (что подтверждается и фактическим материалом, излагаемым ниже). Если решение задачи проводить в системе координат, ось z которой направлена в зенит, то в качестве координат вершин полусфер могут быть приняты величины $x_i, y_i, z_i + v_i \tau_i$, где x_i, y_i и z_i — координаты i -го пункта наблюдения в выбранной системе отсчета; τ_i может быть как положительным, так и отрицательным

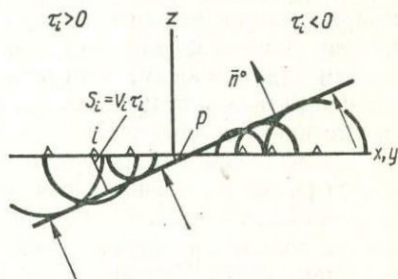


Рис. 4. Схематическое изображение положения элемента фронта волны относительно группы наблюдающих станций.

в зависимости от того, для какого момента времени определяется положение фронта волны и как i -й пункт наблюдения расположен относительно этого положения фронта. Значения направляющих косинусов плоскостей для нескольких троек станций позволяют принять в качестве первого приближения a_0, b_0, c_0, p_0 соответствующие средние значения косинусов и параметра. Так как при этом фактически $a_0^2 + b_0^2 + c_0^2 \neq 1$, то, исключив один из косинусов, мы можем далее воспользоваться описанным способом линеаризации и определения поправок к первым приближениям.

Наконец, за счет влияния случайных погрешностей значения поправок для первого приближения зависят от того, какой из направляющих косинусов (a, b , или c) исключен. Поэтому решение задачи будет полным, если определить три возможных совокупности наиболее вероятных значений a, b, c, p и принять за истинные соответствующие средние.

Прежде чем приступить к практической реализации описанной схемы решения, уточним смысл величин τ_i , значения которых, как отмечалось, связаны с выбором того момента, для которого отыскивается положение элемента фронта волны. Допустим, что положение и момент очага T_0 известны с максимально возможной точностью. Тогда, зная координаты центра группы (II.3.1) и, следовательно, его эпицентрального расстояние ϑ_0 , мы можем по одному из табличных годографов (нами использовался годограф Джеффриса — Буллена) определить время пробега, отвечающее расстоянию ϑ_0 и глубине данного очага: $t_J(\vartheta_0, H_0) = t_0$. Отсюда

$$\tau_i = P_i - T_0 - t_0$$

есть величина, подверженная погрешностям определения момента P_i вступления волны в i -й пункт наблюдения (а также погрешностям определения параметров очага). Подчеркнем еще раз, что ошибки в определении направления прихода волны обусловлены погрешностями только в значениях P_i . Из определения τ_i следует, что для $\vartheta_i < \vartheta_0$ в основном $\tau_i < 0$ и наоборот. В соответствии с этим рис. 4 дает схематическое изображение положения элемента фронта волны относительно группы наблюдающих станций. Из определения τ_i следует, что, если среднее статистическое значение параметра p по большой совокупности землетрясений из определенной очаговой области отлично от нуля, то это означает, что в пределы соответствующих лучевых трубок попали участки среды, скоростные свойства которых не соответствуют принятой за основу стандартной модели. Принципиальные возможности вычислительной схемы для более детальной оценки пространства скоростей обсуждены ниже.

§ 3. Определение первого приближения к решению задачи об ориентировке фронта

Чтобы определить наиболее вероятные значения a, b, c и p на основе уравнений (II.3.3), найдем сначала описанным способом первые приближения к значениям косинусов и параметра. Пусть

вступления волны наблюдаются на N сейсмических станциях, координаты которых

$$\left. \begin{aligned} x_i &= R_i [\cos \varphi_i \cos (\lambda_i - \lambda_0) \sin \varphi_0 - \sin \varphi_i \cos \varphi_0], \\ y_i &= R_i \cos \varphi_i \sin (\lambda_i - \lambda_0), \\ z_i &= R_i [\cos \varphi_i \cos (\lambda_i - \lambda_0) \cos \varphi_0 + \sin \varphi_i \sin \varphi_0] - R_0 \end{aligned} \right\} i = 1, \dots, N$$

(где $H_i + \bar{R} = R_i$, $i = 0, 1, \dots, N$, \bar{R} — средний радиус Земли) заданы в системе отсчета с началом в точке (II.3.1); ось x системы направлена на юг, ось y — на восток, ось z — в зенит. Если скорость V_i распространения волны в окрестности каждой i -й станции задана, то координаты упомянутых выше полусфер известны (x_i , y_i , $z'_i = z_i - V_i \tau_i$). Для некоторых трех точек наблюдения K , L , M уравнение плоскости элемента фронта можно представить в виде

$$\begin{aligned} (x - x_k) \begin{vmatrix} y_l - y_k & z'_l - z'_k \\ y_m - y_k & z'_m - z'_k \end{vmatrix} + (y - y_k) \begin{vmatrix} z'_l - z'_k & x_l - x_k \\ z'_m - z'_k & x_m - x_k \end{vmatrix} + \\ + (z - z'_k) \begin{vmatrix} x_l - x_k & y_l - y_k \\ x_m - x_k & y_m - y_k \end{vmatrix} = 0 \end{aligned}$$

или $Ax + By + Cz - (Ax_k + By_k + Cz'_k) = 0$.

Для получения наиболее устойчивых оценок первого приближения из C_N^3 различных троек точек (различных возможных плоскостей) выбирается Q триад, для которых имеет наибольшее значение отношение площади треугольника d к его периметру:

$$d = \frac{|x_k(y_l - y_m) + x_l(y_m - y_k) + x_m(y_k - y_l)|}{\sqrt{(x_l - x_k)^2 + (y_l - y_k)^2} + \sqrt{(x_m - x_l)^2 + (y_m - y_l)^2} + \sqrt{(x_k - x_m)^2 + \dots} + \dots + (y_k - y_m)^2}$$

Для выделенных триад

$$A_q x + B_q y + C_q z - D_q = 0, \quad q = 1, \dots, Q$$

и определяемые величины имеют вид:

$$a_q = \frac{A_q}{\delta_q}; \quad b_q = \frac{B_q}{\delta_q}; \quad c_q = \frac{C_q}{\delta_q}; \quad p_q = \frac{D_q}{\delta_q},$$

где $\delta_q = \pm \sqrt{A_q^2 + B_q^2 + C_q^2}$. Так как в выбранной системе отсчета всегда $c > 0$, то знак δ должен совпадать со знаком C_q .

В состав Q триад, «наилучших» по геометрическому признаку, могут попасть пункты, наблюдения которых содержат грубые погрешности. Это приведет к значительному искажению, прежде всего, направляющих косинусов. Поэтому разности

$$a_q - \frac{1}{Q} \sum_{q=1}^Q a_q = u_q; \dots$$

сравниваются с их средней квадратичной оценкой

$$U = \left| \sqrt{\frac{1}{Q} \sum_{q=1}^Q u_q^2} \right|; \dots$$

и те триады, для которых выполняется хотя бы одно из трех неравенств

$$|u_r| \geq rU, \quad |v_s| \geq rV, \quad |\omega_t| \geq rW,$$

исключаются из рассмотрения при оценке первого приближения. Таким образом,

$$a_0 = \frac{1}{Q'} \sum_{q=1}^{Q'} a_q \Big|_{\substack{q \neq r \\ q \neq s \\ q \neq t}}, \quad b_0 = \frac{1}{Q'} \sum_{q=1}^{Q'} b_q \Big|_{\substack{q \neq r \\ q \neq s \\ q \neq t}},$$

$$c_0 = \frac{1}{Q'} \sum_{q=1}^{Q'} c_q \Big|_{\substack{q \neq r \\ q \neq s \\ q \neq t}}, \quad p_0 = \frac{1}{Q'} \sum_{q=1}^{Q'} p_q \Big|_{\substack{q \neq r \\ q \neq s \\ q \neq t}}.$$

Проверка равенства

$$a_0^2 + b_0^2 + c_0^2 = 1$$

служит контролем качества определения первого приближения.

§ 4. Определение второго приближения

Приняв в качестве первого приближения величины

$$a'_0 = a_0, \quad b'_0 = b_0, \quad c'_0 = \sqrt{1 - a_0^2 - b_0^2}, \quad p_0,$$

второе приближение будем искать в виде:

$$a' = a_0 + \xi'; \quad b' = b_0 + \eta'; \quad p' = p_0 + \nu'; \quad c' = \sqrt{1 - a'^2 - b'^2}. \quad (\text{II.5.1})$$

В соответствии с уравнением (II.3.3)

$$a'x_i + b'y_i + \sqrt{1 - a'^2 - b'^2} z_i - p' = S_i + \varepsilon_i = F_i(a', b', p').$$

Так как

$$a_0 x_i + b_0 y_i + \sqrt{1 - a_0^2 - b_0^2} z_i - p_0 = F_i(a_0, b_0, p_0) = (F_i)_0,$$

то

$$F_i(a', b', p') = F_i(a_0 + \xi', b_0 + \eta', p_0 + \nu') =$$

$$= (F_i)_0 + \xi' \left(\frac{\partial F_i}{\partial a'} \right)'_0 + \eta' \left(\frac{\partial F_i}{\partial b'} \right)'_0 + \nu' \left(\frac{\partial F_i}{\partial p'} \right)'_0$$

и

$$F_i(a', b', p') - (F_i)_0 = S_i - (F_i)_0 + \varepsilon_i = \sigma'_i + \varepsilon_i =$$

$$= \alpha'_i \xi' + \beta'_i \eta' + \pi'_i \nu'. \quad (\text{II.5.2})$$

На величины

$$\sigma'_i = S_i - (F_i)'_0, \quad i = 1, \dots, N,$$

вычисляемые для всех пунктов наблюдений, влияют погрешности, прежде всего, в значениях τ_i . Для исключения грубых ошибок в σ'_i используется также соотношение:

$$|\sigma'_i - \bar{\sigma}| \geq |N^{-1} \sum (\sigma_i - \bar{\sigma})^2|^{1/2},$$

где $\bar{\sigma} = N^{-1} \sum \sigma'_i$. Все последующие (в данном варианте первого приближения) выводы относятся к совокупности N' наблюдений, которая не содержит данных станций с номерами f :

$$\sigma'_j = S_j - (F_j)'_0, \quad j = 1, \dots, N' (j \neq f).$$

Таким образом, в соответствии с (II.5.2) система условных уравнений для определения ξ' , η' , и ν' имеет вид:

$$\alpha'_j \xi' + \beta'_j \eta' + \pi'_j \nu' - \sigma'_j = \varepsilon_j,$$

где

$$\alpha'_j = x_j - \frac{a'_0}{c'_0} z_j; \quad \beta'_j = y_j - \frac{b'_0}{c'_0} z_j; \quad \pi'_j = -1.$$

На основании соответствующей системы нормальных уравнений:

$$\xi' \sum \alpha_j'^2 + \eta' \sum \alpha'_j \beta'_j - \nu' \sum \alpha'_j = \sum \alpha'_j \sigma'_j,$$

$$\xi' \sum \alpha'_j \beta'_j + \eta' \sum \beta_j'^2 - \nu' \sum \beta'_j = \sum \beta'_j \sigma'_j,$$

$$\xi' \sum \alpha'_j + \eta' \sum \beta'_j - \nu' N' = \sum \sigma'_j$$

определяются значения поправок ξ' , η' , ν' и погрешностей в них ($\delta \xi'$, $\delta \eta'$, $\delta \nu'$) [24].

$$\xi' = -\frac{1}{\Delta'} \begin{vmatrix} \sum \alpha \sigma & \sum \alpha \beta & \sum \alpha \\ \sum \beta \sigma & \sum \beta^2 & \sum \beta \\ \sum \sigma & \sum \beta & N \end{vmatrix}';$$

$$\eta' = -\frac{1}{\Delta'} \begin{vmatrix} \sum \alpha^2 & \sum \alpha \sigma & \sum \alpha \\ \sum \alpha \beta & \sum \beta \sigma & \sum \beta \\ \sum \alpha & \sum \sigma & N \end{vmatrix}';$$

$$\nu' = \frac{1}{\Delta'} \begin{vmatrix} \sum \alpha^2 & \sum \alpha \beta & \sum \alpha \sigma \\ \sum \alpha \beta & \sum \beta^2 & \sum \beta \sigma \\ \sum \alpha & \sum \beta & \sum \sigma \end{vmatrix}';$$

$$\Delta' = - \begin{vmatrix} \sum \alpha^2 & \sum \alpha\beta & \sum \alpha \\ \sum \alpha\beta & \sum \beta^2 & \sum \beta \\ \sum \alpha & \sum \beta & N \end{vmatrix}';$$

$$\delta\xi' = \varepsilon' \sqrt{-\frac{1}{\Delta'} \begin{vmatrix} \sum \beta^2 & \sum \beta \\ \sum \alpha & N \end{vmatrix}}'; \quad \delta\eta' = \varepsilon' \sqrt{-\frac{1}{\Delta'} \begin{vmatrix} \sum \alpha^2 & \sum \alpha \\ \sum \alpha & N \end{vmatrix}}';$$

$$\delta\nu' = \varepsilon' \sqrt{-\frac{1}{\Delta'} \begin{vmatrix} \sum \alpha^2 & \sum \alpha\beta \\ \sum \alpha\beta & \sum \beta^2 \end{vmatrix}}',$$

где

$$\varepsilon' = \sqrt{\frac{\left(\sum_{j=1}^{N'} \varepsilon_j^2\right)'}{N' - 3}}, \quad (\sum \varepsilon_j^2)' = \sum \sigma_j^2 - \xi' \sum \alpha_j' \sigma_j' - \eta' \sum \beta_j' \sigma_j' + \nu' \sum \sigma_j'.$$

Таким образом, по формулам (II.5.1) получается второе приближение к решению задачи (в первом варианте первого приближения), причем

$$\delta\xi' = \frac{1}{c'} (a' \delta\xi' + b' \delta\eta').$$

Окончательное решение зависит от выбора двух косинусов первого приближения в качестве основных для отыскания второго приближения. Поэтому аналогичное решение проводится еще для двух вариантов начальных условий:

$$a_0'' = \sqrt{1 - b_0^2 - c_0^2}, \quad b_0'' = b_0, \quad c_0'' = c_0.$$

$$a_0''' = a_0, \quad b_0''' = \sqrt{1 - c_0^2 - a_0^2}, \quad c_0''' = c_0.$$

Во втором варианте, исходя из системы условных уравнений

$$\beta_j'' \eta'' + \gamma_j'' \zeta'' + \pi_j'' \nu'' - \sigma_j'' = \varepsilon_j,$$

где

$$\beta_j'' = -\frac{b_0''}{a_0''} x_j + y_j, \quad \gamma_j'' = z_j - \frac{c_0''}{a_0''} x_j; \quad \pi_j'' = -1,$$

решается система нормальных уравнений

$$\eta'' \sum \beta_j''^2 + \zeta'' \sum \beta_j'' \gamma_j'' - \nu'' \sum \beta_j'' = \sum \beta_j'' \sigma_j'',$$

$$\eta'' \sum \beta_j'' \gamma_j'' + \zeta'' \sum \gamma_j''^2 - \nu'' \sum \gamma_j'' = \sum \gamma_j'' \sigma_j'',$$

$$\eta'' \sum \beta_j'' + \zeta'' \sum \gamma_j'' - \nu'' N'' = \sum \sigma_j''.$$

В результате определяются $b'' = b_0'' + \eta''$, $c'' = c_0'' + \zeta''$, $a'' = \sqrt{1 - b''^2 - c''^2}$, ρ'' , $\delta\eta''$, $\delta\xi''$, $\delta\nu''$, $\delta\xi''$.

Аналогично в третьем варианте вычисляются $c''' = c_0'' + \xi'''$, $a''' = a_0''' + \xi'''$, $b''' = \sqrt{1 - c'''^2 - a'''^2}$, ρ''' , $\delta\xi'''$, $\delta\xi'''$, $\delta v'''$, $\delta\eta'''$.

Таким образом, три варианта определяемых величин получены при использовании (в качестве критерия «отсева» грубых ошибок) сравнения случайной величины с удвоенным значением ее средней квадратичной оценки ($r = 2$). Все расчеты затем повторяются при еще более жестком критерии: не принимать во внимание такие значения случайной величины, уклонения которых от среднего превосходят величину для ее средней квадратичной погрешности.

В результате для каждой искомой величины получается шесть значений. В качестве наилучшего приближения к значениям определяемых величин можно принять их арифметические средние. Однако точность определения указанных шести значений каждой величины может быть разной, поэтому усреднение целесообразно выполнить с учетом весов.

Пусть, например, получена совокупность значений направляющего косинуса a

$$a'_{(1)}, a''_{(1)}, a'''_{(1)}, a'_{(2)}, a''_{(2)}, a'''_{(2)}$$

и совокупность соответствующих значений погрешностей

$$\delta\xi'_{(1)}, \delta\xi''_{(1)}, \delta\xi'''_{(1)}, \delta\xi'_{(2)}, \delta\xi''_{(2)}, \delta\xi'''_{(2)}.$$

Среднее взвешенное значение a определяется выражением:

$$\bar{a} = \frac{\sum_{k=1}^6 P_k a_k}{\sum_{k=1}^6 P_k},$$

в котором P_k — вес отдельного значения косинуса

$$P_k = \frac{G}{(\delta\xi_k)^2}.$$

Определим постоянную G из условия $\sum_k P_k = 1$. Тогда

$$G = \frac{1}{\sum_k 1/(\delta\xi_k)^2}, \quad P_k = \frac{1}{(\delta\xi_k)^2} \cdot \frac{1}{\sum_k 1/(\delta\xi_k)^2}.$$

Отсюда

$$\bar{a} = \frac{1}{\sum_k 1/(\delta\xi_k)^2} \cdot \sum_k a_k / (\delta\xi_k)^2.$$

Поскольку \bar{a} есть линейная функция a_k :

$$\bar{a} = \sum_k P_k a_k,$$

дисперсия $D(\bar{a})$ определяется выражением

$$D(\bar{a}) = \sum_k P_k^2 D(a_k) = \sum_k P_k^2 (\delta \xi_k)^2 = (\delta \xi)^2.$$

Следовательно,

$$(\delta \xi)^2 = \frac{1}{[\sum_k 1/(\delta \xi_k)^2]^2} \cdot \sum_k \frac{1}{(\delta \xi_k)^4} (\delta \xi_k)^2 = \frac{1}{\sum_k 1/(\delta \xi_k)^2}.$$

Итак,

$$\delta \xi = \frac{1}{\sqrt{\sum_k 1/(\delta \xi_k)^2}}.$$

Таким образом, средние значения направляющих косинусов и параметра плоскости определяются выражениями

$$\bar{a} = \frac{\sum_k a_k / (\delta \xi_k)^2}{\sum_k 1/(\delta \xi_k)^2}; \quad \bar{b} = \frac{\sum_k b_k / (\delta \eta_k)^2}{\sum_k 1/(\delta \eta_k)^2};$$

$$\bar{c} = \frac{\sum_k c_k / (\delta \zeta_k)^2}{\sum_k 1/(\delta \zeta_k)^2}; \quad \bar{p} = \frac{\sum_k p_k / (\delta v_k)^2}{\sum_k 1/(\delta v_k)^2},$$

а их погрешности есть, соответственно,

$$\delta \xi = \frac{1}{\left| \sqrt{\sum_k 1/(\delta \xi_k)^2} \right|}; \quad \delta \eta = \frac{1}{\left| \sqrt{\sum_k 1/(\delta \eta_k)^2} \right|};$$

$$\delta \zeta = \frac{1}{\left| \sqrt{\sum_k 1/(\delta \zeta_k)^2} \right|}; \quad \delta v = \frac{1}{\left| \sqrt{\sum_k 1/(\delta v_k)^2} \right|}.$$

Подчиняя значения направляющих косинусов вектора-нормали условию $a^2 + b^2 + c^2 = 1$, получим для них окончательные выражения:

$$a = \sqrt{\frac{1}{3} (1 + 2\bar{a}^2 - \bar{b}^2 - \bar{c}^2)}; \quad b = \sqrt{\frac{1}{3} (1 + 2\bar{b}^2 - \bar{c}^2 - \bar{a}^2)};$$

$$c = \sqrt{\frac{1}{3} (1 + 2\bar{c}^2 - \bar{a}^2 - \bar{b}^2)}.$$

(Конечное значение параметра плоскости: $p\bar{p}$).

§ 5. Значение средней скорости v_i при заданном скоростном разрезе

Определение направления прихода волны на данную i -ю станцию описанным выше способом предполагает известным значение средней скорости распространения волны на пути к i -й станции

в течение интервала времени τ_i . Если в течение этого времени фронт волны перемещается в пределах однородного слоя, то скорость v_i совпадает со средней скоростью распространения волны в слое. При движении фронта в многослойной среде в качестве значения v_i нужно использовать скорость $v_{(i)}$, среднюю по лучу или (в случае пересечения пачки однородных или слабоградиентных слоев) скорость, среднюю в слое (в пачке слоев). Основная сложность при этом определении $v_{(i)}$ состоит в отыскании суммарной мощности $H_{(i)}$ слоя, в котором распространяется волна в течение интервала времени $\tau_{(i)}$. (Индекс (i) мы используем здесь для обозначения величин, относящихся к i -й станции. Временно, для упрощения записи опустим этот индекс).

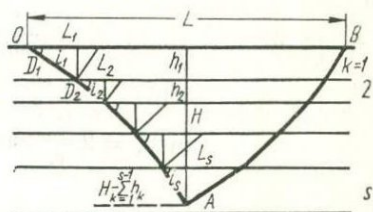


Рис. 5. Схема сейсмического луча и сечения волнового фронта для многослойной среды.

Рис. 5 дает представление о геометрии лучей и фронтов в плоскости луча. Здесь O — центр группы наблюдающих станций, одна из которых есть B . Пусть для окрестности точки B задан скоростной разрез $v_k = v_k(h_k)$, $k = 1, \dots$, где h_k — мощность k -го слоя. Обозначим через s номер слоя, содержащего наиболее глубокую точку A пересечения фронта и луча, проходящего через B . Тогда глубина точки A

$$H = \sum_{k=1}^{s-1} h_k + h,$$

где h — глубина указанной точки в s -м слое, отсчитываемая от его кровли. Пользуясь обозначениями, данными на рис. 5, запишем следующие соотношения:

$$OB = L = \sum_{k=1}^s L_k, \quad L_k = \frac{D_k}{\cos i_k}, \quad D_k = \frac{h_k}{\sin i_k},$$

где i_k — угол падения луча на кровлю k -го слоя; следовательно,

$$L_k = \frac{2h_k}{\sin 2i_k}, \quad h = \frac{L_s}{2} \sin 2i_s.$$

Так как

$$L_s = L - \sum_{k=1}^{s-1} L_k,$$

то

$$H = \sum_{k=1}^{s-1} h_k + \frac{L}{2} \sin 2i_s - \frac{\sin 2i_s}{2} \sum_{k=1}^{s-1} L_k$$

или

$$H = \sum_{k=1}^{s-1} h_k + \frac{L}{2} \sin 2i_s - \sum_{k=1}^{s-1} \frac{\sin 2i_s}{\sin 2i_k} h_k.$$

Следовательно,

$$H = \frac{L}{2} \sin 2i_s + \sum_{k=1}^{s-1} h_k \left(1 - \frac{\sin 2i_s}{\sin 2i_k} \right).$$

Так как

$$\sin 2i = 2 \sin i \sqrt{1 - \sin^2 i}$$

и

$$\frac{\sin i_s}{\sin i_1} = \frac{v_s}{v_1},$$

то

$$\sin 2i_s = 2 \frac{v_s}{v_1} \sin i_1 \sqrt{1 - \left(\frac{v_s}{v_1} \sin i_1 \right)^2}$$

и

$$\sin 2i_k = 2 \frac{v_k}{v_1} \sin i_1 \sqrt{1 - \left(\frac{v_k}{v_1} \sin i_1 \right)^2}.$$

Отсюда

$$H = L \frac{v_s}{v_1} \sin i_1 \sqrt{1 - \left(\frac{v_s}{v_1} \sin i_1 \right)^2} + \sum_{k=1}^{s-1} h_k \left[1 - \frac{v_s}{v_k} \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{v_s}{v_1} \sin i_1 \right)^2}}{\sqrt{1 - \left(\frac{v_k}{v_1} \sin i_1 \right)^2}} \right].$$

Используя зависимость угла выхода сейсмической радиации (или угла падения i_1 на внешнюю поверхность Земли) от расстояния, можно определить H для любой станции. Практически удобнее использовать зависимость производной годографа от расстояния

$$\frac{dt}{d\theta} = p(\theta).$$

Так как

$$\sin i_1(\theta) = \frac{v_1}{R} \cdot p(\theta)$$

и

$$\frac{v_q}{v_1} \sin i_1(\theta) = \frac{v_q}{R} p(\theta), \quad L = 111,1 \cdot (\theta - \theta_0),$$

то для i -й станции

$$H_{(i)} = 111,1 \cdot |\theta_{(i)} - \theta_0| \frac{v_q}{R} p(\theta_{(i)}) \sqrt{1 - \left[\frac{v_q}{R} p(\theta_{(i)}) \right]^2} + \sum_{k=1}^{q-1} h_{k(i)} \left\{ 1 - \frac{v_q \sqrt{1 - [v_q / R] \cdot p(\theta_{(i)})^2}}{v_k \sqrt{1 - [v_k / R] \cdot p(\theta_{(i)})^2}} \right\}. \quad (\text{II.6.1})$$

Индексом q здесь обозначен переменный, определяемый в процессе расчета, номер самого глубокого слоя, который включен в скоростной разрез для определения $v_{(i)}$ (при $q = 1$ последняя сумма не имеет смысла). Следовательно, глубина $H_{(i)}$ является функцией:

$$H_{(i)} = H_{(i)}(\vartheta_{(i)} - \vartheta_0, \vartheta_{(i)}, q);$$

в частности,

$$\begin{aligned} H_{(i)}|_{q=1} &= 111,1 \cdot |\vartheta_{(i)} - \vartheta_0| \cdot \frac{v_1}{R} \rho(\vartheta_{(i)}) \cdot \sqrt{1 - \left[\frac{v_1}{R} \rho(\vartheta_{(i)}) \right]^2} = \\ &= 111,1 \cdot |\vartheta_{(i)} - \vartheta_0| \cdot \cos i(\vartheta_{(i)}) \cdot \sin i(\vartheta_{(i)}) = \frac{111,1}{2} \cdot |\vartheta_{(i)} - \vartheta_0| \times \\ &\quad \times \sin 2i(\vartheta_{(i)}) \end{aligned}$$

есть глубина точки A в случае однослойной среды. Программа определения $H_{(i)}$ построена так, что, если при $q = 1$ получается $H_{(i)} > h_{(i)}$, то $H_{(i)}$ считается при $q = 2$. Если $H_{(i)}|_{q=2} > (h_1 + h_2)_{(i)}$, то $H_{(i)}$ считается при $q = 3$ и т. д. Если при $q = M$

$H_{(i)} < \sum_{k=1}^M h_{k(i)}$, то в формуле (II.6.1) полагается $q = M$:

$$H_{(i)} = H_{(i)}(\vartheta_{(i)} - \vartheta_0, \vartheta_{(i)}, M).$$

В случае, если модель скоростного разреза содержит градиентные слои, то в качестве значений скорости v_1, v_k, v_q в расчетах должны приниматься скорости волны v'_1, v'_k, v'_q в кровле соответствующих слоев.

Значение средней скорости на основе модели горизонтально-слоистой среды для окрестностей i -й станции определится, очевидно, следующим образом:

$$\begin{aligned} v_{(i)} &= \frac{1}{H_{(i)}} \left\{ \sum_{m=1}^{M-1} \int_{\sum_{\alpha=0}^{m-1} h_{\alpha(i)}}^{\sum_{\alpha=0}^m h_{\alpha(i)}} f(a_m, b_m, \dots, z) dz + \right. \\ &\quad \left. + \int_{\sum_{\alpha=0}^{M-1} h_{\alpha(i)}}^{H_{(i)}} f(a_M, b_M, \dots, z) dz \right\}_{h_0=0}. \end{aligned}$$

[Если скорость в m -м слое является линейной функцией z

$$f(a_m, \dots, z) = a_m + b_m z,$$

го, очевидно,

$$v_{(i)} = \frac{1}{H_{(i)}} \left\{ \sum_{m=1}^{M-1} \left(a_m h_{m(i)} + \frac{b_m}{2} h_{m(i)}^2 \right) + a_M \left(H_{(i)} - \sum_{m=1}^{M-1} h_{m(i)} \right) + \frac{b_M}{2} \left(H_{(i)} - \sum_{m=1}^{M-1} h_{m(i)} \right)^2 \right\}.$$

В случае градиентных слоев

$$a'_m = v'_m, \quad b_m = \frac{v''_m - v'_m}{h_m}$$

и, следовательно,

$$a_m h_m + \frac{b_m}{2} h_m^2 = \frac{v'_m + v''_m}{2} h_m.$$

Поэтому в данном случае

$$v_{(i)} = \frac{1}{H_{(i)}} \left\{ \frac{1}{2} \sum_{m=1}^{M-1} h_{m(i)} (v'_m + v''_m) + v'_M \left(H_{(i)} - \sum_{m=1}^{M-1} h_{m(i)} \right) + \frac{v''_M - v'_M}{2h_{M(i)}} \left(H_{(i)} - \sum_{m=1}^{M-1} h_{m(i)} \right)^2 \right\}.$$

Последняя формула и была использована как расчетная. Она вошла в состав программы «Фронт» для определения положения элемента фронта волны в районе наблюдающей группы станций по кинематическим данным.

§ 6. Взаимное коррелирование сейсмических записей для определения разности моментов прихода волны к станциям группы малого размера

В задачу изучения поля направлений прихода волн, по кинематическим данным группы наблюдающих пунктов, включается вопрос об определении разностей времен прихода волны в пункты с идентичной сейсмической аппаратурой при различных, в том числе малых, расстояниях между пунктами. Так как этот вопрос встречается и в других задачах и поэтому имеет самостоятельный интерес, остановимся на его рассмотрении несколько подробнее [27].

При некоторых видах численной обработки результатов наблюдений актуальной является задача определения величины относительного сдвига ряда подобных эмпирических закономерностей по одной из координатных осей. К характерным примерам такой задачи относятся определения разностей моментов вступления одной сейсмической волны на смежные станции и фазовых сдвигов между идентичными участками записи, полученными на станциях группы. Первые нужны для решения задачи об определении координат очага, в частности, близкого землетрясения по наблюдениям совокупности региональных станций и определения направления

прихода волны по наблюдениям сейсмической группы с проводной или телеметрической централизацией информации. Вторые существенны при выделении сигнала на шумовом фоне с помощью методов группирования, изучения развития волновой картины во времени и в пространстве (с использованием записей смежных станций с помощью поляризационной фильтрации колебаний). Определения относительных фазовых сдвигов делаются также при изучении регионального строения земной коры по наблюдениям поверхностных волн.

Во всех указанных случаях для численной оценки разностей фаз используются корреляционные способы. Вычисление корреляционных функций сводится обычно к отысканию коэффициента взаимной корреляции, для чего используется формула вида [107, 125]:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^K (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^K (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^K (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (\text{II.7.1})$$

где x и y — коррелируемые величины, \bar{x} и \bar{y} — их соответствующие средние значения:

$$\bar{x} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K x_i, \quad \bar{y} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K y_i.$$

Известно [128], что выражение (II.7.1) коэффициента взаимной корреляции может быть получено как корень квадратный из произведения коэффициентов линейной регрессии y по x и x по y . Следовательно, широкое использование этого выражения, в том числе для случаев, когда линейность указанных регрессий заранее нельзя утверждать, математически не обосновано строго [120].

При сравнении сейсмологических записей трудно говорить о линейности уравнений регрессии. Поэтому выражение (II.7.1) может служить лишь в качестве некой вспомогательной величины, максимизация которой позволяет оценить величину фазового сдвига между записями. Тогда естественно поставить вопрос: является ли это выражение для указанных оценок оптимальным? Чтобы ответить на него, отметим вначале следующее.

Использование средних величин \bar{x} и \bar{y} в формуле (II.7.1) дает возможность сравнивать эмпирические последовательности x_i и y_i в величинах отклонений от средних, т. е. позволяет исключить разницу абсолютных уровней последовательностей. Так как всякая сейсмограмма представляет знакопеременную запись отклонений индикаторной точки от положения равновесия, на достаточно широком интервале $\bar{x} \approx 0$ и $\bar{y} \approx 0$. Поэтому числитель выражения (II.7.1) есть средняя величина произведений ординат сравниваемых записей, а знаменатель — корень квадратный из произведения «дисперсий» x и y около их средних значений, т. е. произведения

средних квадратичных ординат записей. Ввиду того что последние (за счет большого сглаживания) слабо зависят от сдвигов «окна сравнения» вдоль записей, их наличие в выражении (II.7.1) мало влияет на процесс максимизации r при относительных смещениях записей x и y . Величина r , которая для рассматриваемой задачи должна отражать близость форм сравниваемых закономерностей, содержит в своей структуре в качестве критерия близости форм лишь среднее из произведений ординат. Физически реальные последовательности вида x_i и y_i ($i = 1, \dots, K$) используются для оценки дисперсий в значениях \bar{x} и \bar{y} , причем упорядоченность чисел x_i и y_i здесь несущественна.

Более логичным было бы говорить о «дисперсии формы» последовательности x_i , т. е. закономерности $x(t)$, проявляющейся при сравнении ее с другой, аналогичной закономерностью $y(t)$. Поэтому нами предлагается в качестве критерия оценки оптимального значения относительного фазового сдвига использовать величину вида:

$$D_{x,y}(T_0, T, \tau) = \frac{\int_{T_0}^T [x(t) + y(t + \tau)]^2 dt}{\int_{T_0}^T [x(t) - y(t + \tau)]^2 dt},$$

которую можно назвать индикатором разности фаз между двумя сравниваемыми сигналами. Ее численная реализация, лежащая в основе соответствующего алгоритма, может быть представлена в виде

$$\left. \begin{aligned} D_{u,v}(P, n) \Big|_{n \leq 0} &= \frac{\sum_{i=1}^{P+n} (x_{u,i-n} + x_{v,i})^2}{\sum_{i=1}^{P+n} (x_{u,i-n} - x_{v,i})^2} \Big|_{-N \leq n \leq 0} ; \\ D_{u,v}(P, n) \Big|_{n > 0} &= \frac{\sum_{i=1}^{P-n} (x_{u,i} + x_{v,i+n})^2}{\sum_{i=1}^{P-n} (x_{u,i} - x_{v,i+n})^2} \Big|_{0 < n \leq N} \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.7.2})$$

Суммы в числителях этих выражений позволяют учесть «динамический фон», на котором проводится сравнение записей.

§ 7. Задача использования динамических характеристик сейсмических волн для изучения направлений их прихода. Об алгоритме оператора поляризационной фильтрации сейсмических колебаний

Признаки трансверсальных неоднородностей строения Земли, зафиксированные в кинематической информации (во временах пробега сейсмических волн), должны неизбежно проявляться и в ди-

намических особенностях волн, прежде всего, в результатах определения направления прихода волны по ее динамическим параметрам. Для количественного определения этого направления из эмпирических данных могут быть использованы наблюдения в одной точке, оборудованной трехкомпонентной установкой, позволяющей регистрировать поведение вектора смещения почвы во времени. В идеальном случае (при распространении волны в однородном, изотропном, бесконечном упругом пространстве) в течение всего интервала времени прохождения дуга прямой продольной волны линия действия вектора смещения элемента среды должна сохраняться неизменной. В реальных условиях, с одной стороны, вследствие наличия неоднородностей среды, а с другой — вследствие экстремальности времени пробега дугу прямой продольной волны, наблюдаемой в точке, отвечает не единственная брахистохрона, а некоторый «поток траекторий». Это является одной из причин, создающих неустойчивость во времени ориентировки линии действия вектора смещения, тот «шумовой фон», из которого нужно выделить истинное направление прихода волны. Процесс этого выделения требует определенного статистического осреднения динамической информации.

Таким образом, при определении направления прихода волны по временам пробега, искомые величины осредняются по площади. При использовании для этой же цели участков трехкомпонентной записи оцениваются угловые параметры луча, средние во времени. Очевидно, вследствие принципиального различия исходной информации указанные пути вычислений не могут дать совпадающих результатов. Поэтому совместное использование смешанных результатов тех и других вычислений неприемлемо. Вместе с тем, «поля направлений» прихода волн к группам и к отдельным станциям по трассам, проходящим через общую область среды, могут согласовываться с единой моделью или приводить к противоречивым выводам о характере модели. На этапе интерпретации результаты расчетов по динамическим данным могут играть значительную роль.

Изучение поля направлений прихода волн по пространственной конфигурации траектории возможно различными методами. С помощью аппаратных средств, например, можно не только изучать азимутальные аномалии прихода волн [75, 76], но и осуществить поляризационный фильтр сейсмических колебаний [37].

Численный способ определения направления прихода волны по ее трехкомпонентной записи в одной точке, который был использован нами, основан на применении оператора поляризационной фильтрации сейсмических колебаний [123, 125]. Он предназначен обычно для выделения волн с определенной «пространственной организацией» движения элементов среды, для подавления других составляющих волнового поля. Приведем краткое описание алгоритма, использующего оператор поляризационного фильтра.

Пусть движение точки среды в сейсмической волне описывается в прямоугольной абсолютной системе отсчета xuz , начало которой

помещено в положение равновесия этой точки, а оси ориентированы по странам света. Допустим, что сейсмограмма представляет запись истинного движения точки по осям абсолютной системы и что после цифровой фильтрации, исключаяющей ошибки дискретизации, она может быть представлена в цифровой форме

$$x_i = x(t_i), \quad y_i = y(t_i), \quad z_i = z(t_i), \quad i = 1, \dots, N,$$

где t_i — дискретные значения времени, отсчитываемые с некоторым постоянным шагом от фиксированного момента, принятого в качестве начала записи землетрясения.

Полагая, что деформации среды в районе наблюдения являются идеально упругими, для аппроксимации точек траектории, принадлежащих некоторому временному окну, используют конечную поверхность второго порядка — трехосный эллипсоид. Очевидно, такая аппроксимация будет тем удачнее, чем ближе пределы временного окна соответствуют интервалу времени прохождения волны одного типа.

Итак, пусть $\vec{r} \left| \begin{matrix} i = s, \dots, s+h-1 \\ s = 1, \dots, N-h+1 \end{matrix} \right.$ есть радиусы-векторы точек

траектории, заданные с определенным шагом дискретизации, в пределах временного окна длиной h (где h — число шагов), начиная с s -й точки. Указанную совокупность точек траектории аппроксимируют поверхностью центрального эллипсоида и с помощью способа наименьших квадратов определяют коэффициенты ${}^h(a_{i,j})_s |_{i,j=1,2,3}$ уравнения эллипсоида. Осуществляют переход от системы x, y, z к системе главных направлений квадратичной формы, в которой уравнение эллипсоида преобразуется к каноническому виду. Этот переход производят для определения характеристических чисел ${}^h(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)_s$ матрицы коэффициентов эллипсоида — корней ее характеристического уравнения. Наименьшему собственному числу (наименьшему корню) соответствует единичный собственный вектор ${}^h(\vec{e})_s$ (с направляющими косинусами ${}^h\{l, m, n\}$ в исходной системе отсчета x, y, z), лежащий на наибольшей полуоси эллипсоида*.

Величины полуосей определяются через характеристические числа. В свою очередь, соотношение между наибольшей (a) и промежуточной (b) полуосями определяют весовую функцию ${}^hG_{1s} = 1 - (b/a)_s$ — один из элементов оператора поляризационного фильтра. Для определения оператора в целом необходимо задание того направления, в котором требуется получить отфильтрованную запись или некоторые ее характеристики. Пусть такое направление

* Этот вектор, определяющий направление наибольшей «вытянутости» эллипсоида, иногда принимают в качестве вектора направления прихода волны. Нужно отметить, что такая оценка направления является неустойчивой по отношению к длине h временного окна и выбору его начала s . Использование оператора поляризационного фильтра позволяет повысить устойчивость результатов.

в системе x, y, z определяется единичным вектором \vec{e}_0 с компонентами $\{l, m, n\}_0$. Модуль скалярного произведения векторов \vec{e}_0 и ${}^h\{\vec{e}\}_s$ принимается в качестве второй весовой функции ${}^hG_{2,0,s}$. Наконец, векторы ${}^h\{\vec{r}\}_s$ проектируются на направление \vec{e}_0 и в качестве отфильтрованной записи (для направления \vec{e}_0) принимается совокупность значений

$$({}^hP_s)_0 = ({}^h\{\vec{r}\}_s, \vec{e}_0) \cdot (G_1G_{2,0})_s, \quad s = 1, \dots, N - h + 1.$$

Отфильтровав сейсмическую запись для некоторого набора направлений \vec{e}_0 , получим совокупности $({}^hP_s)_0$.

Очевидно, значения $({}^hP_s)_0$ для истинного направления прихода волны будут максимальными. Для определения истинного направления, вследствие дискретности задания параметров $\{l, m, n\}_0$, необходим какой-то способ аппроксимации синхронных значений $({}^hP_s)_0$, отвечающих выбранной системе направлений \vec{e}_0 . Однако попытка определить истинное направление движения элемента среды для каждого синхронного «пучка» значений $({}^hP_s)_0$ была бы нерациональной. Действительно, численные значения $({}^hP_s)_0$, их распределение по шкале s определяются не только величинами углов между векторами ${}^h\{\vec{r}\}_s$ и \vec{e}_0 , но и распределением модулей r по направлениям, «степенью прямолинейности», движения элемента среды в абсолютной системе отсчета в пределах каждого временного окна. Поэтому оценку направления прихода волны целесообразно производить по отфильтрованным значениям $({}^hP_s)_0$, принадлежащим некоторому интервалу времени — новому временному окну. Для каждого такого q -го окна шириной в V и каждого направления из пучка \vec{e}_0 вычисляются значения

$$({}^hL_V)_{q,0,u} = \frac{1}{V} \sum_{s=q}^{q+V-1} ({}^hP_{s+u})^2, \quad q = 1, \dots, N - h + 1,$$

где u — величина сдвига временного окна V . (После цифровой фильтрации значений $({}^hP_s)_0$ с помощью треугольного фильтра $\varepsilon_{\max} = N - h - 1$, поэтому $q_{\max} = N - h - V$).

Результаты расчетов числового L -поля показывают, что функция $L(\vec{e}_0)$ для первых нескольких десятков секунд записи не осложнена локальными экстремумами, а форма изолиний этого поля в сферической системе координат близка к круговой. Поэтому для оценки направления \vec{e}_0 , в котором значение hL_V для данного q -го временного окна максимально, могут быть использованы элементарные приемы поиска экстремума, например, по координатная аппроксимация с последовательными приближениями.

ВЫЯВЛЕНИЕ ТРАНСВЕРСАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НИЖНЕЙ МАНТИИ С ПОМОЩЬЮ ПРОИЗВОДНОЙ ГОДОГРАФА

§ 1. Профильная система станций и материалы ее наблюдений

Как отмечалось выше, для выявления возможных горизонтальных неоднородностей мантии с помощью производной годографа необходимо располагать протяженной системой наблюдающих станций и системой очаговых областей в створе с профилем станций.

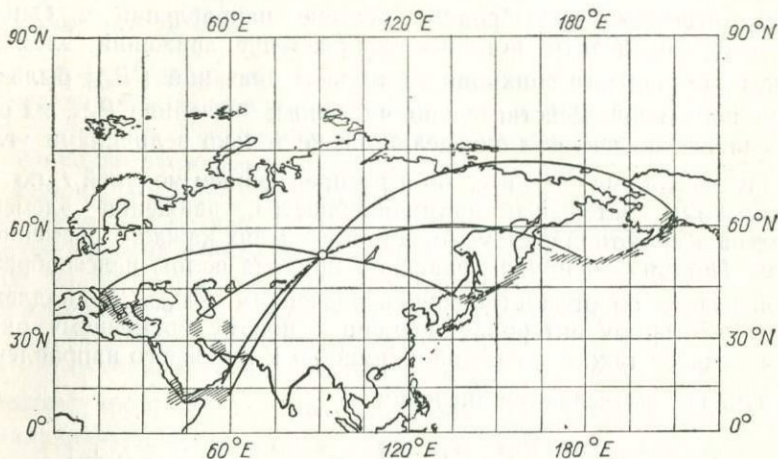


Рис. 6. Схема расположения профиля станций и эпицентральных районов.

Большие возможности в этом отношении дают результаты наблюдений совокупности сейсмических станций Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли АН СССР, работавших несколько лет на профиле Памир — Лена. В створе с этой уникальной линейной системой станций расположены эпицентральных области Алеутских островов и Аляски (на северо-востоке), Африканского рифта, Бенгальского залива и Ирана (на юго-западе). Рис. 6 дает схематическое представление о расположении профиля станций, а также названных эпицентральных и близких к ним районов, наблюдения из которых использованы для определения производной годографа. Табл. 1 содержит основные сведения о соответствующих землетрясениях. Моменты вступлений волн *P* от них на станции профиля найдены непосредственно по сейсмограммам в результате

Список землетрясений,
использованных для расчета производной годографа

Номер землетрясения	Дата	T_{01} , ч·мин·с.	φ°	λ°	h , км	M
1	01.06.61	23—29—23	10,8	39,8		$6 \frac{1}{2}$
2	02.06.61	04—51—10	10,2	39,8		$6 \frac{1}{4}$
3	02.06.61	07—02—54	10,5	40,0		$5 \frac{1}{2}$
4	03.06.61	15—23—18	10,0	39,7		$5 \frac{1}{2}$
5	11.06.61	12—31—30	28,0	54,5		$5 \frac{1}{2}$
6	11.06.61	13—57—57	27,5	54,7		$5 \frac{1}{4}$
7	11.06.61	15—06—14	27,5	54,5		$4 \frac{1}{2}$
8	17.06.61	08—05—54	27,9	55,0		5
9	20.06.61	03—21—30	11,7	44,2		$5 \frac{3}{4}$
10	21.06.61	06—39—22	27,7	54,7		5
11	21.06.61	16—04—42	37,7	28,0		$4 \frac{3}{4}$
12	21.06.61	19—14—32	27,4	54,7		5
13	26.06.61	14—47—26	52,0	174,4		6
14	25.08.61	06—59—34	53,7	-161,7		5
15	27.08.61	16—22—10	47,0	154,3		6
16	27.08.61	22—08—42	35,4	23,0		$4 \frac{3}{4}$
17	02.09.61	00—26—08	52,1	-171,0		$5 \frac{1}{2}$
18	04.09.61	09—49—13	51,6	-178,0		$5 \frac{1}{4}$
19	05.09.61	11—34—40	60,1	-151,1	45	6
20	11.09.61	02—46—48	51,3	-179,0		5
21	14.09.61	08—03—20	33,2	47,5	135	
22	27.09.61	19—20—52	52,6	-169,0		$5 \frac{1}{2}$
23	27.09.61	19—27—07	53,1	-169,4	14	$5 \frac{1}{2}$
24	02.10.61	07—21—44	36,6	21,7		$5 \frac{1}{2}$
25	05.10.61	23—01—10	50,5	150,4	500	
26	14.10.61	21—59—01	51,5	159,5	90	
27	28.10.61	10—46—43	33,7	48,8		5

Номер землетрясения	Дата	T _н , ч-мин-с.	Φ°	λ°	h, км	M
28	31.10.61	01—43—53	52,0	176,0		5 $\frac{1}{2}$
29	15.11.61	07—17—14	43,1	145,1		5
30	21.11.61	08—58—36	40,1	26,0		5
31	01.12.61	07—34—19	56,4	159,1		5
32	09.12.61	02—15—27	56,6	—153,9		6
33	11.12.61	16—53—15	37,2	—24,3		
34	12.12.61	23—06—15	42,9	146,6		
35	30.12.61	00—39—27	52,5	177,0		6 $\frac{3}{4}$
36	07.01.62	10—03—15	43,5	17,0		5 $\frac{3}{4}$
37	17.03.62	17—58—40	51,4	159,5		
38	18.03.62	05—28	40,5	142,5		
39	01.04.62	00—45—10	33,2	58,6		5 $\frac{1}{2}$
40	01.04.62	05—02	41,5	144,5		
41	17.04.62	10—03—48	42,2	17,5		
42	17.04.62	11—33—53	37,8	19,9		
43	10.05.62	00—03—40	62,0	—150,1		5 $\frac{1}{2}$
44	10.05.62	05—12—18	52,4	—171,0		5 $\frac{3}{4}$
45	11.06.62	07—15—40	43,8	18,2		5 $\frac{1}{2-6}$
46	24.06.62	15—08—24	13,3	48,9		5
47	29.06.62	22—35—42	32,0	48,8		5
48	06.07.62	09—16	37,6	20,0		
49	08.07.62	03—21—59	51,2	178,7		5
50	14.07.62	01—02—54	51,6	179,3		
51	14.07.62	06—44—23	26,3	56,5		4 $\frac{1}{2}$
52	17.07.62	17—20	43,0	144,6		
53	01.09.62	04—41—42	51,5	—179,8		
54	01.09.62	07—51—09	51,5	—179,8		5 $\frac{3}{4}$
55	01.09.62	15—01	25,7	65,2		
56	01.09.62	19—20—40	35,6	49,9		6 $\frac{3}{4}$
57	04.09.62	13—30—13	35,6	49,9		6 $\frac{1}{4}$
58	10.09.62	09—36	34,6	26,5		
59	15.09.62	22—50—45	48,5	157,1	36	6
60	01.10.62	12—13—55	27,8	54,8		5 $\frac{3}{4}$
61	04.10.62	19—46—04	37,5	22,0		5
62	05.10.62	20—02—26	35,0	58,7		5

Номер землетрясения	Дата	$T_{\text{в}}$, ч·мин·с.	φ °	λ	h , км	M
63	16.10.62	18—02—37	52,1	—176,1		$5 \frac{1}{4}$
64	21.10.62	02—05—19	61,0	—149,5		5
65	22.10.62	15—23—32	49,5	156,5		$5 \frac{1}{2}$
66	26.10.62	11—26—10	33,5	27,0		5
67	08.11.62	21—15—55	51,9	174,9		5
68	10.11.62	01—33—17	44,0	147,5		$5 \frac{3}{4}$
69	11.11.62	15—15—35	17,0	40,5		$5 \frac{1}{2}$
70	21.12.62	06—27—52	53,0	—169,1		$5 \frac{1}{2}$
71	21.12.62	08—42—53	53,4	—169,0		$6 \frac{3}{4}$
72	21.12.62	17—47—30	14,0	51,5		5
73	22.12.62	15—20—32	52,8	—169,2		$6 \frac{1}{2}$
74	26.12.62	23—25	23,8	65,5		
75	29.12.62	08—04	24,3	65,4		
76	04.03.63	15—10	35,0	24,8		
77	11.03.63	07—27—20	37,9	28,8		$5 \frac{1}{2}$
78	24.03.63	12—44—06	54,0	47,5		$5 \frac{1}{2}$
79	24.03.63	21—35—20	51,8	—177,8		5
80	26.03.63	19—47—41	44,2	147,0	≈ 100	

взаимного коррелирования первой минуты записи. Оно облегчалось тем, что станции профиля были оборудованы однотипной аппаратурой (сейсмоприемники СКМ-3 с гальванометрами ГВ-IV) с близкими параметрами и запись имела относительно высокую скорость развертки (120 мм/мин). В результате моменты первых вступлений волн могли быть определены с точностью 0,1—0,2 с. Это обеспечивалось также тем, что поправка часов для времени записи землетрясения отыскивалась по графикам хода хронометра, для построения которых привлекались, в случае необходимости, сейсмограммы, смежные с лентой, содержащей запись.

§ 2. Определение станционных поправок к временам пробега волн P

Приступая к изучению производной годографа по наблюдениям фиксированной системы станций, необходимо, по мере возможности, полно учесть и исключить систематические отклонения времен про-

бега, выявленные по наблюдениям каждой отдельной станции. Поскольку времена пробега от очагов юго-восточного румба могут быть искажены аномалиями скорости распространения волн в верхней мантии (см. гл. VI), для выявления и определения стационарных поправок использованы наблюдения 99 землетрясений с очагами в других румбах, в частности из областей, расположенных в створе с профилем.

С целью выяснения влияния ошибок в моментах очага на значения стационарных поправок их определение выполнено в двух вариантах.

1. По группе n станций, наблюдения которых содержатся во всех эмпирических годографах, переопределены моменты очагов всех землетрясений

$$t_0 = \frac{1}{n} \sum_{v=1}^n (t_0)_v, \quad (t_0)_v = P_v - t_J(\vartheta_v),$$

где P_v момент вступления волны на v -ю станцию, t_J — время пробега по годографу Джеффриса для эпицентрального расстояния ϑ_v v -й станции. Не искажая формы годографа, это позволило уменьшить для каждой отдельной станции дисперсию разности между эмпирическими табличными временами пробега за счет более тщательного (чем это делается по станциям общей сети) определения моментов вступления волны. Полученные после такой корректировки моментов очага t_{0k} значения эмпирических времен пробега t_{ik} использованы для вычисления разностей

$$t_{ik} - t_J(\vartheta_{ik}) = \delta t_{ik}, \quad (\text{III.2.1})$$

где $t_J(\vartheta_{ik})$ — стандартное время пробега для i -й станции и глубины очага рассматриваемого k -го землетрясения. Из совокупности полученных δt_{ik} определено значение поправки для каждой i -й станции профиля.

2. В найденной совокупности δt_{ik} обнаружилось, что для многих землетрясений наборы δt_i характеризуются абсолютным преобладанием или отрицательных, или положительных значений. Преимущественность (в пределах k -го столбца) знака δt_{ik} отражает некое обстоятельство, характерное для k -го землетрясения, но не несет полезной информации о величине поправки δt для i -й станции. С целью дальнейшего уменьшения дисперсии величины δt_i мы отказались во втором варианте от согласования эмпирических годографов с соответствующими стандартными годографами; выбрав землетрясение (0), для которого $\sum_{i=1}^N y_{i,0} \approx 0$ ($y_{i,0} = \delta t_{i,0}$), свели к набору $y_{i,0}$ ($i = 1, 0, \dots, N$) совокупности $y_{i,r}$ по каждому r -му землетрясению.

Величина «сдвига» ряда $y_{i,r}$ относительно $y_{i,0}$ найдена из условия: оптимальный сдвиг должен минимизировать сумму квадратов невязок между соответственными значениями $y_{i,r}$ и $y_{i,0}$. Этому

условию отвечает максимум значения функции

$$D_{0r}(u) = \frac{C}{\sum_{i=1}^N [y_{i,0} - (y_{i,r} + u)]^2},$$

где C — произвольная постоянная величина. Отсюда оптимальная величина сдвига

$$u_{rm} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_{i,0} - y_{i,r}) \quad (\text{III.2.2})$$

равна разности между средними арифметическими наборов $Y_{i,0}$ и $Y_{i,r}$ (в вычислениях участвуют данные только тех станций, которые содержатся одновременно как в нулевом, так и в r -м наборах; всем другим разностям присваиваются нулевые значения). Следовательно,

$$y_{i,r(0)} = y_{i,r} + \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_{i,0} - y_{i,r}).$$

Найденная в результате последней корректировки совокупность значений $\delta t_{i,k}$ также была использована с целью получения их эмпирического распределения для каждой i -й станции.

Наконец, определение численных значений станционных поправок выполнено в трех сериях расчетов.

А. Станционные поправки определены по 64 землетрясениям, из которых более 80% относятся к эпицентральному областям Европы, Ближнего Востока и северо-восточной Африки. Параметры распределений в этом случае найдены непосредственно по уклонениям δt_{ik} (равенство III.2.1) без введения корректирующих сдвигов (первый вариант).

Б. Использованы откорректированные значения δt_{ik} (равенство III.2.2, второй вариант) для всех 99 землетрясений.

В первых двух случаях (А и Б) параметры распределений определялись по совокупности величин δt_{ik} независимо от степени их взаимной согласованности.

В. Для исключения изолированных разрядов из гистограмм распределения δt_{ik} (отвечающих случаю Б) применен метод равномерной редукции Джеффриса [33].

Во всех сериях расчетов значения станционных поправок найдены как средние соответствующих распределений. Результаты всех трех определений поправок приведены на рис. 7. На оси абсцисс здесь нанесены номера станций, расставленных на профиле с непостоянным шагом. Поэтому данная схема является условной. Тем не менее, она дает следующую полезную информацию. Во-первых, результаты всех трех определений достаточно хорошо согласуются между собой для каждой станции. Во-вторых, так как станции, имеющие смежные номера, были территориально смежными и на профиле, схема достаточно хорошо отражает факт «территориаль-

ного районирования» значений станционных поправок. Наконец, оба эти обстоятельства позволяют относиться к численным значениям поправок с доверием, бóльшим, чем они заслуживают этого, судя только по величине погрешности в среднем значении поправки, определенной по каждому отдельному распределению.

Отметим, что для проверки соответствия эмпирического распределения нормальному использовано четыре критерия согласия

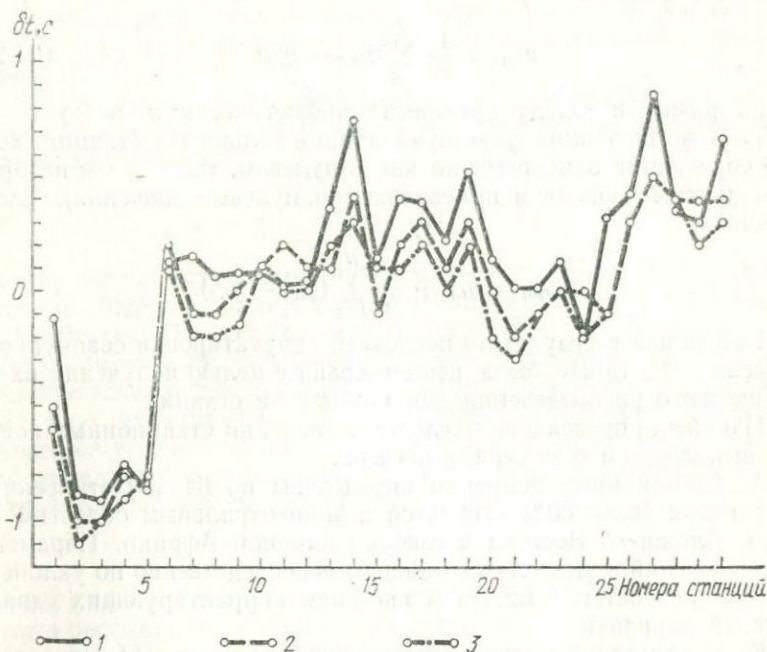


Рис. 7. Результаты определения кинематических поправок для станций профиля:

1 — по 64 землетрясениям в основном из западных районов; 2 — по всем 99 землетрясениям; 3 — по всем землетрясениям после использования метода равномерной редукции Джеффриса.

[81, 88, 91, 102, 128]. Одновременно по всем четырем критериям гипотеза нормальности распределения отвергается только для станции 29. Для станций 5 и 26 эту гипотезу также нужно считать практически отвергнутой. Поэтому для указанных станций значения поправок являются условными.

Абсолютное большинство значений δt не превосходит 1 с. Введение таких поправок существенно не сказывается на характере зависимости значений производной годографа от расстояния. Тем не менее, найденные станционные кинематические поправки введены в годографы всех землетрясений, перечисленных в табл. 1.

§ 3. Результаты дифференцирования эмпирических годографов

Для обсуждения результатов расчетов удобно разделить очаги землетрясений на ряд групп по принципу территориальной близости эпицентров.

А. Рассмотрим сначала материалы, относящиеся к очагам, расположенным восточнее наблюдающих станций [28]. Совокупность очагов землетрясений Курильских и Алеутских островов, а также Японии и Аляски представляет линейную систему, достаточно про-

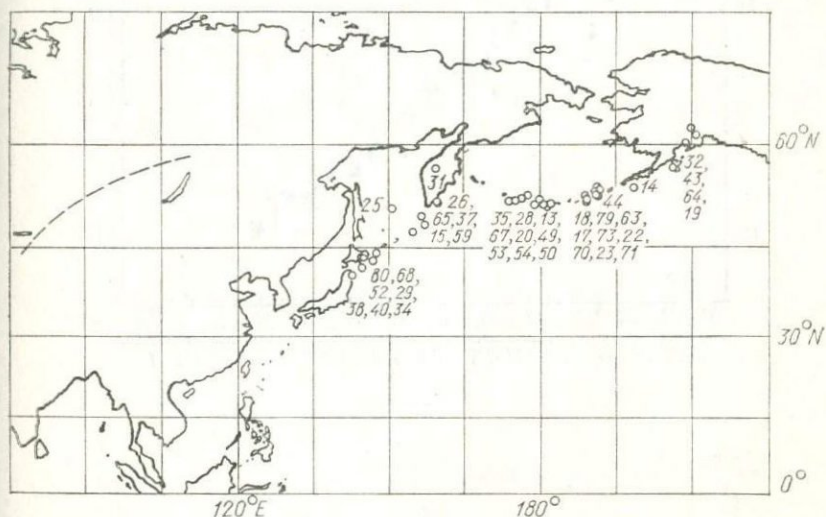
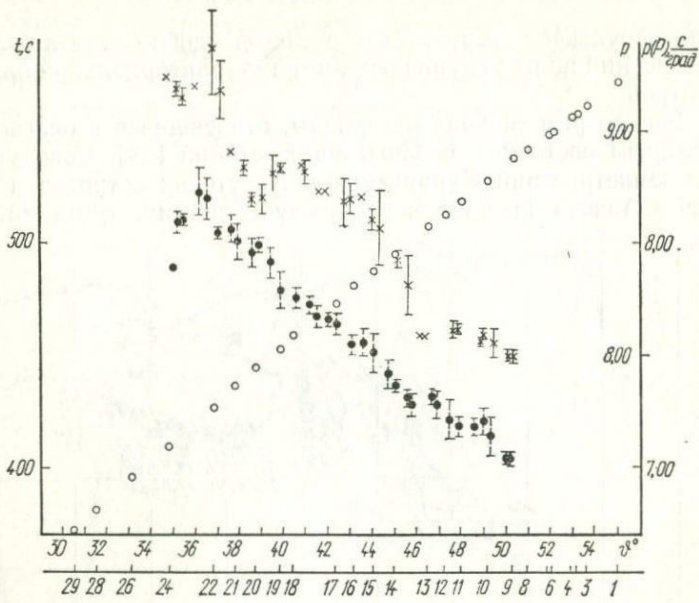


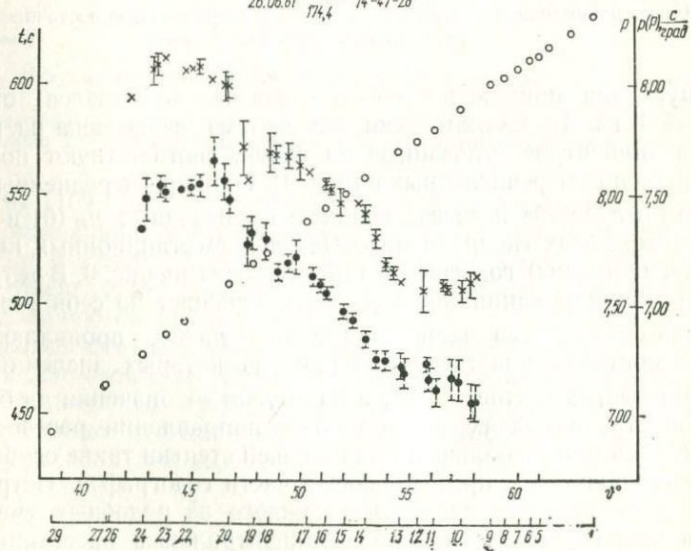
Рис. 8. Схема расположения профиля станций и выборки очагов восточных землетрясений (см. табл. 1).

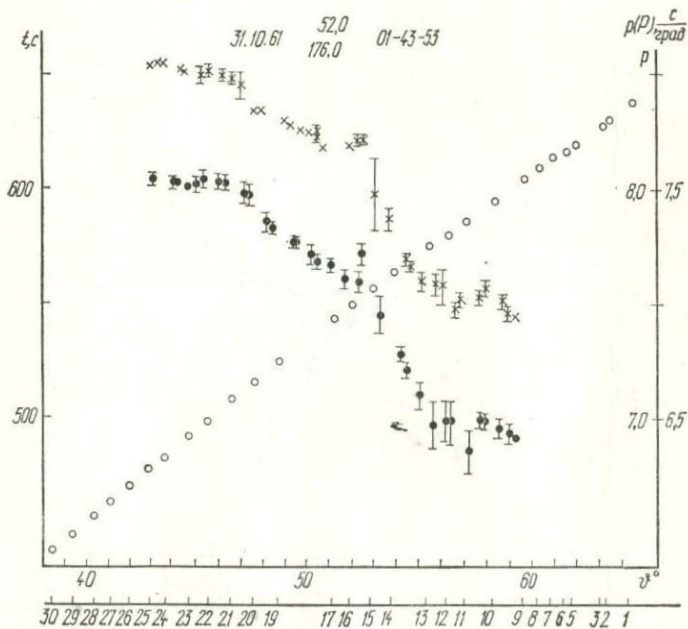
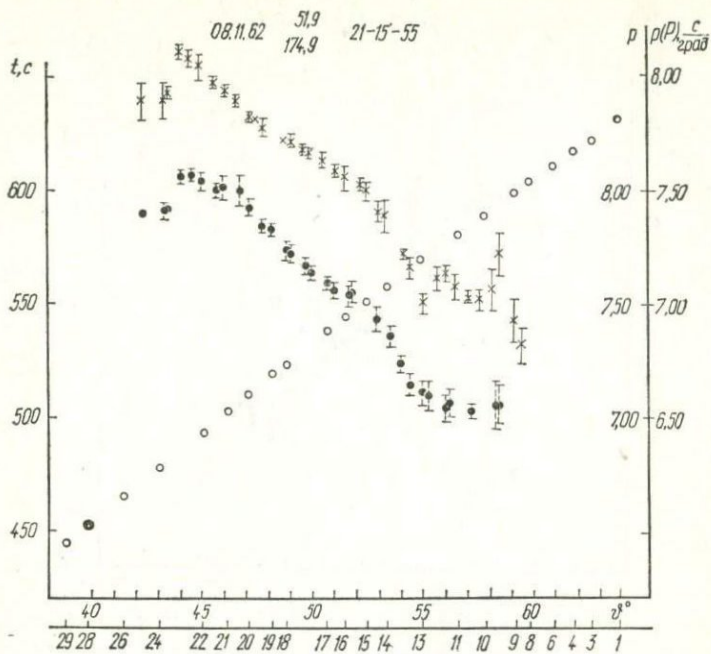
тяженную для применения способа анализа материалов, описанного в § 1 гл. II. Схематически эта система изображена на рис. 8 (номера эпицентров, указанные на схеме, соответствуют номерам землетрясений, перечисленных в табл. 1). Примеры осредненных значений «взвешенной» и «невзвешенной» производных $\bar{p}_P(\vartheta)$ и $\bar{p}(\vartheta)$, а также исходных «исправленных» (введением станционных кинематических поправок) годографов представлены на рис. 9. В результатах дифференцирования, прежде всего, обращает на себя внимание специфическая форма зависимостей $\bar{p}_P = \bar{p}_P(\vartheta)$, проявляющаяся в виде контакта участков, на одном из которых значения производной быстро уменьшаются, а на другом — значения \bar{p}_P близки к постоянству или даже возрастают в направлении роста значений расстояния ϑ . В большей или меньшей степени такие особенности обнаруживаются в преобладающей части годографов. Нетрудно, однако, заметить, что положение каждого из подобных участков производной годографа на шкале эпицентральных расстояний за-

22.10.62 49,5
15-23-32 156,5

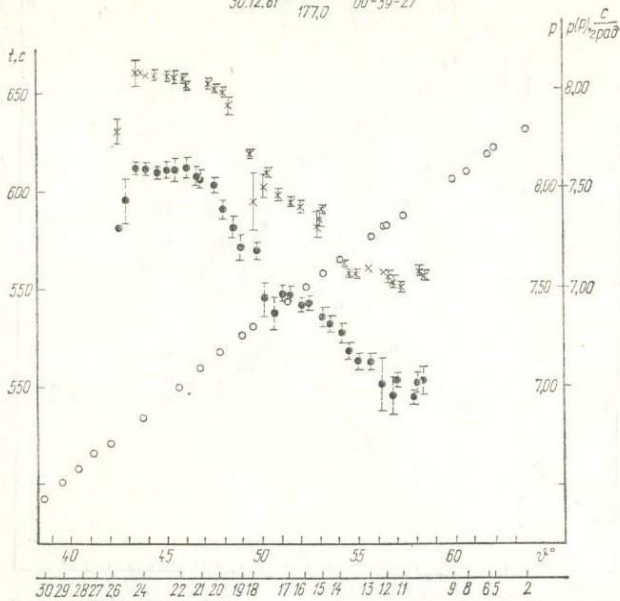


26.06.61 52,0
174,4 14-47-26

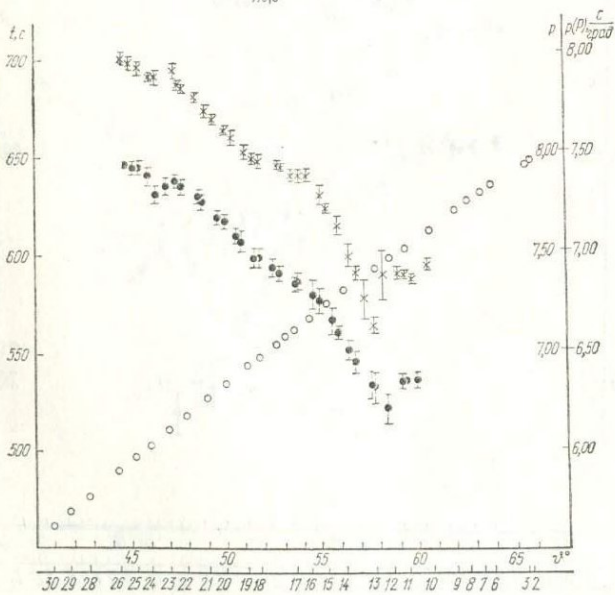


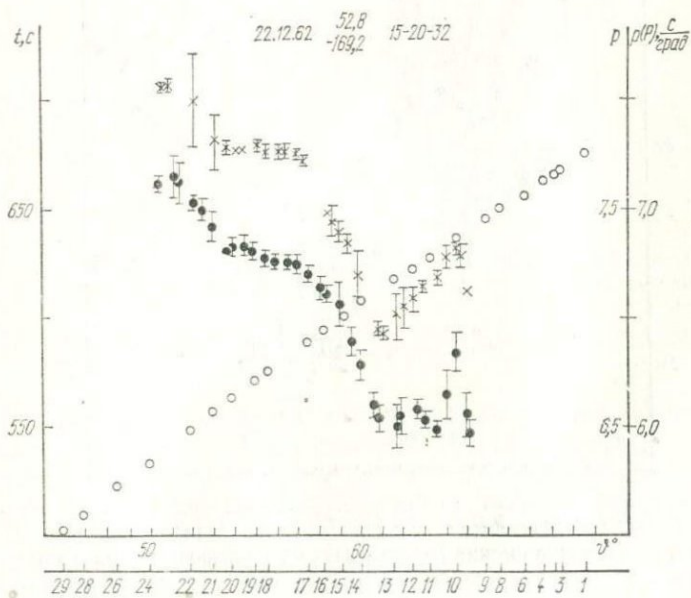
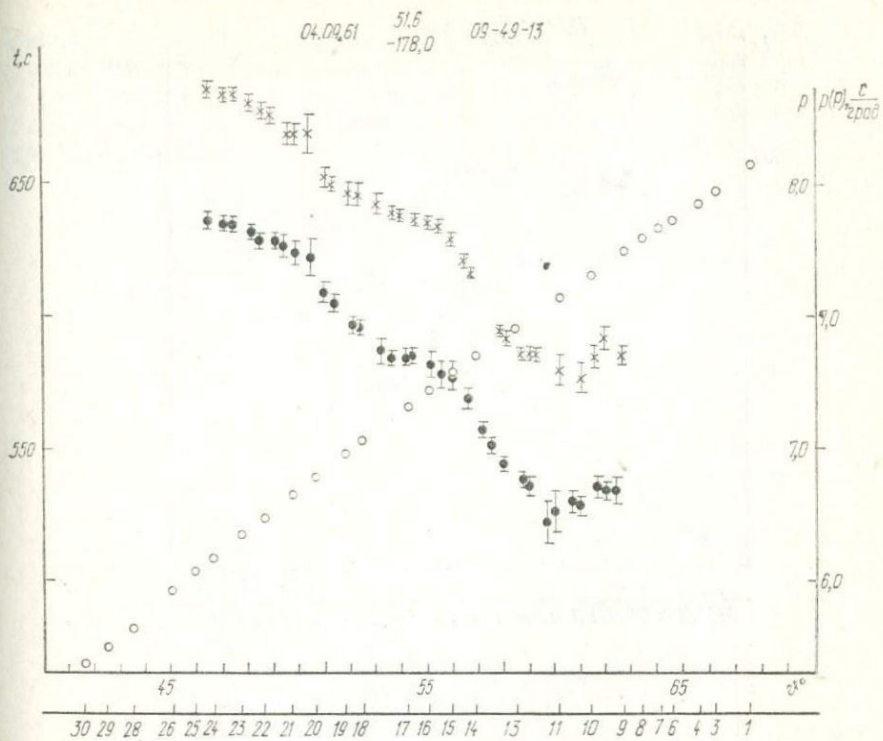


30.12.61 52,5 00-39-27
177,0



11.09.61 51,3 02-46-48
-179,8





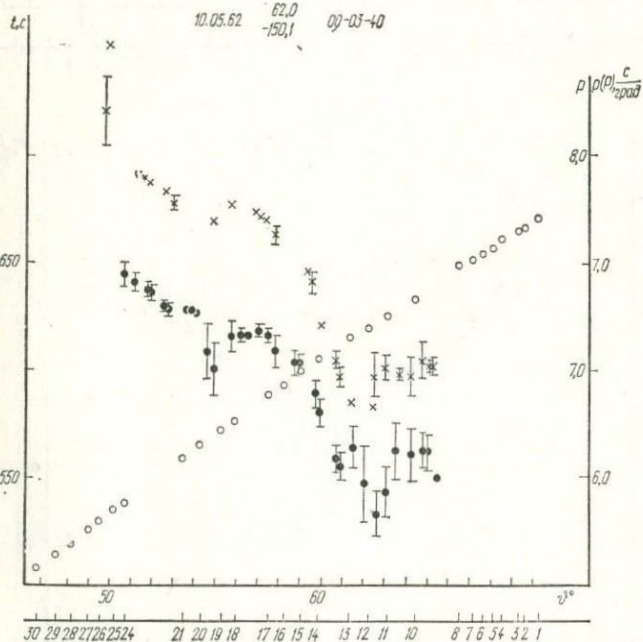
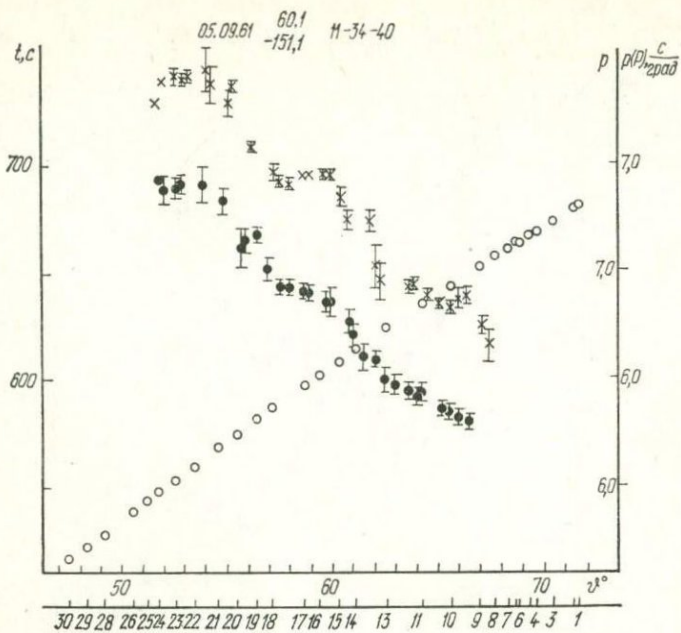


Рис. 9. Примеры эмпирических годографов и их производных для землетрясений Аляски, Алеутских и Курильских островов (обозначения см. на рис. 3).

висит от географического положения очага. При этом наблюдается унаследованность формы, характера связи между производной и расстоянием. Более четко она обнаруживается в зависимостях первых разностей производной от расстояния (устойчивость результатов дифференцирования, полученных с помощью способа, описан-

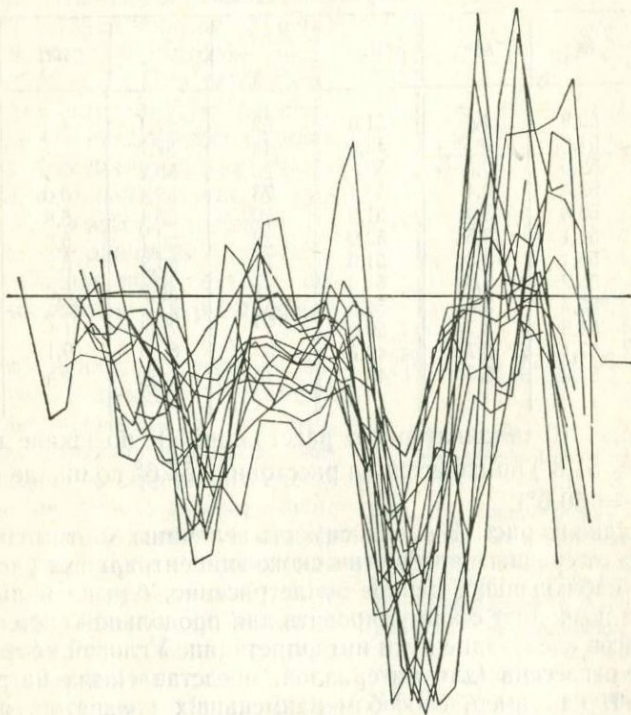
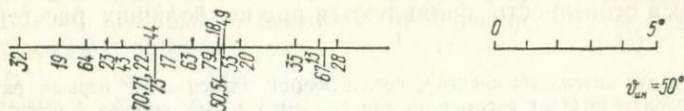


Рис. 10. Подборка зависимостей первых разностей производной Δp от расстояния для эпицентральных районов Аляски и Алеутских островов.

На вынесенной оси отмечены положения одной и той же для всех зависимостей точки шкалы расстояний $\theta_{ин}$.

ного в гл. II, позволяет сравнивать вторые производные годографов отдельных землетрясений между собой). На рис. 10 приведена подборка таких зависимостей, полученных по каждому отдельному землетрясению из района Алеутских островов и Аляски. Для наилучшего согласования формы таких эмпирических зависимостей осуществлены их относительные сдвиги вдоль оси расстояний, максимизирующие взаимную коррелируемость зависимостей первых

разностей от расстояния. В табл. 2 приведены значения этих относительных сдвигов. Согласованность зависимостей первых разностей производной от расстояния показывает, что годографы землетрясений из указанных районов имеют общие черты. Но по мере увеличения «среднего» эпицентрального расстояния $\bar{\vartheta}$ эти согласующиеся особенности проявляются при все больших расстояниях.

Таблица 2

Величины относительных сдвигов, согласующих зависимости первых разностей производных от расстояния для эпицентральных районов Аляски и Алеутских островов

Номер землетрясения	$\bar{\vartheta}^\circ$	$\delta\vartheta^\circ$	Az°_{oe}	Номер землетрясения	$\bar{\vartheta}^\circ$	$\delta\vartheta^\circ$	Az°_{oe}
35	50,9	1,4	51,5	63	57,4	4,5	48,6
28	51,8	0	52,5	44	57,7	5,7	45,8
13	52,5	0,6	53,3	23	59,2	7,1	44,4
67	52,8	0,4	53,1	73	59,4	5,6	44,6
20	53,8	3,0	51,2	70	60,1	5,8	44,4
49	54,1	3,5	52,0	22	60,1	5,9	44,7
53	55,1	3,5	51,0	71	60,3	5,8	44,0
54	55,2	3,6	51,0	43	59,7	6,6	28,3
50	55,7	3,6	51,3	64	60,6	7,7	28,8
18	55,8	3,7	50,0	32	60,9	9,1	34,0
79	57,1	3,7	49,7	19	60,3	8,5	30,2

Так, на рис. 10 «индикаторное» расстояние 50° по шкале примера № 28 ($\bar{\vartheta} = 51,8^\circ$) приходится на расстояние $57,6^\circ$ по шкале примера № 64 ($\bar{\vartheta} = 60,6^\circ$).

Как видно из рис. 11, а, зависимость величины «оптимизирующего сдвига» от среднего арифметического эпицентральных расстояний станций, наблюдавших данное землетрясение, близка к линейной. Этот факт позволяет сформулировать для продольной системы станций и очагов следующие пути интерпретации. Угловый коэффициент K линии регрессии (для материалов, представленных на рис. 11), найденный, например, способом наименьших квадратов, является средней квадратичной величиной из значений:

$$K = \frac{\vartheta_L - \vartheta_O}{\vartheta_{LC} - \vartheta_{CO}}$$

(в плоскости большого круга, содержащего профиль станций; C — его «центр тяжести», O и L — очаги двух землетрясений, ϑ_O и ϑ_L — расстояния, на которых проявляется одна и та же особенность формы производной или годографа для очагов O и L). Можно рассматривать четыре случая.

1. $K = 1$. Независимо от положения очага выделенная особенность производной соответствует одной и той же точке профиля. Следовательно, она сопряжена с особенностями значений скорости непосредственно под станциями профиля.

2. $K = 0$. Расстояние, на котором выделяется данная особенность, не зависит от рассматриваемого диапазона эпицентральных расстояний. Следовательно, она обусловлена только радиальными неоднородностями (сферически-симметричная модель).

3. $K < 0$. При увеличении эпицентрального расстояния рассматриваемая особенность проявляется на уменьшающемся расстоянии. Это можно объяснить тем, что в области вершин лучей трансверсальная составляющая вектора градиента скорости в данной плоскости направлена от профиля станций в сторону очагов.

4. $0 < K < 1$. При общем увеличении эпицентрального расстояния выделенная особенность проявляется на расстояниях, увеличивающихся в меньшей степени. В данном случае, наоборот, можно говорить о направлении трансверсальной составляющей вектора градиента скорости к центру профиля станций.

Следовательно, располагая наблюдениями профиля станций над землетрясениями с очагами, расположенными на его продолжениях, с помощью описанного способа можно не только выявить факт уклонения скоростного разреза от стандартного (по абсолютному уровню первой производной), но и оценить направление (в плоскости сечения) возрастания скорости в области аномалии.

Вернемся к рис. 11, а. Связь между величиной «согласующего сдвига» и средним эпицентральным расстоянием, изображенная на этом рисунке, аппроксимируется прямой с угловым коэффициентом $K = 0,7-0,8$. Значения K свидетельствует о том, что характерная особенность формы производной не может быть объяснена неполным исключением подстанционных особенностей (в этом случае выполнялось бы равенство $K = 1$). Полученный результат можно интерпретировать как проявление трансверсальной неоднородности мантии. При этом сохранение деталей формы зависимости $p = p(\theta)$, заключенных в интервалы шириной $2-3^\circ$, при вариациях положения очага, соответствующих изменениям эпицентрального расстояния на 10° и более, исключает из рассмотрения модель, содержащую неоднородность в верхней мантии очаговой области.

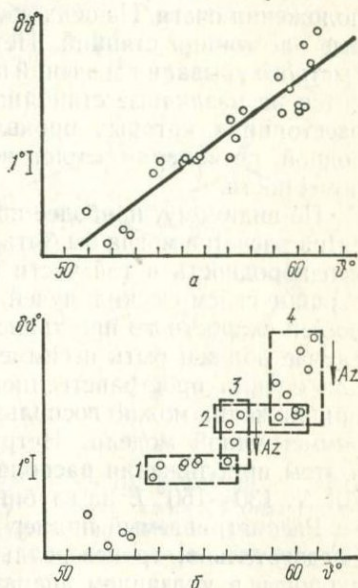


Рис. 11. Связь между величиной сдвига $\Delta p(\theta)$ и средним арифметическим эпицентральных расстояний наблюдавших станций для землетрясений Аляски и Алеутских островов (а); распределение результатов расчетов по участкам со стабильным значением азимута (1, 2) и с быстрым изменением азимута (3, 4) (б).

Если бы указанная неоднородность находилась в верхней мантии области наблюдения, то при общем увеличении эпицентрального расстояния она должна была бы прослеживаться в наблюдениях одних и тех же станций ($K \approx 1$). В соответствии со сказанным, это должно было бы иметь место для любой выделенной особенности зависимости производной от расстояния, несмотря на изменение положения очага. На осях абсцисс (см. рис. 9) отмечены эпицентральные расстояния станций. Нетрудно видеть, что, например, начало быстрого убывания значений производной при разных очагах приходится на различные станции; распределение номеров станций, при расстояниях которых проявляется указанная особенность производной, по номерам землетрясений не обнаруживает никакой закономерности.

По-видимому, наиболее правдоподобной для объяснения результатов расчетов могла бы быть модель, содержащая трансверсальную неоднородность в той части мантии, которая относится к области вершин сейсмических лучей. При наличии указанных неоднородностей скоростного пространства мантии сейсмический луч в общем случае должен быть несимметричной и неплюской кривой. Однако для оценки пространственного положения этой области в грубом приближении можно воспользоваться представлениями центрально-симметричной модели. Нетрудно видеть, что указанная область в этом приближении располагается в районе с координатами $60-70^\circ N$, $130-150^\circ E$ на глубинах $1200-1500$ км.

Рассматриваемый пример относится к случаю «4» ($0 < K < 1$). Следовательно, трансверсальная составляющая вектора градиента скорости в указанном диапазоне глубин должна быть направлена к центру континента.

Наиболее простой моделью выявленной неоднородности может быть среда с наклонными по отношению к поверхности Земли изоскоростными поверхностями. Поскольку для предлагаемой модели нет никаких предварительных данных о возможной ориентировке участков таких поверхностей в рассматриваемой области мантии, нужно считать, что значение «согласующего сдвига» является функцией двух величин — эпицентрального расстояния и азимута очага от «центра тяжести» системы станций:

$$\delta\theta = f(\vartheta, Az). \quad (\text{III.3.1})$$

Для получения представлений о форме поверхности, определяемой уравнением (III.3.1), нужно было бы иметь возможность находить значения частных производных функции $f(\vartheta, Az)$ по каждой из переменных в нескольких точках плоскости (ϑ, Az) . Вследствие существующей жесткой локализации гипоцентров и отсутствия других профильных систем наблюдения на рассматриваемой территории такая возможность исключена. Поэтому мы вынуждены интерпретировать полученные результаты в двух крайних условиях.

Допустим сначала, что «плоскость наблюдений» (плоскость большого круга, проходящая примерно по профилю станций через

район Алеутских о-вов), расположена вкрест линии простириания наклонных изоскоростных поверхностей, моделирующих горизонтальную неоднородность. Тогда можно легко оценить величину угла наклона этих поверхностей. В самом деле, пусть ϑ_1 и ϑ_2 есть эпицентральные расстояния, соответствующие одной выделенной особенности формы зависимости производной от расстояния, при двух различных очагах H_1 и H_2 (рис. 12). Если среднее расстояние $\bar{\vartheta}$ до очага H_2 больше, чем до H_1 на α ($\bar{\vartheta}_{H_2} - \bar{\vartheta}_{H_1} = \alpha$), то

$$\delta\vartheta = \vartheta_2 - \vartheta_1 = K\alpha.$$

Отсюда расстояние между вершинами соответствующих лучей есть

$$\begin{aligned} \theta &= \frac{\vartheta_2 - \vartheta_1}{2} + (1 - K)\alpha = \\ &= \left(1 - \frac{K}{2}\right)\alpha \end{aligned}$$

и, следовательно,

$$\chi = \arctg \frac{\delta r}{r(1 - K/2)\alpha}.$$

Погрешность $\Delta\chi$, обусловленная точностью задания или определения входных величин, оценивается, очевидно, выражением

$$\Delta\chi = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta(\delta r)}{\delta r} + \frac{\Delta r}{r} + \frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta K}{2 - K} \right] \sin 2\chi.$$

В соответствии с данными табл. 2 на основании способа наименьших квадратов $K = 0,738 \pm 0,062$. Из этих данных образуем две группы, максимально разнесенные по шкале $\bar{\vartheta}$, и определим для каждой группы значения $\bar{\vartheta}$ и $\delta\vartheta$ как средние арифметические из соответствующих величин.

$$\begin{aligned} \bar{\vartheta}_1 &= 52,0^\circ \pm 0,7^\circ; \quad \bar{\vartheta}_2 = 60,1^\circ \pm 1,6^\circ; \quad \delta\bar{\vartheta}_1 = 0,6^\circ \pm 0,5^\circ; \\ \delta\vartheta_2 &= 6,9^\circ \pm 1,2^\circ; \quad \alpha = 8,1^\circ \pm 1,7^\circ; \quad \delta\vartheta_{1,2} = 6,3^\circ \pm 1,3^\circ; \quad \delta r = \\ &= |r_{\bar{\vartheta}_1} - r_{\bar{\vartheta}_1 + \delta\vartheta_{1,2}}| = 0,045R; \quad r = 0,801R, \end{aligned}$$

где R — средний радиус кровли мантии [106]. Отсюда

$$\chi = 32,2^\circ \pm 7,4^\circ.$$

Нетрудно показать, что, если положения эпицентров определены с такой случайной ошибкой, при которой эпицентральные расстояния для «центров тяжести» профиля будут известны со случайной погрешностью в 1° , то это внесет искажения в значения χ , не превосходящие 3° .

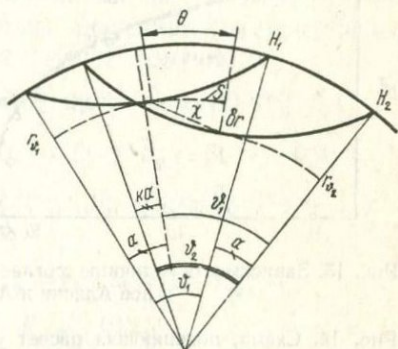


Рис. 12. Схема, поясняющая расчет угла наклона изоскоростных поверхностей с линией простириания, ориентированной вкрест профиля.

При указанном выше допущении можно было бы, следовательно, утверждать, что в рассматриваемой области неоднородности в мантии поверхности, разделяющие зоны с разными упругими свойствами, в частности изоскоростные поверхности, опускаются на восток под углом около 30° к горизонту.

Рассмотрим теперь зависимость величины «согласующего сдвига» от азимута очага для «центра тяжести» профиля станций (рис. 13).

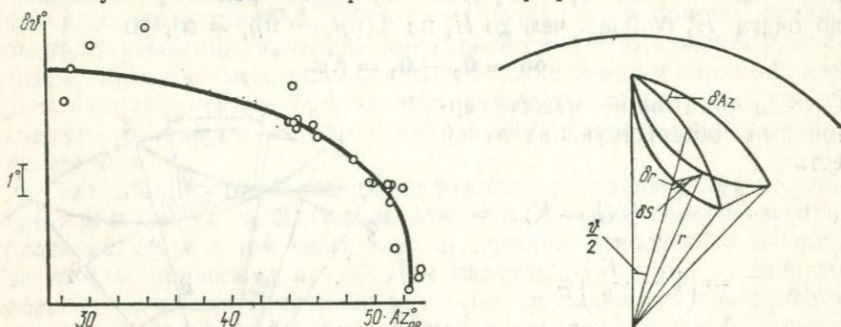


Рис. 13. Зависимость величины «согласующего сдвига» от азимута очага для районов Аляски и Алеутских островов.

Рис. 14. Схема, поясняющая расчет угла наклона изоскоростных поверхностей (при совпадающих азимутах их линии простираения и профиля станций).

Эта зависимость, как видим, может быть достаточно хорошо аппроксимирована параболической функцией вида:

$$Az = A - B(\delta\theta)^n.$$

Можно было бы, следовательно, говорить об однозначном определении величины сдвига только значением азимута, о чем свидетельствует также следующее. Из рис. 11, б следует, что на тех участках (1 и 2) эмпирической зависимости, которым соответствуют практически постоянные значения азимута, не меняются и значения величины сдвига, несмотря на существенные изменения расстояния, т. е.

$$\left(\frac{\partial(\delta\theta)}{\partial\bar{\vartheta}} \right)_{1,2} \approx 0.$$

Наоборот, значения $\delta\theta$ заметно увеличиваются в направлении убывания азимута в узких интервалах (3 и 4) изменения $\bar{\vartheta}$. В целом же линейная зависимость $\delta\theta$ от $\bar{\vartheta}$ может быть объяснена тогда спецификой расположения эпицентров — увеличением $\bar{\vartheta}$ одновременно с убыванием Az .

В данной интерпретации линия простираения наклонных изоскоростных поверхностей должна быть примерно параллельна направлению профиля станций. Угол наклона этих поверхностей к горизонту можно оценить для двух значений расстояния и соответствующих интервалов значений азимута (участки 3 и 4 на рис. 11, б)

с помощью выражения (см. рис. 14):

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{\delta r}{\delta S} = \frac{\delta r}{r \sin(\bar{\vartheta}/2) \delta(Az)}$$

с погрешностью

$$\Delta\psi = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta(\delta r)}{\delta r} + \frac{\Delta r}{r} + \frac{\Delta(\delta Az)}{\delta Az} + \frac{\Delta\bar{\vartheta}}{2 \operatorname{tg} \bar{\vartheta}/2} \right] \sin 2\psi.$$

Для оценки угла ψ воспользуемся значениями $\delta\vartheta$ и другими сведениями, приведенными в табл. 2, объединив их в пары групп, отвечающие близким (в пределах группы) значениям $\bar{\vartheta}$ и существенно различным значениям азимута. Для $\vartheta \approx 60^\circ$ получим:

$$(\overline{Az_{oe}})_1 = 30,3^\circ \pm 2,2^\circ; \quad \delta\bar{\vartheta}_1 = 8,0^\circ \pm 0,9^\circ; \quad \bar{\vartheta}_1 = 60,4^\circ \pm 0,4^\circ;$$

$$(\overline{Az_{oe}})_2 = 44,4 \pm 0,2; \quad \delta\bar{\vartheta}_2 = 6,0 \pm 0,5; \quad \bar{\vartheta}_2 = 59,8 \pm 0,4;$$

$$|\delta Az_{1,2}| = 14,1 \pm 2,3; \quad \delta\vartheta_{1,2} = 2,0 \pm 1,0; \quad \bar{\vartheta}_1 \approx \bar{\vartheta}_2 \approx \vartheta = 60,0 \pm 0,6;$$

$$|\delta r_{1,2}| = |r_1 - r_2| = |r_{\vartheta+\delta\vartheta_{1,2}} - r_{\vartheta}| = |r_{62} - r_{60}| = (0,757 - 0,745) R = 0,012R;$$

$$r = 0,757R; \quad \Delta r = \Delta(\delta r) = 0,001R; \quad \operatorname{tg} \psi = 0,129;$$

$$\psi|_{\delta\vartheta=2^\circ} = 7,4^\circ \pm 1,9^\circ; \quad \psi|_{\delta\vartheta=1^\circ} = 3,7^\circ \pm 0,9^\circ; \quad \psi|_{\delta\vartheta=3^\circ} = 10,9^\circ \pm 2,8^\circ.$$

Выполнив аналогичный расчет по данным той же таблицы для $\vartheta \approx 57^\circ$, найдем, что в азимутальном секторе $46-49^\circ$ угол наклона $\psi = 21,2^\circ \pm 7,3^\circ$.

Края первого азимутального сектора шириной в 14° приходятся на северное и южное окончания Верхоянского хребта. В рассматриваемой интерпретации под этим районом изоскоростные поверхности в мантии на глубинах 1300—1500 км поднимаются в южном направлении под углом около 7° . В узком трехградусном секторе, приходящемся на северный край Патомского и Алданского нагорий, угол подъема поверхностей в том же направлении составляет $21^\circ \pm 7^\circ$.

Интересны результаты дифференцирования годографов землетрясений из района Курильских островов и северной Японии. На рис. 15 представлены подборки первых разностей соответствующих производных, а в табл. 3 и на рис. 16 — зависимости величины «согласующего сдвига» соответственно от среднего эпицентрального расстояния и от азимута. Зависимость $\delta\vartheta$ от ϑ дает следующую величину угла подъема изоскоростных поверхностей на запад:

$$\chi = 20,3^\circ \pm 7,3^\circ.$$

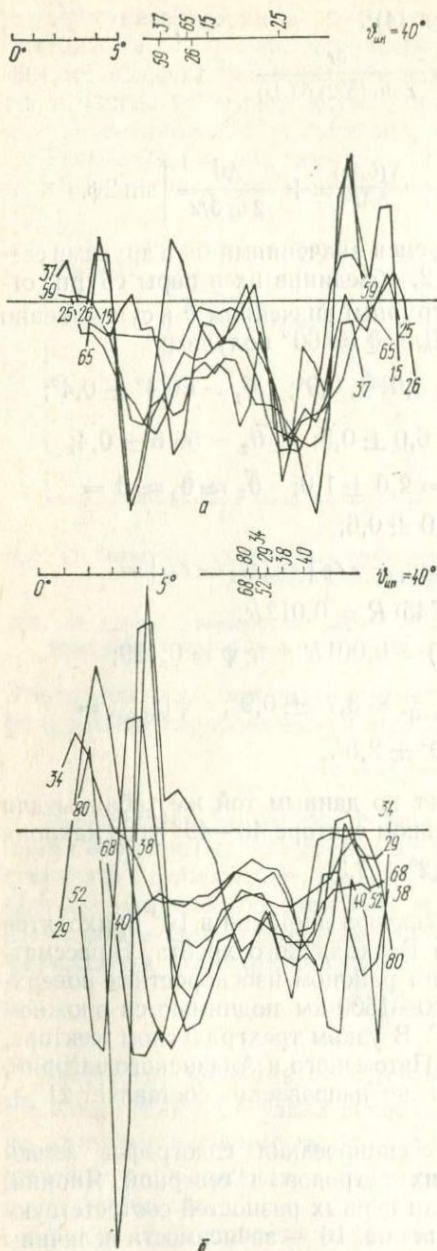


Рис. 15. Подборки, аналогичные рис. 11, для эпицентральных районов Курильских островов (а) и Японии (б).

Представление тех же значений $\delta\theta$ в виде развертки по дискретным значениям азимута приводит к выводу о том, что изоскоростные поверхности в области юго-восточного Забайкалья на глубине около 1000 км поднимаются к югу под углом в 10° ($\psi = 10,2^\circ \pm 7,0^\circ$).

Итак, две крайние трактовки зависимости величины «согласующего сдвига» от расстояния и азимута по наблюдениям из очаговых областей Алеутских и Курильских островов приводят к согласованным оценкам угла подъема изоскоростных поверхностей на юг или запад. «Азимутальная трактовка», помимо отмеченного выше, более предпочтительна ввиду того, что она удовлетворяется меньшими значениями угла наклона изоскоростных поверхностей.

Б. Рассмотрим материалы, относящиеся к очагам землетрясений, расположенным западнее системы наблюдающих станций. Прежде всего, необходимо отметить, что сейсмическая активность областей, находящихся на юго-западном продолжении профиля, значительно ниже, чем на северо-востоке. К тому же расположены эти области локально, изолированно одна от другой. Из них за время существования профиля его станциями было записано сравнительно немного сильных землетрясений. Поэтому для изучения производной годографа исследовались в основном относительно слабые толч-

ки. Эпицентры соответствующих землетрясений перечислены в табл. 1.

В используемой нами схеме интерпретации основным источником информации являются первые разности производных. Поэтому,

Таблица 3

Величины «согласующих сдвигов» первых разностей производных для землетрясений Курильских и Японских островов

Номер землетрясения	$\bar{\vartheta}^{\circ}$	$\delta\bar{\vartheta}^{\circ}$	Az°_{oe}	Номер землетрясения	$\bar{\vartheta}^{\circ}$	$\delta\bar{\vartheta}^{\circ}$	Az°_{oe}
38	39,8	0,9	84,7	25	38,3	0,6	66,2
29	40,2	1,4	79,5	37	43,3	6,3	60,8
40	40,4	0	82,0	15	43,4	4,0	69,0
68	40,8	2,1	76,8	26	44,2	4,8	60,7
52	40,9	1,7	79,9	65	44,4	5,0	64,7
34	41,5	1,8	78,8	59	45,9	6,4	65,6
80	42,0	2,2	76,8				

опуская рассмотрение самих производных, обратимся к анализу их первых разностей. Ввиду отмеченной выше особенности эпицентрального поля согласованные с помощью «сдвигов» зависимости первых разностей производной от расстояния собраны по принципу территориальной близости эпицентров; они изображены на рис. 17. Зависимости «согласующих сдвигов» от средних расстояний и азимутов для указанных групп землетрясений приведены в табл. 4. Обнаруживается достаточно четкая зависимость величины $\delta\bar{\vartheta}$ от $\bar{\vartheta}$ в отличие от связи между $\delta\bar{\vartheta}$ и значениями азимута. Лишь для землетрясений Ирана и северной части Ара-

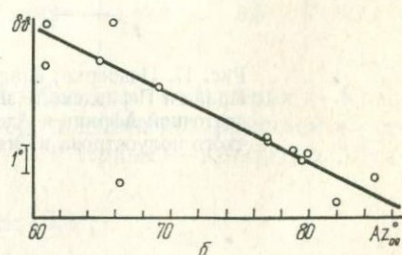
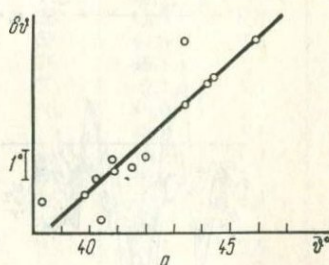


Рис. 16. Связь между величиной «согласующего сдвига» зависимости $\Delta\rho(\bar{\vartheta})$ и a — средним арифметическим эпицентральных расстояний станций, b — азимутом очага для землетрясений Курильских островов и Японии.

вийского моря — прибрежной зоны Пакистана, можно отметить медленное общее нарастание значений $\delta\bar{\vartheta}$ в направлении увеличения Az . Соответствующая ему оценка угла наклона изоскоростных поверхностей приводит к следующему значению ψ :

$$\psi = 3,7^{\circ} \pm 1,5^{\circ}.$$

Таково предположительное значение угла подъема изоскоростных поверхностей на юго-восток в районе от хребта Каратау до Памира на глубине около 800 км. В этой же области по совокупности значений $\delta\theta$, представленных в функции $\bar{\theta}$, угол подъема поверхностей на северо-восток может быть оценен величиной:

$$\chi = 4,2^\circ \pm 2,1^\circ.$$

Таблица 4

Величины «согласующих сдвигов» первых разностей производных для землетрясений А — Ирана и Персидского залива, Б — северо-восточной Африки и Аденского залива, В — Балканского полуострова и Эгейского моря

Номер землетрясения	$\bar{\theta}^\circ$	$\delta\theta^\circ$	Az°_{oe}	Номер землетрясения	$\bar{\theta}^\circ$	$\delta\theta^\circ$	Az°_{oe}
А				69	48,3	5,7	245,8
39	26,1	0	241,5	9	52,4	5,7	238,2
62	25,4	0,7	243,9	1	50,3	7,5	242,0
74	30,9	0,9	221,1	3	54,5	10,1	241,6
75	29,8	1,1	221,7	2	55,8	10,9	241,6
55	28,9	1,2	223,3	4	55,7	11,7	241,6
5	34,0	1,2	240,4	В			
6	33,4	1,7	239,6	41	47,1	0	288,2
10	31,1	1,7	239,8	30	43,0	0,2	280,4
12	34,2	1,8	239,5	58	44,6	0,8	274,0
7	33,5	1,9	239,8	76	46,1	1,4	275,7
57	29,1	2,5	255,1	77	42,1	1,6	276,0
14	33,8	2,9	239,6	48	48,0	1,7	281,7
56	30,1	3,0	255,1	36	46,8	1,9	289,9
47	32,9	3,1	251,6	11	44,2	2,0	276,3
60	31,2	3,2	239,8	61	46,5	2,1	280,2
51	33,2	3,3	236,1	45	45,0	2,2	289,5
78	31,9	3,4	255,4	33	46,1	2,3	277,3
27	32,6	3,6	253,7	66	45,6	2,6	272,5
21	33,6	3,9	254,4	16	47,4	2,7	277,4
Б				24	46,7	2,8	279,5
46	46,1	0	234,4	42	49,3	3,5	282,0
72	44,3	1,3	232,0				

По малой группе землетрясений Абиссинского нагорья — Красного моря можно оценить лишь угол подъема поверхностей на северо-восток для северо-восточной части Ирана — западного Афганистана и глубин 1100—1300 км:

$$\chi = 33,2^\circ \pm 13,9^\circ.$$

Наконец, по эпицентральной области: западная часть Балканского п-ова — о-в Крит — западная Турция можно судить о характере поведения изоскоростных поверхностей в районе, заключенном между Общим Сыртом и восточной частью Прикаспийской низменности на глубинах 1000—1200 км. Как отмечалось, распределение величин $\delta\theta$ по значениям азимута в этом случае достаточно равно-

Определение угла ψ наклона изоскоростных поверхностей
(направление линии)

Номер таблицы	$(Az_{oe}^{\circ})_1$	$(Az_{oe}^{\circ})_2$	$\delta Az_{1,2}^{\circ}$	$\overline{\delta\theta}_1^{\circ}$	$\overline{\delta\theta}_2^{\circ}$	$\overline{\delta\theta}_{1,2}^{\circ}$
2	$30,3 \pm 2,2$	$44,4 \pm 0,2$	$14,1 \pm 2,3$	$8,0 \pm 0,9$	$6,0 \pm 0,5$	$2,0 \pm 1,0$
3	$45,9 \pm 0,2$	$49,1 \pm 0,8$	$3,2 \pm 0,8$	$5,5 \pm 0,3$	$4,1 \pm 0,6$	$1,4 \pm 0,7$
4	$64,2 \pm 3,1$	$79,8 \pm 2,6$	$15,6 \pm 4,0$	$5,3 \pm 0,9$	$1,4 \pm 0,7$	$3,9 \pm 1,1$
4	$239,3 \pm 1,2$	$253,8 \pm 1,4$	$14,5 \pm 1,8$	$2,2 \pm 0,7$	$3,5 \pm 0,3$	$1,3 \pm 0,8$

Определение угла χ наклона изоскоростных поверхностей
(направление линии наклона)

Номер таблицы	K	$\overline{\theta}_1^{\circ}$	$\overline{\theta}_2^{\circ}$	$\overline{\delta\theta}_1^{\circ}$	$\overline{\delta\theta}_2^{\circ}$
2	$0,738 \pm 0,062$	$52,0 \pm 0,7$	$60,1 \pm 1,6$	$0,6 \pm 0,5$	$6,9 \pm 1,2$
3	$0,857 \pm 0,085$	$39,7 \pm 0,8$	$44,5 \pm 0,9$	$0,7 \pm 0,5$	$5,0 \pm 0,9$
4, А	$0,243 \pm 0,089$	$27,4 \pm 1,6$	$33,5 \pm 0,5$	$1,1 \pm 0,9$	$2,6 \pm 0,9$
4, Б	$0,921 \pm 0,140$	$50,3 \pm 1,7$	$55,3 \pm 0,6$	$6,3 \pm 0,8$	$10,9 \pm 0,7$
4, В	$0,289 \pm 0,100$	$43,5 \pm 1,0$	$47,6 \pm 0,9$	$1,2 \pm 0,7$	$2,5 \pm 0,6$

мерно, чтобы считать, что изоскоростные поверхности поднимаются лишь на восток в направлении от очаговой области к системе станций под углом:

$$\chi = 4,7^{\circ} \pm 2,7^{\circ}.$$

Для всех групп эпицентров подробные численные сведения, аналогичные рассмотренным при анализе материалов табл. 2, приведены в табл. 5 и 6.

Подведем итоги анализу результатов расчетов производных эмпирических годографов. Определенная согласованность полученных для каждого землетрясения распределений величин производной по значениям расстояния особенно хорошо выявляется по зависимостям второй производной от расстояния (по зависимостям первых разностей первой производной от расстояния). Наилучшая согласованность формы этих зависимостей достигается в результате определенных их относительных сдвигов по шкале расстояний. Анализ зависимости величины этих сдвигов от эпицентральных расстояний и азимутов позволяет сформулировать следующий вывод.

В зоне полосы, пересекающей Азиатский континент от Охотского моря до Персидского залива, изоскоростные поверхности в нижней мантии (до глубины около 1500 км) не являются сферически концентрическими. Они поднимаются на востоке континента в направлении с севера, северо-востока на юг, юго-запад, а на западных границах Азии — в направлении с запада, юго-запада на восток,

Таблица 5

к горизонту в нижней мантии по данным табл. 2—4
наклона вкрест профиля станций)

$\overline{\theta}_1^{\circ}$	$\overline{\theta}_2^{\circ}$	$\overline{\theta}^{\circ}$	$\frac{\delta r}{R}$	$\frac{r}{R}$	ψ°
$60,4 \pm 0,4$	$59,8 \pm 0,4$	$60,0 \pm 0,6$	0,012	0,757	$7,4 \pm 1,9$
$57,4 \pm 0,4$	$57,3 \pm 0,2$	$57,3 \pm 0,4$	0,008	0,772	$21,2 \pm 7,3$
$44,2 \pm 0,9$	$40,8 \pm 0,7$	$42,5 \pm 1,1$	0,015	0,843	$10,2 \pm 7,0$
$33,0 \pm 1,1$	$32,7 \pm 0,6$	$32,9 \pm 1,2$	0,004	0,872	$3,7 \pm 1,5$

Таблица 6

к горизонту в нижней мантии по данным табл. 2—4
вдоль профиля станций)

$\overline{\delta\theta}_{1,2}^{\circ}$	α°	$\frac{\delta r}{R}$	$\frac{r}{R}$	χ°
$6,3 \pm 1,3$	$8,1 \pm 1,7$	0,045	0,801	$32,2 \pm 7,4$
$4,3 \pm 1,0$	$4,8 \pm 1,2$	0,015	0,852	$20,3 \pm 7,3$
$1,5 \pm 1,3$	$6,1 \pm 1,7$	0,006	0,891	$4,2 \pm 2,1$
$4,6 \pm 1,1$	$5,0 \pm 1,8$	0,025	0,810	$33,2 \pm 13,9$
$1,3 \pm 0,9$	$4,1 \pm 1,3$	0,005	0,839	$4,7 \pm 2,7$

северо-восток. На фоне общего медленного подъема под углами в единицы градусов намечаются «ступени» с крутизной подъема поверхностей 20 — 30° вблизи северной и юго-западной границ высокогорного треугольника, занимающего центральную и восточную части Азиатского континента.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ПРИХОДА ВОЛН
ПО КИНЕМАТИЧЕСКИМ ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ
ГРУПП СТАНЦИЙ**

Изучение закономерностей распространения сейсмических волн на трассах, пересекающих Азиатский континент, необходимо выполнить с разных «точек зрения», по разным системам трасс. Поэтому, в частности, использована программа «Фронт» для анализа результатов наблюдений волн, прошедших от системы очаговых зон восточной — юго-восточной окраины Азиатского континента к группам станций Средней Азии, Западной и Восточной Сибири, Индии и Европы. Не имея возможности дать подробные перечни соответствующих землетрясений и наблюдавших станций для всех групп*, приведем общую схему расположения «центров тяжести» групп станций и выборки сейсмических трасс (рис. 18).

Эта схема дает обобщенные представления относительно «освещенности» мантии под континентом и служит основой для заключений, полученных в результате расчетов с помощью программы «Фронт».

§ 1. Общие сведения о программе «Фронт»

В соответствии с методикой определения мгновенного положения элемента фронта волны, выходящей в район расположения группы станций, которая описана в гл. II, составлена вычислительная программа. Исходными эмпирическими данными для нее являются моменты вступления волны на станции группы, координаты пунктов наблюдений и скоростные разрезы в окрестностях каждой станции группы (при этом, несмотря на возможные различия скоростных разрезов, исходной для каждой станции допускается модель горизонтально-слоистого строения среды). С целью выявления аномалий в направлениях прихода волны необходимо располагать координатами очага землетрясения. Для изучения скоростных особенностей среды (относительно стандартной сферически-симметричной модели) учитывается момент очага. Вспомогательная входная информация состоит из годографа Джеффриса для глубины источни-

* За исключением одного примера — данных для станции Таджикистана.

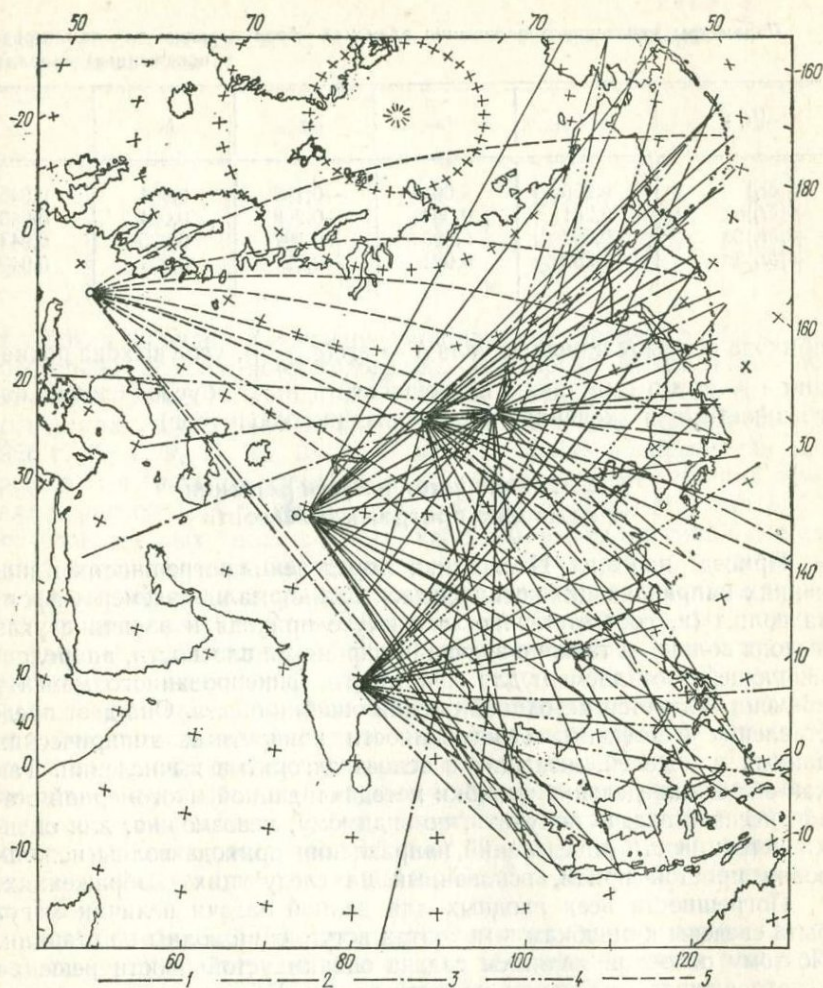


Рис. 18. Схема выборок сейсмических трасс к «центрам тяжести» групп станций:

1 — Таджикистана, 2 — Алтая, 3 — Прибайкалья, 4 — Индии, 5 — Европы. Изображены системы трасс к одной из двух групп Таджикистана и к одной из трех групп Прибайкалья.

ка, наиболее близкой к глубине очага рассматриваемого землетрясения, и значений производной годографа для поверхностного очага. Программа предусматривает двойную отбраковку «грубых выбросов» (при отыскании нулевого и первого приближений).

По найденным значениям направляющих косинусов a , b , c вектора-нормали к элементу фронта волны определяются азимут A_z

Параметры мгновенного положения элемента фронта волны для землетрясения и искаженным наложением

$\{t_i\}+$	a	δa	b	δb	c
$+\{\delta t_i\}$	0,259	0,004	-0,198	0,004	0,945
$+\{\delta t_i\}\sigma$	0,261	0,004	-0,208	0,004	0,943
$+\{\delta t_i\}2\sigma$	0,267	0,005	-0,197	0,005	0,943
$+\{\delta t_i\}3\sigma$	0,259	0,004	-0,221	0,004	0,940

прихода волны (с помощью угла $\Lambda = \arctg \left| \frac{b}{a} \right|$), угол выхода радиации $e = \arcsin c$ (а также погрешности в них, обусловленные погрешностями в значениях направляющих косинусов).

§ 2. Оценка устойчивости решения с помощью программы «Фронт»

Приведенная в гл. II методика определения погрешностей в значениях направляющих косинусов вектора-нормали к элементу фронта волны (и, соответственно, в азимуте прихода и величине угла выхода волны), а также в значении параметра плоскости, аппроксимирующей этот элемент для некоторого фиксированного момента времени, является методикой оценки ошибки опыта. Она дает представление о степени согласованности конкретных эмпирических данных и моделей, лежащих в основе алгоритма вычислений. Так как общее определение «ошибки метода» в данной многомерной статистической задаче получить, по-видимому, невозможно, для оценки устойчивости определений направления прихода волны использован простой прием, основанный на следующих соображениях.

Погрешности всех входных для данной задачи величин могут быть сведены к ошибкам в моментах вступлений волны на станции. Поэтому основной является задача оценки устойчивости решения по отношению к временам прихода волны. Если выполнить расчет угловых параметров луча по действительным, эмпирическим временам прихода и по моментам, искаженным неким «псевдослучайным» образом, то можно получить представление о характере влияния искажающего «шума» при различных его уровнях на результаты определения направляющих косинусов луча. Для решения этой задачи использован конкретный пример: совокупность времен вступлений волны P на группу 19 станций в Центральной Европе (см. § 7 данной главы) из очага землетрясений 16 января 1961 г. ($T_0 = 15$ ч 41 мин 7 с; $\varphi = +36,61^\circ$, $\lambda = +141,53^\circ$). Расчет по программе «Фронт» выполнен в нескольких вариантах. Вначале использовалась совокупность «невозмущенных» моментов прихода, затем на нее накладывалась система случайных чисел, порядок которых соот-

Таблица 7

16 января 1961 г. (Япония) по наблюдениям станций Европы, истинным систем случайных чисел

δc	ρ , км	$\delta \rho$, км	Az°	$\delta (Az)^\circ$	e°	δe°
0,001	4,86	1,11	37,4	1,0	71,0	0,1
0,001	-0,82	1,14	38,5	1,0	70,5	0,1
0,001	-4,82	1,31	36,4	1,2	70,6	0,2
0,001	-13,28	1,19	40,5	1,0	70,1	0,1

ветствовал порядку дисперсии эмпирических времен пробега относительно стандартного годографа. Дисперсия вычислялась по значениям разности $O-C$, приведенным в международных сейсмологических сводках [140]. По случайной выборке землетрясений 1966 г. (6, 7, 9, 11, 14, 25 и 27 июня) средняя квадратичная погрешность σ значений времен пробега для европейских станций оказалась равной 1,44 с. Из таблицы случайных чисел [13] взяты 19 последовательных чисел с таким порядком, чтобы максимальное из них было близким к σ , но меньше $\sigma = 1,4$. Затем такая же выборка из указанной таблицы сделана при использовании в качестве верхнего предела значения $2\sigma = 2,9$ и, наконец, $3\sigma = 4,3$. Числа каждой из трех этих последовательностей просуммированы с значениями упомянутых выше времен пробега в таком порядке, в котором расположены наблюдения станций в исходном примере. В результате, вместе с главным исходным получены четыре варианта решения, основные характеристики которых приведены в табл. 7. Из этой таблицы следует, что даже наложение шумового фона, максимальные «всплески» которого таковы, что вероятность встретить их в естественных условиях составляет 0,003—0,050, приводит к искажениям значения азимута прихода волны на $1-3^\circ$, а значение угла выхода на $1/2-1^\circ$.

Координаты сейсмических станций даются с точностью до одной минуты — одной секунды. Так как во всех последующих расчетах эпицентральные расстояния станций больше 18° , значения производной годографа, соответственно, меньше 11 с/град. Нетрудно показать, что при этом погрешности во времени пробега волн, обусловленные погрешностями координат, менее 0,2 с. Такими погрешностями, как следует из материалов данного параграфа, можно пренебречь.

Влияние локальных подстанционных скоростных разрезов рассмотрено в § 4 данной главы.

§ 3. Некоторые особенности вычислительного алгоритма и работы программы

Способы определения направления прихода волны по кинематическим данным [25, 107], использующие разности времен ее вступлений на станции группы, свободны от влияния погрешностей в значении момента очага, однако они не исчерпывают всего объема кинематической информации. Если имеется возможность проанализировать большой объем материалов наблюдений, допускающий их статистическое осреднение, то использование моментов очага позволит получить дополнительную информацию о распределении скоростей в среде. Из этих соображений в алгоритм программы «Фронт», как показано выше, заложено определение не только ориентировки элемента фронта волны, но и мгновенного его положения относительно системы наблюдающих станций. Положение фронта волны определяется по совокупности значений разностей эмпирических времен пробега и времени пробега от очага до «центра тяжести» группы станций по годографу Джеффриса. Геометрически положение элемента фронта волны оценивается значением параметра плоскости в системе координат с началом в центре тяжести группы. Анализируя значения этого параметра, найденные для различных азимутов и эпицентральных расстояний, мы имеем возможность оценить справедливость стандартного скоростного разреза как в окрестностях станций, так и на больших удалениях от группы. Нетрудно, однако, показать, что такой путь решения не безупречен. Остановимся на этом вопросе несколько подробнее.

Для изучения особенностей строения среды желательно располагать мобильной системой наблюдающих пунктов, которую можно было бы использовать в расстановках разной конфигурации и разных размеров. Низкочастотные наблюдения в группах малых размеров, при которых элемент фронта приходящей волны в рассматриваемый момент полностью заключен в слое коры, дают возможность считать скорость распространения волны в слое постоянной [23]. В таком случае определение положения фронта волны по описанной выше схеме не вызывает возражений. Однако, поскольку подобные аппаратные средства еще находятся в стадии разработок и экспериментов, приходится использовать наблюдения стационарных сетей станций. При этом оказывается, что за единичными исключениями не существует региональных сетей, из которых можно было бы сформировать группу не менее шести-семи станций, занимающую достаточно малую, в указанном смысле, площадь. Более того, нужно специально ориентироваться на группу больших геометрических размеров, если ставится задача выявления крупномасштабных аномалий скоростного пространства. Следовательно, практически всегда среднюю скорость прихода волны к i -й станции нужно вычислять для многослойной среды, допустим, способом, изложенным в § 6 гл. II. Радиусы S_i сфер, касательных к мгновенному положению фронта волны (гл. II, § 3), определяются этими значениями средних

скоростей и величиной временного интервала τ_i :

$$S_i = v_i \tau_i.$$

Легко заметить, что величина τ_i прямо пропорциональна расстоянию от i -й станции до следа мгновенного положения фронта волны на поверхности Земли (эта связь выражается уравнением прямой линейной регрессии). Однако в случае использования многослойной модели среды с увеличением этого расстояния растет некоторым образом и средняя скорость v_i . Таким образом, радиусы сфер S_i связаны с удаленностью станций от следа фронта волны уравнением криволинейной регрессии (хотя степень уклонения от прямой линии может быть малой). Это означает, что при использовании значения средней скорости элемент фронта волны нужно было бы представлять в виде сложной криволинейной поверхности. Аппроксимация его плоскостью приводит к некоторому занижению вычисляемого значения угла выхода и искажению значения параметра плоскости — мгновенного положения элемента фронта волны*. Наконец, при использовании наблюдений групп с поперечником в сотни километров существенной становится фактическая кривизна фронта волны и поверхности Земли.

Исходя из всего изложенного, ясно, что было бы нерационально преодолевать эти трудности введением в вычислительную схему корректирующих связей, которые позволили бы статистически осредненные значения параметра, азимута, угла выхода использовать для заключений о справедливости той или иной модели скоростного пространства. Значительно целесообразнее операцию сравнения со стандартом проводить на более раннем этапе. Эти общие рекомендации реализованы в программе «Фронт» следующим образом.

Работа программы состоит из двух главных циклов. В первом все вычисления характеристик мгновенного положения фронта волны выполняются так, как описано выше, на основе эмпирических моментов вступлений волны на станции группы и данных об очаге. Во втором цикле вместо эмпирических времен пробега используются времена, отвечающие стандартному годографу (в данной работе — годографу Джеффриса), для фактических эпицентральных расстояний. Работа завершается вычислением разностей соответственных величин, найденных в указанных двух циклах.

Такое построение вычислительной схемы дает возможность получать сразу характеристики уклонений действительного скоростного пространства от стандартной модели и, главное, полностью исключает все отмеченные выше недостатки алгоритма (использование значений средней скорости для многослойной среды, учет кривизны земной поверхности и фронта волны, эллиптичности Земли, зависимость результатов вычислений от геометрической конфигурации группы станций).

* Поскольку из стационарных сейсмических станций нельзя составить круговой, центрально-симметричной группы, отмеченное обстоятельство приводит к некоторым искажениям и в определяемом азимуте.

§ 4. Использование программы «Фронт» для выявления региональных и локальных вариаций скорости волн в среде

Описанная выше вычислительная схема принципиально дает возможность выявлять и разделять региональные и локальные особенности скоростного пространства.

Пусть AB — группа станций, «центр тяжести» которой есть точка O (рис. 19). Так как очаг задан, то известны расстояния ϑ_0 и время пробега, отвечающее географу Джеффриса $t_J(\vartheta_0)$. Если скорость распространения волны на трассе от очага до группы строго

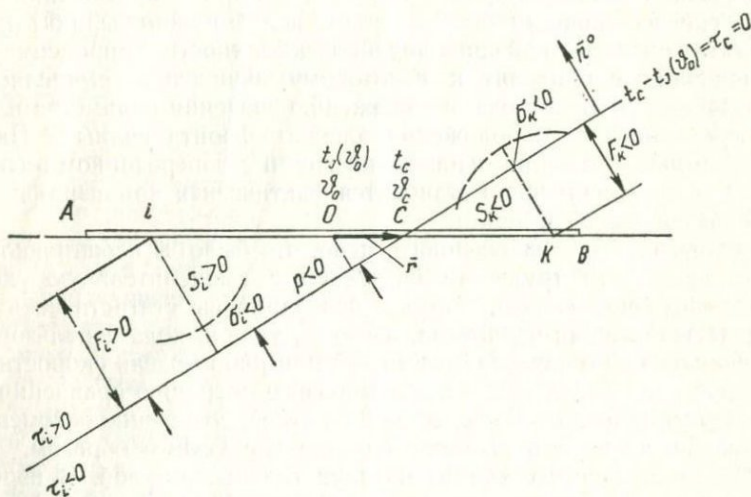


Рис. 19. Схема к описанию алгоритма программы «Фронт».

соответствует модели Джеффриса, то тогда с точностью, определяемой особенностями вычислительной схемы, мгновенным положением элемента фронта будет плоскость, проходящая в окрестностях точки O . При этом

$$t_0 - t_J(\vartheta_0) = \tau_0 = 0.$$

В других случаях этому условию будет удовлетворять иная точка, например C :

$$t_C - t_J(\vartheta_0) = \tau_C = 0.$$

(Совокупность t_i определяет элемент фронта так, что, если бы в точках O или C поместить пункты наблюдения, то эмпирическое время пробега оказалось бы равным, соответственно, t_0 или t_C). Если $\vartheta_C < \vartheta_0$, то это означает, что за время $t_J(\vartheta_0)$ (так как $t_C = t_J(\vartheta_0)$) волна успевает пройти расстояние заниженное. Следовательно, скорость ее распространения на пути от очага к станции также занижена.

Так как при рассматриваемом положении элемента фронта волны для любой его точки

$$(\bar{r}, \bar{n}^0) < 0,$$

то, с учетом уравнения плоскости, при этом и $p(t_i) < 0$ (параметр плоскости фронта, определенный по эмпирическим временам в первом основном цикле программы). Используя во втором цикле вместо t_i значения $t_J(\vartheta)$, можно получить $p \neq 0$ только за счет особенностей вычислительной схемы. Так как вычислительная схема в обеих частях программы остается одной и той же, в разности

$$\Delta p = p(t_i) - p(t_{ji})$$

влияние особенностей вычислительной схемы и специфики конфигурации группы полностью устраняется.

Таким образом, случай, когда $\Delta p < 0$, будет соответствовать занижению средней скорости (относительно модели Джеффриса) на трассе очаг — группа станций; в обратном случае — завышению. Проведя с помощью описанного способа обработку материалов наблюдений из различных гипоцентральных областей, можно прийти к статистическим заключениям относительно возможных отклонений скоростей от стандартной скоростной модели. Выводы, основанные на знаке и средней величине Δp , будут относиться к таким общим, региональным скоростным аномалиям, которые обнаруживаются по наблюдениям группы станций в целом.

Вернемся снова к рассмотренной вычислительной схеме. Определив по эмпирическим временам t_i положение элемента волнового фронта, найдем, что

$$ax_i + by_i + cz_i - p = F_i(\bar{n}^0, p)$$

есть расстояние от i -й станции до мгновенной плоскости фронта, соответствующей совокупности наблюдений группы. Если в районе i -й станции скоростные характеристики среды обладают некоторыми особенностями (неучтенными в скоростном разрезе, который был использован для станции в расчетах), то величина

$$S_i = v_i \tau_i$$

будет систематически отличаться от значений F_i . Таким образом, набор разностей

$$\sigma_i = S_i - F_i,$$

отвечающих разным эпицентральному расстояниям и азимутам, должен содержать информацию о знаке скоростной аномалии и направлении на ее местоположение относительно станции. В окончательном алгоритме в качестве индикатора таких скоростных аномалий вычисляются разности

$$\Delta \sigma_i = \sigma(t_i) - \sigma(t_{ji}),$$

где

$$\sigma(t_{ji}) = v_i [t_J(\vartheta_i) - t_J(\vartheta_0)] - a(t_{ji})x_i - b(t_{ji})y_i - c(t_{ji})z_i + p(t_{ji}).$$

Располагая достаточно «плотной» группой станций, можно задать целью проследить по совокупностям значений $\Delta\sigma$ (ϑ , Az) смежных станций за пространственным проявлением аномалий. Наконец, можно ставить задачу по результатам таких изысканий оптимизировать скоростные разрезы под станциями группы, добиваясь того, чтобы конечное поле значений $\Delta\sigma_i$ (ϑ , Az) представляло только «шумовой фон».

§ 5. Об использовании локальных скоростных разрезов. Результаты расчетов для групп станций Средней Азии и Алтая

Как отмечалось, программа «Фронт» допускает использование в расчетах локальных данных о строении среды в окрестностях каждой станции группы. Приходится с сожалением отметить, что скоростные разрезы среды под станциями практически не изучены. Среди групп с достаточным числом станций и приемлемой конфигурацией их расположения в нужных географических районах ко времени выполнения расчетов удалось найти лишь две группы, в пределах которых можно было различить скоростные разрезы под станциями: на территории Таджикской ССР [72] и в районе Алтая [83, 84, 92].

Рис. 20. Схема размещения групп А и Б станций Таджикистана: с — станции зоны Гиссарского хребта; ю — станции зоны Таджикской депрессии. (Номера станций использованы в табл. 8).

1. Схематическое изображение совокупности станций Таджикистана представлено на рис. 20 (поскольку эта система растянута линейно, в расчетах она использовалась в виде двух групп станций — А и Б). В табл. 8 приведен список землетрясений, результаты наблюдения которых использованы в расчетах по группам А и Б. Моменты вступления продольной волны на станции групп определены непосредственно по сейсмограммам с использованием взаимного коррелирования записей (см. гл. VI). Вычисления для группы А выполнены в двух вариантах: со скоростной моделью, отвечающей табл. 9 и рис. 20 [72] и с моделью однослойной коры ($v_p = 6,10$ км/с [93]), одинаковой для всех станций группы. В работе [72] предлагается два скоростных разреза для зон Гиссарского хребта (северной) и Таджикской депрессии (южной), разделенных Гиссаро-Кокшаальским разломом, и дается схема этого деления, в соответствии с которым станции распределены по зонам. Для верхней мантии принят скоростной разрез, полученный А. А. Лукком и И. Л. Нерсесовым [78].

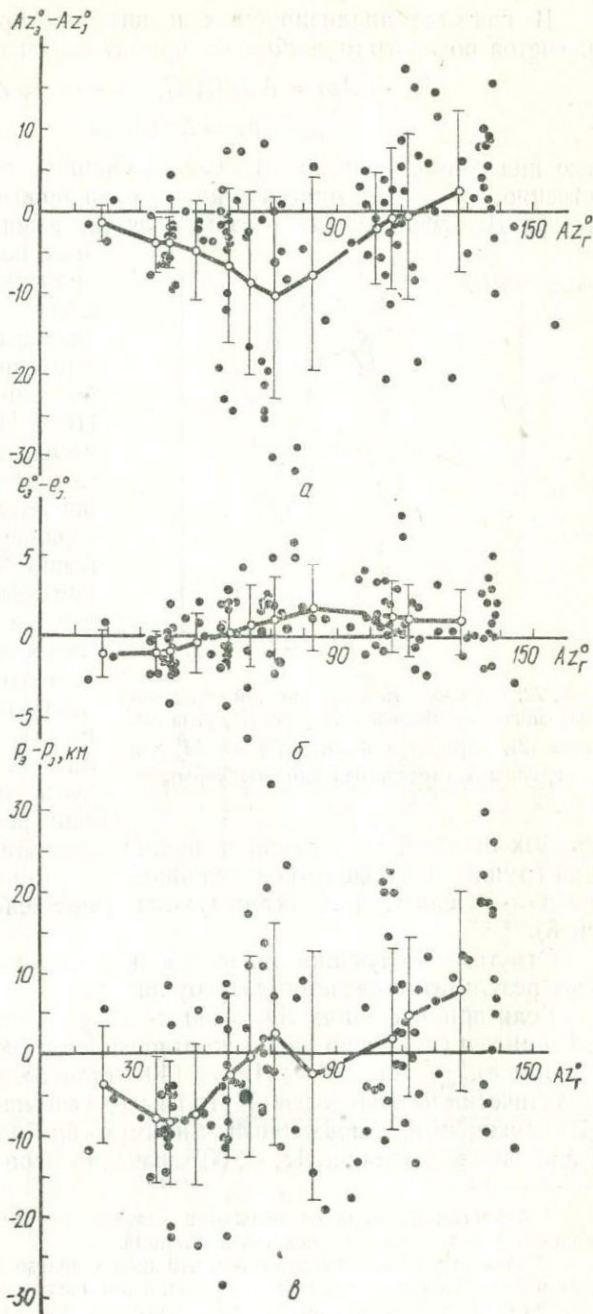


Рис. 21. Зависимости азимутальных аномалий (а), аномалий угла выхода (б), аномалий параметра фронта (в) от Az_r^0 , по данным группы А (модель однослойной коры).

В качестве анализируемых и интерпретируемых результатов расчетов по программе «Фронт» приняты зависимости

$$\begin{aligned} Az_e - Az_J = \Delta Az (Az_e), \quad e_e - e_J = \Delta e (Az_e), \\ p_e - p_J = \Delta p (Az_e), \end{aligned} \quad (IV.5.1)$$

где индексами «э» и «J» отмечены величины, полученные, соответственно, на основе эмпирических времен пробега и значений годографа Джеффриса; Az_e — азимут очага, вычисленный по извест-

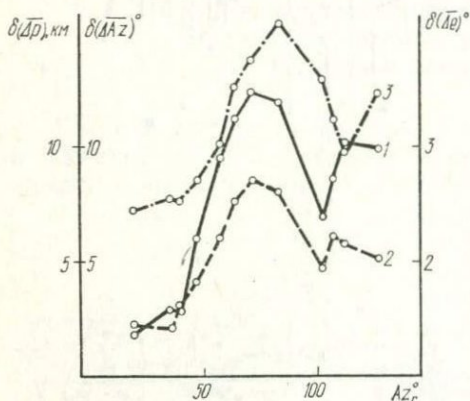


Рис. 22. Зависимость погрешностей осредненных значений аномалий азимута (1), угла выхода (2), параметра фронта (3) от Az_e^0 для группы А (модель однослойной коры).

грубых ошибок, осреднения и оценки квадратичных погрешностей для группы А с моделью однослойной коры (аналогичные результаты для модели [72] характеризуются существенно большей дисперсией).**

Отметим следующие общие характерные особенности полученных результатов расчетов для группы А.

Если при значениях $Az_e \leq 50 \div 55^\circ$ угол выхода e_e определенно занижен (примерно на 1°) по отношению к соответствующим значениям e_J , то при $55^\circ < Az_e < 140^\circ$ (для больших значений Az_e практически нет наблюдений) угол выхода завышен на $1-2^\circ$. Азимут Az_e имеет четко выраженный минимум при значении $Az_e \approx 70^\circ$. Явно заниженные при $Az_e < 60^\circ$ значения параметра p_e переходят

* Аналогичный порядок обработки результатов расчетов по программе «Фронт» использован для всех групп станций.

** Это может быть связано с тем, что либо использование заметно различающихся разрезов для двух половин группы, в том числе для станций, расположенных на противоположных краях Гиссарского разлома, в описанной вычислительной схеме является неудачным, либо требуют корректировки сами разрезы. Соответствующие результаты расчетов здесь не приводятся.

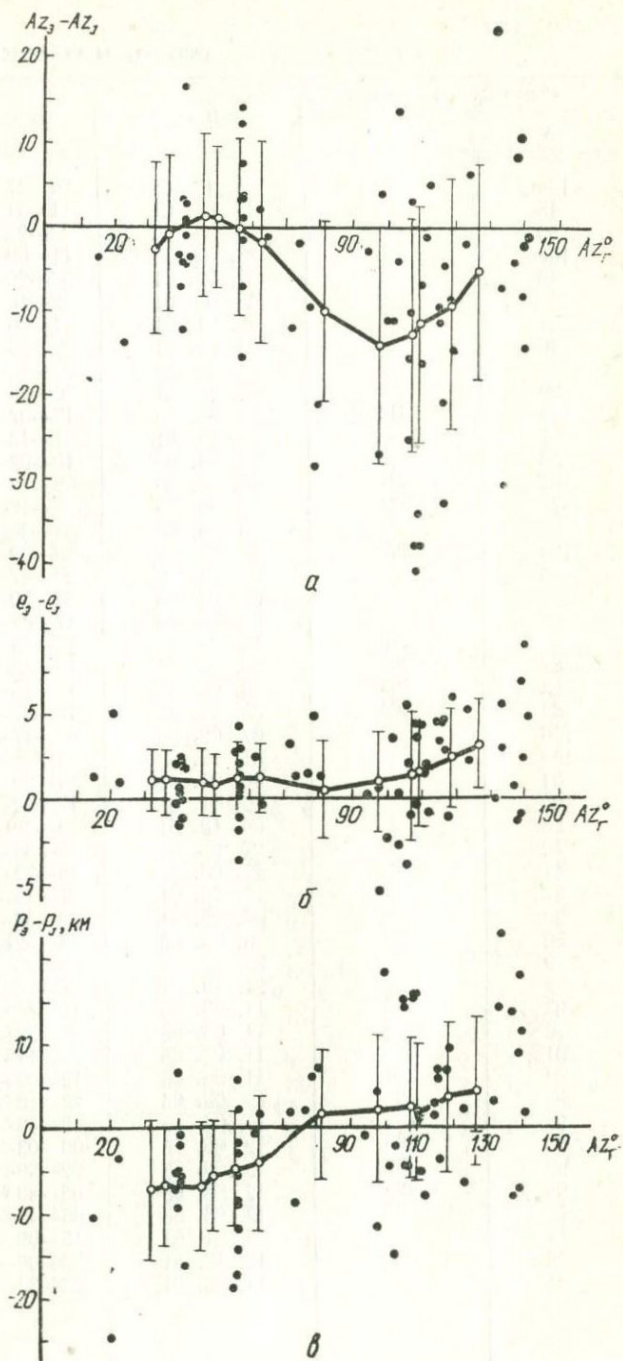


Рис. 23.
 Зависимость аномалий азимута (*a*), угла выхода (*б*), параметра фронта (*в*) от Az_2 , поданным группы Б.

Список землетрясений, результаты наблюдения которых станциями

Номер землетрясения		Дата	T ₀ , ч·мин·с	φ°
А	Б			
149	349	23. 12. 65	20—47—37,6	60,57
48		05. 09. 61	11—34—40	60,10
89	289	16. 04. 65	23—22—18,6	64,7
103	303	23. 06. 65	11—09—16,5	56,61
45		02. 09. 61	00—26—08	52,1
32		08. 08. 61	12—18—29	52,0
51		05. 01. 61	14—06—30	51,8
46		04. 09. 61	09—49—13	51,6
49		11. 09. 61	02—46—48	51,3
29		30. 12. 61	00—39—27	52,5
114	314	25. 05. 65	13—07—49	51,2
7		31. 10. 61	01—43—53	52,0
85		04. 06. 65	15—02—18	51,2
107	307	30. 06. 65	08—33—27,5	51,8
74	274	05. 02. 65	22—16—01,2	51,5
84		23. 05. 65	23—46—15	52,3
109	309	05. 02. 65	09—32—06,3	52,4
73		05. 02. 65	20—47—12,4	51,9
108		05. 2. 65	06—39—49	51,7
65		09. 02. 65	17—37—14,4	53,0
80	280	10. 04. 65	16—55—01	53,3
87	287	08. 04. 65	13—43—52,6	52,1
83	263	08. 02. 65	15—46—49,6	55,0
64	264	08. 02. 65	17—37—25	55,0
136		07. 02. 65	02—17—09	51,5
158		01. 12. 63	04—26—11	56,1
54		10. 01. 61	14—22—22	50,0
60		19. 01. 61	17—22—23	49,8
23		06. 12. 61	16—39—33	49,0
42		27. 08. 61	20—56—17	46,9
41		27. 08. 61	16—22—10	44,0
37		17. 08. 61	21—16—33	46,5
30		04. 08. 61	22—52—52	45,3
86	286	05. 04. 65	13—52—12,7	44,8
9		05. 11. 61	10—36—39	45,1
2		24. 10. 61	07—25—28	45,1
93	293	11. 06. 65	10—16—40,1	44,3
72	272	11. 06. 65	03—33—46	44,45
91	291	11. 06. 65	07—11—02	44,2
94	294	11. 06. 65	12—00—01	44,3
98	298	12. 06. 65	22—16—44	44,2
92	292	11. 06. 65	08—40—59,2	44,2
96	296	12. 06. 65	06—03—30	44,2
99	299	13. 06. 65	02—20—51,1	44,0
95	295	12. 06. 65	05—40—55	43,9
97	297	12. 06. 65	06—46—24	44,0
52		05. 01. 61	15—09—43	45,7
25		12. 12. 61	23—06—15	42,9
34		11. 08. 61	23—33—49	42,8

Таджикистана использованы в расчетах по программе «Фронт»

λ°	r, км	M	Номера станций, записавших землетрясение	
			Группа А	Группа Б
—140,64	25	5,7	6, 16, 2, 18, 3, 5, 17, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12
—151,10			7, 3, 11, 9, 6, 4, 5, 10, 14, 1, 20	
—160,00	5	5,8	2, 16, 34, 3, 17, 18, 20, 5, 7	11, 1, 2, 3, 5, 6, 12, 13
—152,68	31	5,7	7, 6, 2, 5, 18, 3, 17	11, 1, 3, 4, 6, 13
—171,0			7, 9, 6, 10, 11, 1, 15, 3, 5, 4, 2	
—171,5			1, 6, 7, 15, 14, 4, 3, 10, 5	
—175,9			3, 4, 9, 32, 5, 15, 6, 7, 1, 11	
—178,0			2, 10, 4, 1, 6, 9, 3, 14, 11, 5, 7	
—179,8			2, 5, 3, 10, 9, 6, 11, 4	
177,0			2, 1, 6, 14, 10, 4, 9, 3, 5, 7	
178,7	35	5,4	5, 20, 3, 17, 18, 16, 7, 6, 19	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
176,0			2, 6, 10, 4, 9, 14, 5, 1, 3, 7	
178,4			7, 19, 2, 16, 5, 13, 18, 3, 17	
176,6	15	5,5	7, 6, 5, 2, 16, 18, 3, 13	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12, 13
176,7	36	5,3	5, 17, 3, 18, 2, 16	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
175,0	31	5,9	20, 7, 19, 6, 2, 16, 5, 18, 3, 17	
174,2	16	5,9	5, 7, 19, 16, 2, 3, 18, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6
174,4			5, 17, 3, 18, 2, 16	
174,9	25	5,6	3, 5, 18, 17, 2, 16, 7, 19	
171,5			19, 18, 5, 7, 17, 16, 3, 2	
170,5	8	5,5	18, 17, 16, 3, 2, 7	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
173,45	37	5,4	19, 5, 18, 17, 16, 3, 2, 7, 34	11, 1, 2, 3, 5, 6, 12, 13
165,4	35	5,7	5, 15, 6, 7, 3, 18, 2, 16, 17	11, 6, 12, 1, 2, 3, 4
165,3			6, 7, 3, 2, 19, 18, 16, 17, 5	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
173,0	45	5,8	7, 19, 2, 16, 5, 18, 3, 17	
112,1			7, 5, 2, 14, 1, 3, 13, 35	
156,1			15, 10, 7, 6, 3, 4, 2, 9, 11, 1, 32, 5	
156,3			9, 5, 11, 15, 1, 6, 10, 2, 3, 13	
155,55			5, 1, 6, 14, 4, 7	
154,5			14, 10, 5, 9, 6, 4, 3, 2	
154,3			14, 5, 9, 6, 3, 2, 7	
149,6			1, 15, 3, 7, 4, 5, 6, 9, 10, 2	
151,6	76	5,6	15, 4, 1, 3, 5, 10, 14, 9, 6, 7, 2	11, 1, 3, 4, 5, 6, 12, 13
151,0			19, 5, 18, 17, 16, 3, 2	
148,5			14, 2, 3, 6, 10, 11, 1, 4, 5, 7	
146,6			11, 7, 9, 6, 5, 2, 10, 14, 1, 3	
149,4	40	5,1	16, 18, 17, 7, 6, 2, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13
148,84	58	6,0	18, 5, 17, 2, 5, 3, 7	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
149,3	5	5,5	16, 18, 7, 6, 17, 2, 5, 3, 13	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12, 13
149,0	2	5,1	16, 18, 17, 7, 2, 6, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13
149,2	23	5,2	7, 6, 2, 18, 16, 3, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 12
149,2	33	5,3	16, 18, 17, 7, 6, 2, 5, 3, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13
149,1	17	5,2	7, 5, 6, 18, 16, 3, 13, 17	11, 1, 2, 3, 5, 12, 13
149,4	34	5,2	7, 5, 6, 2, 16, 3, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
149,5	12	5,6	7, 6, 5, 18, 16, 3, 13, 17, 2	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
149,3	17	4,9	7, 5, 6, 18, 16, 3	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
150,0			3, 4, 9, 32, 5, 15, 6, 7, 1, 11	
146,6			2, 10, 5, 14, 6, 9, 3, 1, 4	
145,5			7, 11, 3, 2, 6, 14, 4, 9, 1, 5, 10, 15	

Номер землетрясения		Дата	T ₀ , ч-мин-с	φ°
А	Б			
100	300	13. 06. 65	07—06—13	41,9
76	276	29. 03. 65	10—47—38,4	40,8
40		21. 08. 61	17—00—46	41,5
39		21. 08. 61	17—00—46	41,5
8		25. 11. 61	20—19—54	37,0
17		25. 11. 61	20—19—54	37,0
58		16. 01. 61	14—03—57	36,3
55		16. 01. 61	07—20—12	36,3
120		31. 07. 65	07—36—28	36,1
56		16. 01. 61	11—19—42	36,2
77	277	06. 04. 65	05—31—59,7	36,2
11		14. 11. 61	10—02—32	36,0
50		24. 09. 61	21—41—00	34,2
138	338	19. 04. 65	23—41—59	34,8
36		15. 08. 61	19—03—59	33,2
88	288	09. 04. 65	14—32—21,1	33,41
82		13. 05. 65	19—23—14,9	33,2
115	315	16. 06. 65	04—57—29	29,6
18		27. 11. 61	05—57—10	31,6
70	270	02. 03. 65	21—35—39,6	28,2
35		14. 08. 61	22—04—56	31,2
139	339	25. 04. 65	01—00—15,7	24,28
161		02. 01. 65	13—44—19,2	19,2
20		01. 12. 61	21—13—08	27,0
90		17. 05. 65	17—19—32,8	22,5
151	351	26. 04. 65	22—15—42	21,0
143	343	05. 08. 65	00—07—52	-5,21
3		26. 10. 61	00—38—24	-2,8
44		28. 08. 61	00—15—15	31,9
121	321	31. 07. 65	21—44—48	32,86
164	364	09. 01. 65	13—32—50	11,9
113	313	24. 05. 65	23—21—13,6	12,9
	330	05. 11. 65	19—01—02,7	-3,13
53		05. 01. 61	15—54—04	-4,1
26		14. 12. 61	07—10—28	-3,0
102	302	15. 06. 65	07—59—19,9	29,67
124	324	14. 09. 65	08—27—18,3	8,4
126	326	18. 09. 65	22—03—13	8,31
135	335	28. 11. 65	18—57—20,4	-2,34
125	325	16. 09. 65	13—50—12,2	7,13
104		24. 06. 65	07—45—13,9	6,9
122	322	08. 08. 65	09—46—28	3,98
128	328	22. 09. 65	09—35—24,6	-1,26
167	367	23. 01. 65	23—24—30,1	7,4
83	283	16. 05. 65	11—35—52,1	5,2
27		18. 12. 61	16—42—22,3	26,3
162	362	04. 01. 65	11—29—48,8	1,6
75		15. 02. 65	10—43—26,2	3,0
129	329	07. 10. 65	03—36—01,4	12,46
19		27. 11. 61	17—10—41	-0,4
106	306	30. 06. 65	02—53—14,7	-1,7
133	333	21. 11. 65	10—31—51	-6,21
111		12. 05. 65	10—33—44,3	-6,2

λ°	h, км	M	Номера станций, записавших землетрясение	
			Группа А	Группа Б
143,7	37	5,7	7, 5, 6, 2, 18, 16, 3, 17	11, 1, 2, 3, 5, 6, 12, 13
142,9	41	6,1	7, 19, 5, 6, 2, 18, 16, 3, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
138,5			2, 10, 5, 3, 4, 7, 14, 9, 15	
138,5			2, 10, 1, 5, 3, 4, 7, 14, 9, 15	
141,0			2, 1, 6, 14, 5, 10, 3, 4, 9	
141,0			2, 1, 6, 14, 5, 3, 4, 9	
141,9			32, 11, 4, 9, 15, 1, 6, 2, 3, 10, 5	
141,8			32, 11, 4, 9, 15, 1, 6, 2, 3, 10, 5, 13	
142,4			19, 20, 7, 5, 18, 6, 2, 3, 16, 13	
141,3			32, 11, 4, 9, 15, 1, 6, 2, 3, 10, 5, 13	
139,89	66	5,5	19, 5, 18, 17, 16, 3, 2, 7, 13	11, 1, 2, 5, 6, 12, 13
139,1			6, 3, 14, 9, 1, 4, 10, 2, 7	
141,0			2, 3, 7, 14, 1, 9, 15, 11, 5, 10	
138,22	40	5,6	7, 34, 5, 18, 2, 16, 3, 17	11, 2, 3, 5, 6, 12, 13
142,2			1, 3, 7, 5, 6, 4, 11, 9, 15, 2	
138,0	331	4,8	19, 5, 18, 17, 3, 2, 7, 34, 6	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
138,2	319	4,9	5, 18, 17, 16, 3, 7, 13, 6	
142,0	37	5,2	7, 6, 5, 2, 3, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
131,3			2, 1, 9, 3, 14, 6, 10, 5, 4	
139,4	507	5,1	19, 7, 2, 3, 16, 18, 17, 13	11, 1, 2, 3, 5, 6, 12, 13
132,3			7, 2, 14, 9, 15, 10, 6, 5, 4, 1, 3	
142,7	48	5,7	7, 19, 5, 34, 18, 3, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
145,6	141	5,7	16, 7, 17, 18, 5, 2, 3	
124,5			14, 9, 10, 3, 5, 1, 7	
121,3	80	6,0	16, 3, 18, 2, 17, 7, 5, 19, 20, 13	
120,68	29	5,8	19, 20, 5, 7, 18, 2, 3, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13
151,65	59	5,8	19, 5, 7, 18, 6, 2, 3, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12
148,3			9, 7, 5, 6, 14, 2, 4, 3, 1, 10	
95,1			14, 10, 5, 9, 6, 4, 3, 2, 7	
93,17	18	5,0	19, 5, 7, 6, 18, 2, 3, 13	11, 1, 3, 4, 5, 12, 13
126,2	27	5,6	2, 18, 17, 16, 3, 7, 5, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12
124,7	54	5,7	5, 19, 7, 6, 18, 20, 2, 3, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
143,81	17	5,6		11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
143,5			3, 4, 1, 9, 32, 5, 6, 7, 11	
140,5			2, 9, 1, 11, 4, 6, 14, 5, 7, 10	
95,51	30	5,3	5, 7, 18, 6, 2, 3, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 5, 6, 12, 13
127,0	56	5,4	19, 5, 7, 6, 2, 3, 13, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12
126,96	56	5,4	19, 5, 7, 6, 18, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
138,12	30	5,0	6, 5, 2, 18, 17, 16, 7, 3, 19, 13	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12, 13
129,58	178	5,9	19, 5, 7, 6, 18, 2, 3, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12
126,3			5, 7, 6, 18, 2, 3, 16, 13, 17	
128,49	57	5,3	5, 19, 7, 18, 6, 3, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 13
134,02	8	5,6	19, 5, 7, 6, 2, 18, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
123,7	628	5,2	5, 18, 20, 3, 19, 17, 7, 2, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
125,5	93	5,6	7, 2, 16, 5, 6, 18, 17, 20, 3, 19, 13	2, 3, 4, 6, 12, 13,
96,3			2, 3, 5, 10, 1, 4, 14, 6, 9, 11, 7	
127,4	88	5,4	17, 7, 16, 2, 5, 18, 3, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
125,8	91	5,9	19, 7, 18, 2, 3, 13, 17	
114,45	26	5,8	19, 5, 20, 7, 6, 18, 2, 3, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13
126,9			2, 1, 3, 9, 14, 6, 4, 5, 10	
126,7	33	5,6	5, 18, 17, 16, 3, 7, 5	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12, 13
130,39	101	6,3	19, 5, 7, 18, 6, 2, 3, 16, 13, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
130,4	136	5,8	5, 19, 20, 18, 7, 6, 2, 3, 13, 17, 16	

Номер землетрясения		Дата	T ₀ , ч·мин·с	φ°
А	Б			
160	360	20. 12. 63	08—57—08	—7,2
131	331	18. 11. 65	17—17—17	—7,1
67	267	18. 02. 65	04—26—34	24,9
78	278	06. 04. 65	09—42—29,6	—0,6
31		05. 08. 61	19—00—15	21,9
147	347	15. 12. 65	04—43—47,4	22,0
154	354	27. 02. 64	15—10—47,8	21,65
155		28. 02. 64	17—47—06,9	18,28
28		26. 12. 61	04—24—56	—5,5
152	352	29. 04. 65	15—48—58,9	—5,65
	334	23. 11. 65	16—31—09,3	—8,76
166	366	17. 01. 65	20—57—42	—6,8
22		06. 12. 61	05—48—38	13,0
12		14. 11. 61	17—14—04	—5,7
112	312	19. 05. 65	06—03—59	—6,3
118		07. 07. 65	02—30—06,4	—7,0
117	317	25. 07. 65	03—40—36,4	1,93
119		28. 07. 65	22—29—07,2	—2,3
105	305	27. 06. 65	01—04—29,1	9,07
4		26. 10. 61	15—27—05	—0,6
127	327	19. 09. 65	08—47—46,1	—0,88
153	353	17. 08. 65	10—35—49	5,0
132	332	20. 11. 65	16—06—11,9	—5,16
5		26. 10. 61	19—28—35	—0,4
38		19. 08. 61	20—26—16	1,9
157	357	30. 11. 63	21—40—17	6,2
148	348	19. 02. 65	22—06—33	—32,34
10		12. 11. 61	02—15—16	0,3
79	279	09. 04. 65	23—57—01	35,1
43		27. 08. 61	22—08—42	35,4
110	310	26. 04. 65	20—29—07,5	54,5
24		11. 12. 61	16—53—15	36,2
101	301	13. 06. 65	20—01—51	38,0
1		02. 10. 61	07—21—44	36,6
71	271	02. 03. 65	22—00—07,2	38,47
137	337	05. 04. 65	03—12—54,6	37,75
116	316	06. 07. 65	03—18—42,1	38,3
144	344	23. 08. 65	14—08—58,6	40,51
21		02. 12. 61	12—40—12	36,2
165	365	10. 01. 65	02—52—25,6	45,8
16		20. 11. 61	17—58—22	31,9
47		05. 09. 61	02—37—37	80,3
	201	07. 02. 65	09—25—52,1	51,37
	266	07. 02. 65	04—11—20,2	52,03
	268	11. 06. 65	02—37—35	51,8
	269	01. 03. 65	13—20—58	21,19
	281	12. 04. 65	20—41—16,6	30,21
	341	27. 06. 65	11—36—12,8	23,76
	350	31. 12. 65	20—58—53,6	2,32
	368	24. 01. 65	00—11—12	—2,4
	369	29. 01. 65	09—35—28,3	54,9

λ°	h, км	M	Номера станций, записавших землетрясение	
			Группа А	Группа Б
130,0	103	5,5	5, 7, 14, 2, 3, 1, 13	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
129,41	149	5,5	5, 19, 6, 18, 2, 3, 13, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
94,4	45	5,4	6, 19, 5, 18, 17, 3, 7, 2, 12	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12, 13
119,7	43	5,7	19, 5, 18, 17, 16, 3, 2, 7, 13	1, 2, 4, 5, 6, 12, 13
94,2			2, 14, 5, 6, 3, 10, 7, 15	
94,47	109	5,2	19, 5, 7, 18, 6, 2, 13, 17, 3, 16	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
94,4	91	6,0	5, 7, 18, 35, 2, 3, 1	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
94,44	46	5,4	5, 7, 18, 3, 2, 1, 13, 36, 37	
110,8			1, 2, 10, 9, 4, 14, 6, 11, 5	
110,24	524	5,7	34, 5, 7, 20, 18, 3, 16, 17	11, 1, 2, 4, 5, 6, 12
110,98	94	5,4		11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
109,0	246	5,7	3, 18, 6, 19, 17, 7, 2, 16, 13	11, 2, 3, 4, 6, 12, 13
93,4			2, 11, 5, 3, 6, 14, 1, 4, 9	
104,3			2, 10, 3, 6, 1, 7, 14, 9	
105,4	83	5,6	5, 18, 20, 7, 6, 2, 3, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12, 13
105,6			5, 7, 6, 3, 2, 13, 16, 17, 18	
99,2	62	5,5	5, 18, 7, 20, 6, 2, 3, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12
101,7	130	5,5	5, 19, 18, 20, 6, 3, 2, 13, 16, 17	
94,1	45	5,0	5, 18, 7, 6, 2, 3, 13, 16	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12, 13
98,6			10, 14, 7, 11, 6, 2, 3, 4, 1	
99,83	68	5,2	5, 19, 18, 20, 7, 6, 3, 13, 16, 17	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
95,88	40	5,5	5, 19, 18, 7, 3, 2, 13, 16, 17	11, 1, 3, 4, 5, 12
102,12	49	5,3	19, 5, 18, 7, 6, 3, 13, 16, 17	11, 1, 3, 4, 5, 6, 12, 13
98,8			5, 9, 14, 6, 11, 2, 4, 1	
97,3			5, 2, 14, 15, 9, 3, 4, 1, 11	
94,2	33	5,3	5, 7, 14, 2, 3, 13, 1	11, 1, 2, 3, 4, 12, 13
78,87	33	5,5	18, 19, 3, 13, 2, 17, 16	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 13
29,3			2, 10, 1, 3, 6, 4, 14, 7	
24,3	39	5,9	19, 5, 18, 17, 16, 3, 2, 7, 13, 6	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 13
23,0			14, 10, 5, 9, 6, 4, 3, 2, 7	
—162,5	51	5,8	5, 3, 16, 20, 17, 7, 18, 2, 19	11, 1, 3, 4, 5, 12, 13
24,3			3, 7, 1, 4, 6, 5, 14, 9	
29,3	33	5,1	17, 16, 13, 3, 2, 18, 6, 7, 5	11, 3, 5, 6, 12, 13
21,7			4, 1, 3, 2, 14, 10, 6, 7, 5, 9, 15, 11	
28,33	42	5,0	19, 7, 2, 3, 16, 18, 17, 13	11, 1, 2, 3, 5, 6, 12, 13
22,0	34	5,4	17, 16, 3, 2, 18, 5, 7, 19	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
22,4	18	5,8	5, 18, 17, 16, 3, 2, 13, 6	11, 1, 2, 3, 4, 6, 12
26,17	33	5,1	17, 16, 13, 3, 2, 18, 6, 7, 5, 19	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
7,7			2, 6, 1, 5, 3, 9, 14, 7	
26,5	137	5,0	16, 2, 7, 5, 17, 18, 3	11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12
—40,9			1, 2, 5, 10, 4, 3, 6, 7	
—2,3			2, 7, 5, 1, 6, 3, 14, 10, 9	
179,2	38	5,2		11, 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13
175,48	25	5,4		11, 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13
174,17	32	5,6		11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
121,16	57	5,3		11, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
138,68	425	5,5		11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
121,48	52	5,1		11, 1, 2, 3, 6, 12, 13
128,7	100	5,0		11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
125,98	6	6,5		11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13
161,8	53	5,6		11, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 13

в завышенные значения при $60^\circ \leq Az_2 < 70^\circ$ и далее, при $Az_2 > 100^\circ$. Можно все-таки оспаривать обоснованность рассуждений о вариациях Az_2 , e , и p , ссылаясь на большие значения погрешностей. Однако нетрудно видеть, что сами эти значения погрешностей

Таблица 9

Скоростные разрезы земной коры для северной и южной зон Таджикистана (по данным [72])

Номер слоя	v' , км/с	v'' , км/с	h , км		Номер слоя	v' , км/с	v'' , км/с	h , км	
			южная	северная				южная	северная
1	4,0	4,0	8	0	6	8,5	8,5	25	25
2	5,4	5,4	5	3	7	8,35	8,35	40	40
3	6,0	6,0	9	10	8	8,5	8,5	50	50
4	6,4	6,4	16	32	9	8,7	8,9	200	200
5	8,0	8,0	47	40					

несут полезную информацию, совершенно закономерным образом меняясь вдоль шкалы значений Az_2 (рис. 22) и достигая максимальных значений в диапазоне Az_2 50—95°.

Для группы станций *Б* расчеты выполнены лишь с одним, первым вариантом скоростного разреза; результаты вычислений расчетов, приведенные на рис. 23, характеризуются относительно повышенными дисперсиями. Однако осредненные значения разностей (особенно $\overline{\Delta Az}$ и $\overline{\Delta p}$) в зависимостях от Az_2 аналогичны соответствующим закономерностям, полученным для группы *А*. Для $\overline{\Delta Az}$ наилучшее согласование зависимостей достигается при их относи-

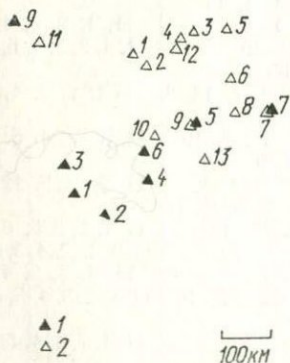


Рис. 24. Схема размещения групп сейсмических станций Западной Сибири:

1 — Института геологии и геофизики СО АН СССР, 2 — экспедиционных станций Института физики Земли АН СССР.

тельном сдвиге по шкале Az_2 , составляющем примерно 25°; идентичные (для групп *А* и *Б*) детали закономерностей проявляются по данным группы *Б* на больших значениях Az_2 . Погрешности в осредненных значениях разностей ΔAz , Δe , Δp для группы *Б* не проявляют в зависимости от Az_2 такого закономерного хода, какой наблюдается для группы *А*. Одна из причин этого может заключаться в неудовлетворительности принятой скоростной модели для проводимых расчетов.

2. На территории Алтая можно выделить также две группы

станций, работавших (в отличие от станций Таджикистана) в разные периоды времени — группу временных экспедиционных станций Института физики Земли АН СССР и станции сети Института гео-

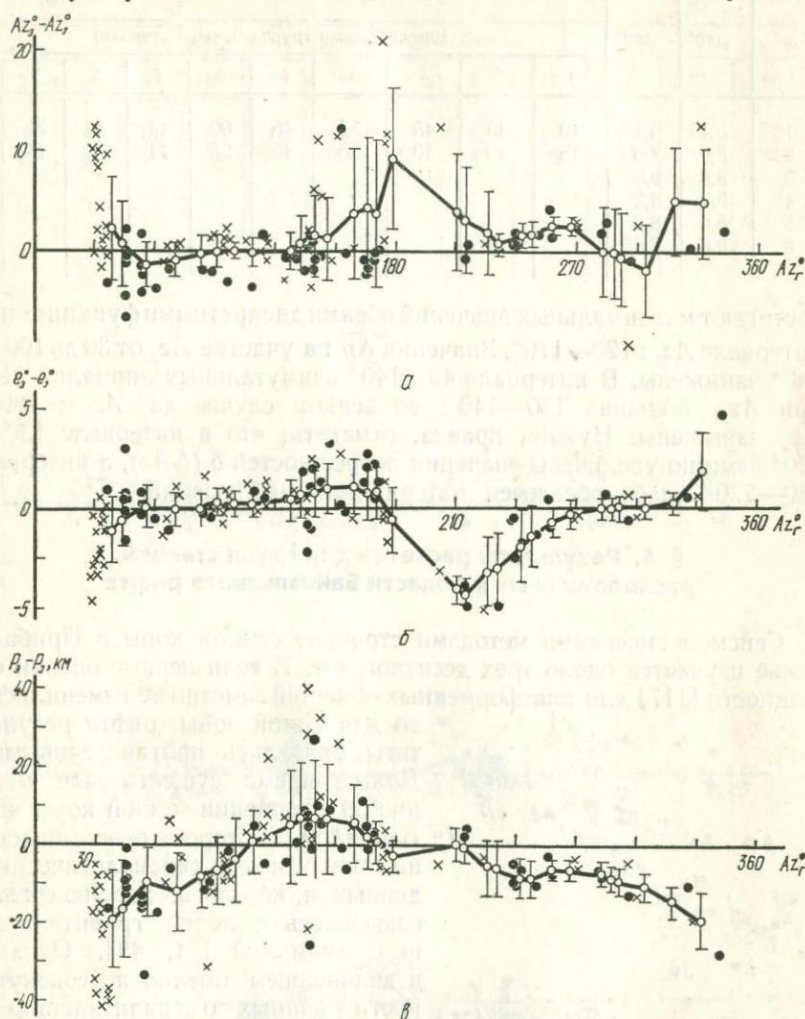


Рис. 25. Зависимость аномалий азимута (а), угла выхода (б), параметра фронта (в) от Az_r^0 , по данным групп станций Западной Сибири.

логии и геофизики СО АН СССР (рис. 24 и табл. 10). Времена прихода волн к тем и другим станциям определялись непосредственно по сейсмограммам с соблюдением тех же требований точности и приемов, что и упомянутые выше. Результаты обработки совокупностей наблюдений двух названных групп сведены на рис. 25. Зависимости средних значений $\bar{\Delta e}$ и $\bar{\Delta p}$ (и, следовательно, e_3 и p_3) от Az_r^0

Скоростной разрез коры и верхней мантии

m	v(m) [*]	v(m) ^{**}	h(m)									
			Новосибирская группа (номера станций)									
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	6,1	6,1	40	45	45	55	45	60	44	43	35	35
2	8,0	8,0	45	40	40	30	40	25	41	42	50	50
3	8,6	8,6										
4	8,2	8,2										
5	8,6	8,6										
6	8,8	9,05										

достигают максимальных значений обеими дискретными функциями в интервале Az_2 : 120—170°. Значения $\overline{\Delta p}$ на участке Az_2 от 30 до 100—110° занижены. В интервале 40—140° азимутальных аномалий нет; при Az_2 , больших 130—140°, во всяком случае до $Az_2 \approx 180^\circ$, Az_2 завышены. Нужно, правда, отметить, что в интервале 130—230° заметно увеличены значения погрешностей δ (ΔAz), а интервал 180—220° слабо обеспечен материалами наблюдений.

§ 6. Результаты расчетов для групп станций, расположенных в области Байкальского рифта

Сейсмологическими методами строение земной коры в Прибайкалье изучается около трех десятков лет. И если первые оценки ее мощности [117] для платформенных областей заметно не изменились, то для самой зоны рифта результаты оказались противоречивыми. Долгое время существовало мнение об утолщении земной коры под Байкалом, которое основывалось на некоторых сейсмологических данных и, казалось, хорошо согласовывалось с полем гравитационных аномалий [34, 49]. Однако в дальнейшем именно по совокупности данных о гравитационных аномалиях была высказана гипотеза наличия под Байкалом «антикорня» [67], а затем приведены доводы в пользу того, что наблюдаемое гравитационное поле может быть объяснено без привлечения гипотез существования «корня» или «антикорня» [42]. Наконец, проводившиеся в последние годы работы по глубинному сейсмическому зондированию зоны на профилях, пересекающих рифт [71], подтвердили последние предположения об отсутствии заметных вариаций мощности коры.

Рис. 26. Схема размещения групп 1, 2, 3 станций Прибайкалья.

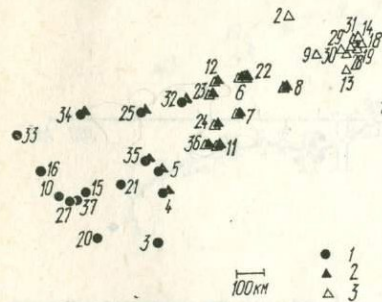


Таблица 10
для станций Западной Сибири

	Саянская группа (номера станций)												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	39	39	42	44	35	44	44	48	45	46	35	42	52
46	46	43	41	50	41	41	37	40	39	50	43	33	
25													
40													
50													
200													

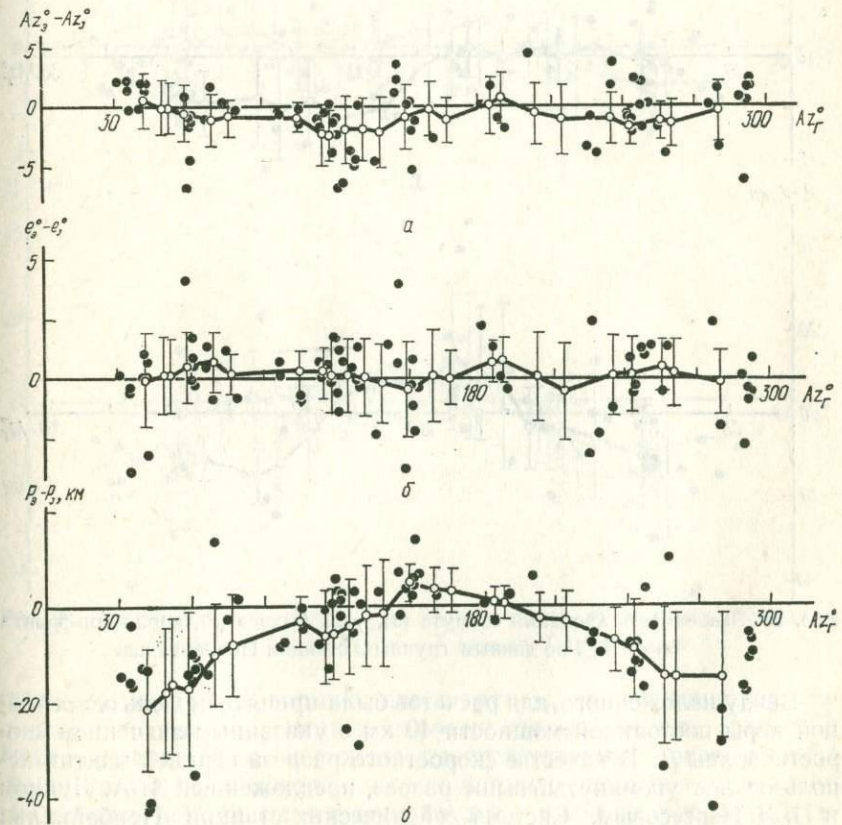


Рис. 27. Зависимость аномалий азимута (а), угла выхода (б), параметра фронта (в) от Az_2 , по данным группы 1 станций Прибайкалья.

К такому же выводу приводят и некоторые результаты сейсмологических исследований [54]. По сейсмологическим данным, земная кора в Прибайкалье представляется однослойной со скоростью распространения продольной волны в ней 6,1 км/с.

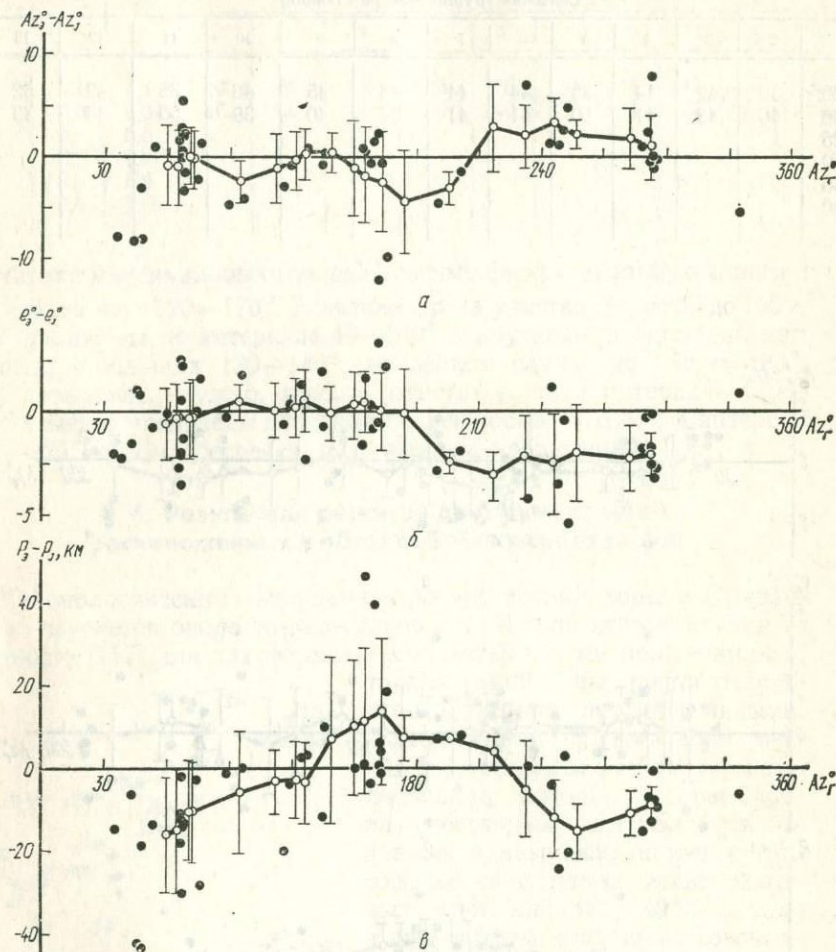


Рис. 28. Зависимость аномалий азимута (а), угла выхода (б), параметра фронта (в) от Az_0^0 , по данным группы 2 станций Прибайкалья.

Ввиду изложенного, для расчетов была принята модель однослойной коры постоянной мощности 40 км с указанным значением скорости волны P . В качестве скоростного разреза верхней мантии использовался упомянутый выше разрез, предложенный А. А. Лукком и И. Л. Нерсесовым. Система сейсмических станций Прибайкалья вытянута вдоль зоны рифта. Поэтому для использования ее наблюдений в расчетах по программе «Фронт» совокупность станций была

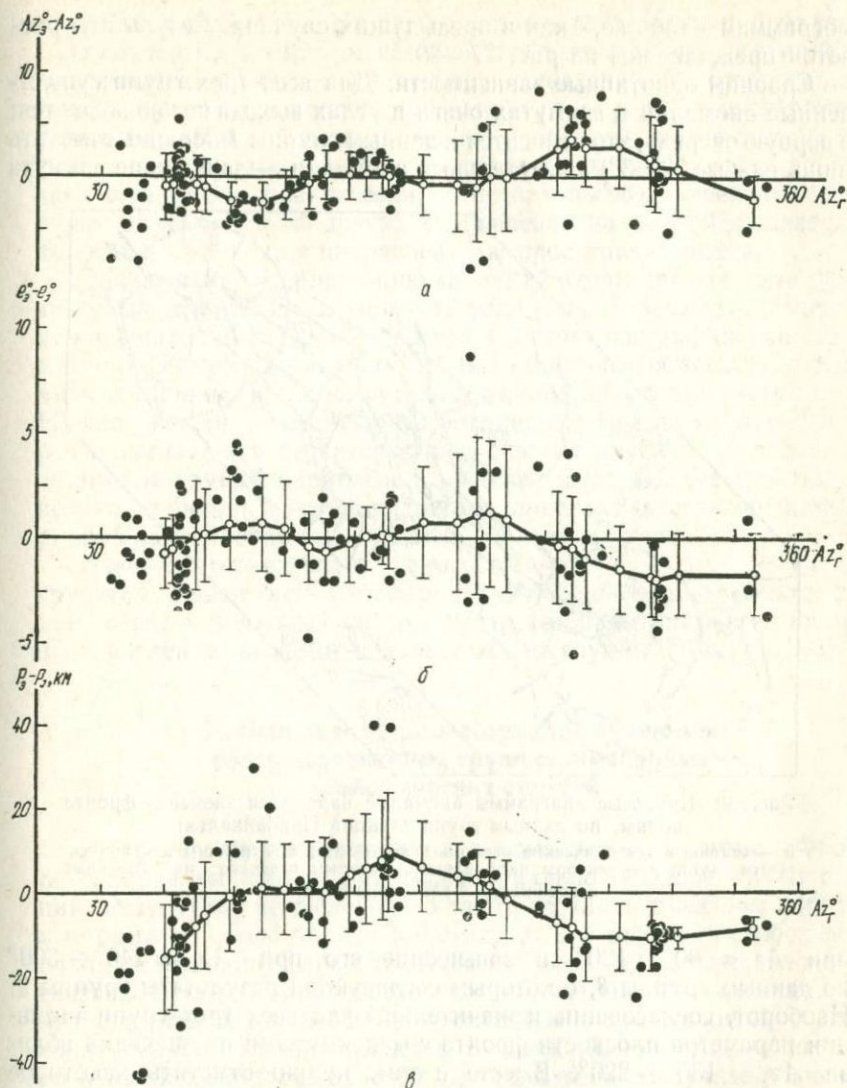


Рис. 29. Зависимость аномалий азимута (*a*), угла выхода (*б*), параметра фронта (*в*) от Az_0^0 , по данным группы 3 станций Прибайкалья.

разделена на три перекрывающиеся группы, включающие как стационарные, так и временные экспедиционные станции (рис. 26). Многочисленность и широкая пространственная разнесенность групп являются, к сожалению, кажущимися, так как многие пункты наблюдений, указанные на последнем рисунке, работали в течение коротких, притом несовпадающих промежутков времени. Исходные для расчетов данные получены непосредственно по сейс-

мограммам так же, как в предыдущих случаях. Результаты расчетов представлены на рис. 27—29.

Сравним однотипные зависимости. Для всех трех групп существенные аномалии в азимутах очага и углах выхода не наблюдаются; в первую очередь, это относится к данным группы 1. Можно отметить лишь слабые ($2-3^\circ$) азимутальные аномалии — занижение азимута

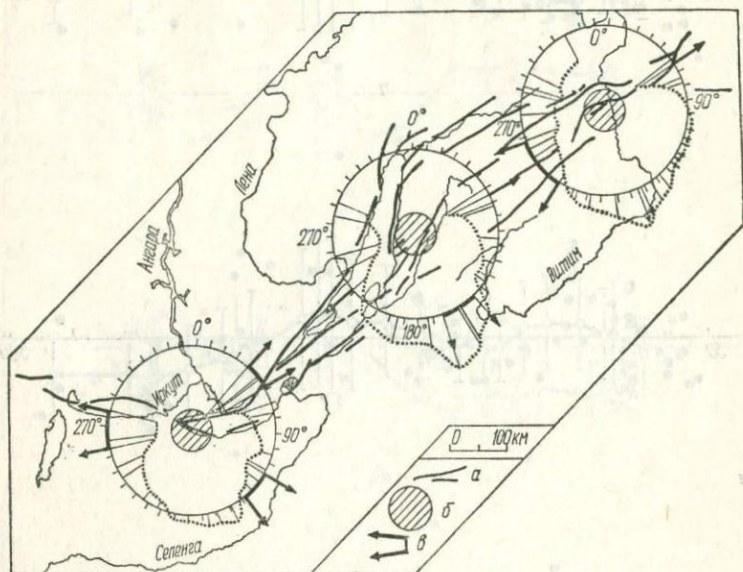


Рис. 30. Круговые диаграммы аномалий параметра элемента фронта волн, по данным групп станций Прибайкалья:

a — основные тектонические разломы зоны рифта; *б* — районы центров тяжести групп; *в* — секторы направлений, которым отвечают максимальные погрешности δ ($\Delta \bar{D}$) параметра.

при $Az_2 \approx 80 \div 120^\circ$ и завышение его при $Az_2 \approx 240 \div 300^\circ$ по данным группы 3, с которым согласуются результаты группы 2. Наоборот, согласованны и значительны для всех трех групп аномалии параметра плоскости фронта с максимумами их значений вблизи $Az_2 = 130 \div 220^\circ$. Вместе с тем, нужно отметить некоторое различие аномалий Δp между группами. Значения Δp в максимуме относительно малы для группы 1; наилучшее согласование зависимостей $\Delta p = \Delta p(Az_2)$ достигается при сдвигах (в сторону увеличения Az_2) данных группы 2 на $5-7^\circ$ и группы 3 на $12-15^\circ$ относительно данных группы 1. Круговые диаграммы рис. 30 с центрами в районах «центров тяжести» групп иллюстрируют последнее утверждение и указывают на положение источника максимумов Δp , по-видимому, общего для всех трех групп. В то же время, азимуты минимумов Δp явно связаны с общим направлением простираения горных систем Прибайкалья, направлением линейной системы риф-

товых структур [124]. На этом же рисунке указаны направления (или секторы), в которых погрешности вычисленных значений $\Delta\rho$ максимальны. Повышенной дисперсии значений $\Delta\rho$ отвечает, очевидно, высокая «скоростная гетерогенность» среды на пути распространения волны. Выделяемые таким образом юго-восточные направления, вероятно, не имеют отношения к рифту (хотя во всех трех случаях они, практически, ортогональны по отношению к структурам рифта). Два же других направления на каждой из диаграмм хорошо согласуются с направлениями простирания рифта.

Опираясь на интерпретацию аномалий параметра элемента фронта, предложенную в § 4 данной главы, можно утверждать существование зоны пониженных скоростей в мантии под рифтовыми структурами. Негоризонтальность границ этой зоны объясняется наличием отмеченных выше азимутальных аномалий, по данным группы 3. Нужно, кстати, отметить, что именно эта группа наилучшим образом согласуется территориально с зоной рифта, в то время как остальные группы охватывают значительные смежные участки поверхности Земли. Это, по-видимому, приводит к сглаживанию вариаций направлений прихода волн, по данным групп 1 и 2.

Наконец, относительно невысокий максимум $\Delta\rho$, по данным группы 1, может быть объяснен существованием области пониженной скорости в верхней мантии, центр которой расположен как раз в направлении на юг от центра тяжести группы 1 (см. гл. VI).

§ 7. Использование материалов наблюдений рассредоточенных групп стационарных сейсмических станций

Интересны были бы расчеты с помощью программы «Фронт» по материалам наблюдений территориально больших групп станций. Результаты вычислений по таким группам, имеющим поперечные размеры около тысячи километров, должны быть свободны от влияния вариаций параметров земной коры и сравнительно мало связаны с особенностями строения верхней мантии. Конечно, они будут давать очень обобщенное, сглаженное представление о вариациях скоростного пространства в значительной области мантии, но и такой итог расчетов имел бы существенное научное значение.

Первый опыт подобных расчетов известен [22]. Он выполнен с помощью одного из предварительных вариантов программы по сравнительно небольшому объему исходных данных. Принципиально важный вывод, намечавшийся в результате этих расчетов, о наличии горизонтальных неоднородностей в мантии юго-восточной окраины Азиатского континента (о возможном наклоне изоскоростных поверхностей на юго-восток) необходимо рассматривать в качестве предварительного предположения, которое требует дополнительных расчетов по мере накопления данных мировой сети станций.

Для рассмотрения скоростных аномалий нижней мантии в районе центра Азиатского континента существенное значение могут иметь данные сети станций Индии. К сожалению, в районах Индонезии, Дальнего Востока, Малой Азии, Африки современные сети станций таковы, что из них не удастся составить территориально большие группы станций, оборудованные аппаратурой, достаточно близкой по параметрам. Единственную в этом смысле возможность дают станции Центральной Европы.

Поэтому наблюдения станций именно этих двух регионов (Индии и Европы) и были использованы в расчетах по программе «Фронт».

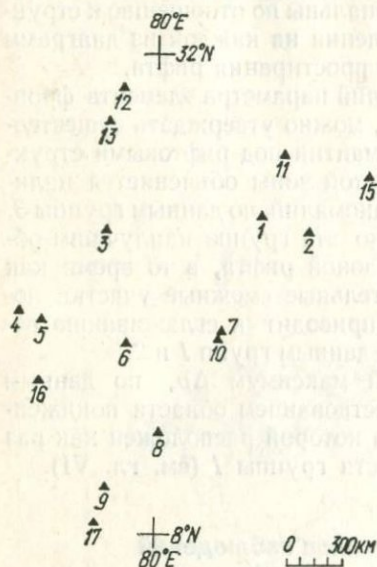


Рис. 31. Схема размещения группы станций Индии.

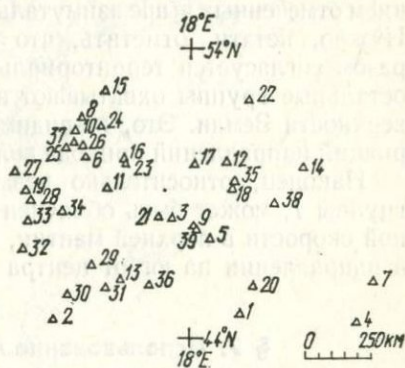


Рис. 32. Схема размещения группы станций Центральной Европы.

Источником информации служили Международная сейсмологическая сводка, Бюллетень Международного сейсмологического центра [140, 162] и Сейсмологический бюллетень Метеорологического департамента Индии [184]. Привлечение в качестве источника информации не сейсмограмм, а сейсмологических сводок значительно повышает дисперсию эмпирических времен пробега относительно стандартных времен. Однако в значениях величин, определяющих мгновенное положение элемента фронта волны, указанный недостаток компенсируется увеличением размеров групп и соответственно разностей моментов вступлений волны.

При выборе материалов наблюдений европейских станций максимально использовались данные о временах вступлений волн не только P , но и S с целью увеличить количество независимых исходных данных, а также, по-видимому, впервые получить непосредственный экспериментальный материал, относящийся к вопросу о конгруэнтности лучей продольных и поперечных волн.

На рис. 31 и 32 представлены конфигурации указанных групп

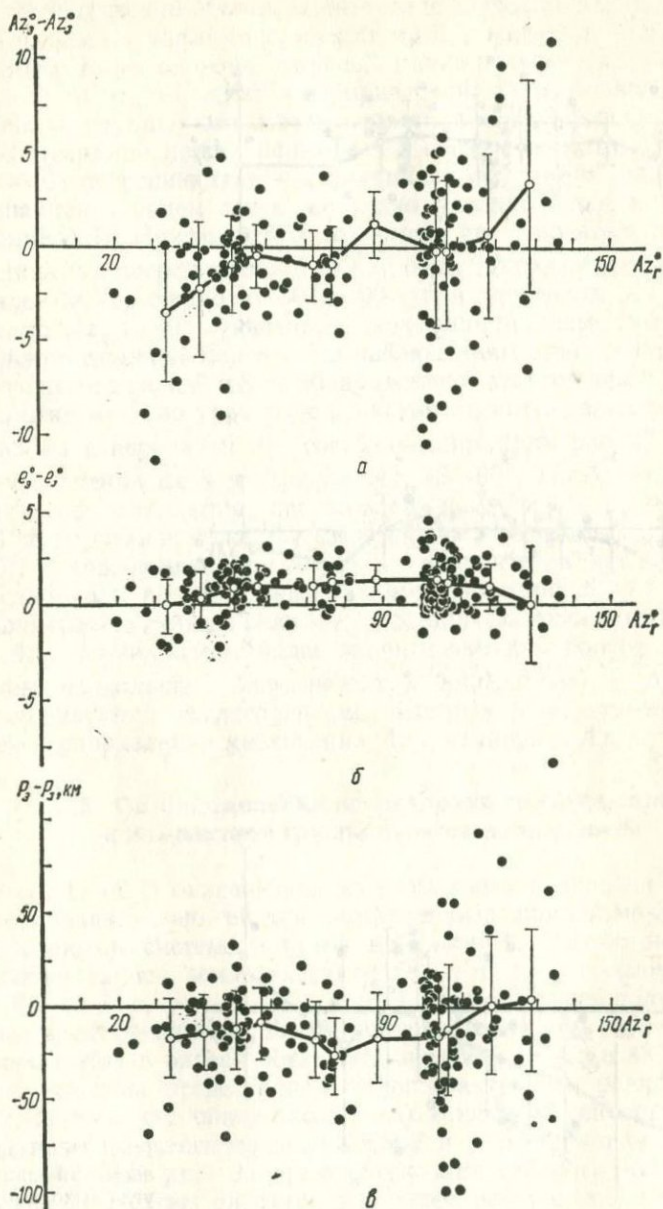


Рис. 33. Зависимость аномалий азимута (а), угла выхода (б), параметра фронта (в) от Az_3^0 , по данным группы станций Индии.

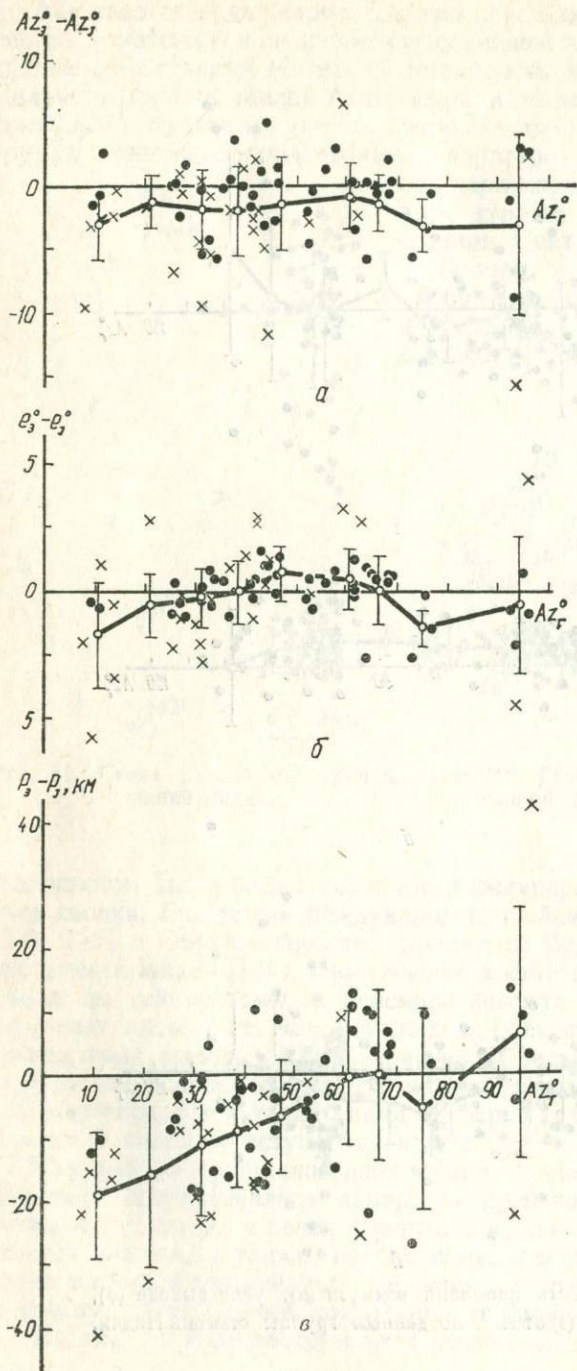


Рис. 34. Зависимость аномалий азимута (*a*), угла выхода (*б*), параметра фронта (*в*) от Az_r^0 , по данным группы станций Центральной Европы.

и размещение станций в них. Результаты расчетов соответственно по 183 и 68 землетрясениям представлены на рис. 33 и 34.

Группа станций Индии. В интервале значений Az_2 от 45 до 120° угол выхода e_s завышен примерно на 1°, значения параметра p_s занижены. Более сложные изменения претерпевает Az_3 : в интервале значений $30^\circ < Az_2 < 60^\circ$ «эмпирический» азимут очага (со стороны центра группы) занижается, затем, в интервале $60^\circ < Az_2 < 100^\circ$ (верхний предел ненадежен в связи с недостатком данных) $\Delta A_2 \approx 0$ с погрешностью 1—2°; начиная с $Az_2 = 100^\circ$, значения Az_3 завышаются, причем здесь же резко увеличивается и дисперсия значений ΔA_2 . Нужно, кстати, отметить, что относительно стабильный минимум погрешностей $\delta(\overline{\Delta A_2})$, $\delta(\overline{\Delta e})$, $\delta(\overline{\Delta p})$ имеет место в интервале Az_2 примерно от 50 до 90°; при значениях $Az_2 \leq 50^\circ$ и, особенно, $Az_2 > 90^\circ$ указанные погрешности завышены.

Группа станций Европы. По наблюдениям этой группы направление прихода волн P и S не обнаруживает существенных вариаций. Лишь относительно угла выхода можно отметить закономерные его изменения с перепадом $\overline{\Delta e}$, составляющим примерно 2°, и максимумом значений $\overline{\Delta e}$ в интервале Az_2 45—60°. Наоборот, значения Δp заметно изменяются, переходя от заниженных p_s при $Az_2 < 60^\circ$ к нулевым и, может быть, несколько завышенным p_s при $Az_2 > 60^\circ$. К сожалению, при $Az_2 > 60^\circ$ практически нет данных поперечных волн, но отмеченный характер изменения p_s при $Az_2 < 60^\circ$ проявляется по данным волн P и S , причем занижение p_s при малых Az_2 , по-видимому, более значительно для поперечных волн, чем для продольных. Зависимости $\delta(\overline{\Delta A_2})$, $\delta(\overline{\Delta e})$, $\delta(\overline{\Delta p})$ от Az_2 характеризуются согласованным, быстрым нарастанием погрешностей в направлении увеличения Az_2 , начиная с $Az_2 \approx 65 \div 75^\circ$.

§ 8. Об определении направления прихода волны к компактной группе пунктов наблюдений

В гл. II (§ 7) описан один из возможных вариантов взаимного коррелирования записей для определения разностей моментов прихода волны к системе пунктов наблюдений. Рассмотрим пример обработки записи землетрясения 15 марта 1971 г. (момент очага 05 ч 35 мин 32 с, $\varphi = +42,2^\circ$, $\lambda = +143,8^\circ$). Запись получена с помощью трехточечной системы с проводной связью, работавшей некоторое время в окрестностях сейсмической станции «Южно-Сахалинск» (система представляла собой практически равносторонний треугольник со сторонами около 3 км). В качестве сейсмоприемников использовались сейсмографы СВКМ-3 и гальванометры М-17 с периодом 4с. На рис. 35 приведена копия сейсмограммы; так как аппарата системы работала в ждущем режиме, запись не содержит первого вступления. Определение фазового сдвига между записями по отдельным идентичным экстремумам дает неустойчивые результаты.

В качестве интервала сравнения был принят участок записи длиной в 10 с, оцифрованный с шагом 0,13 с и рассчитаны значения r и D для нескольких взаимных сдвигов записей. На рис. 36 пред-

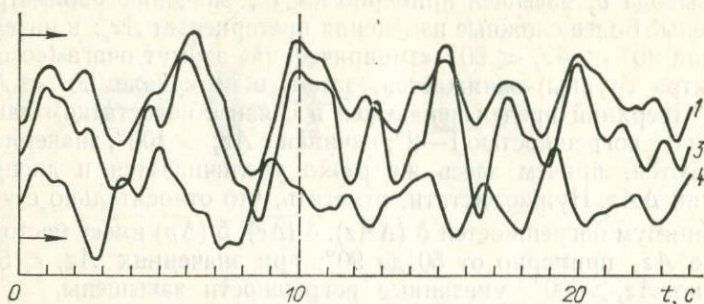


Рис. 35. Копия сейсмограммы телеметрического треугольника 1—3—4 с проводной связью.

Запись землетрясения 15 марта 1971 г. в 05 ч 35 мин 32 с ($\varphi = 42,2^\circ$, $\lambda = 143,8^\circ$), не содержащая первого вступления.

ставлены результаты расчетов для пар кривых 1—3 и 4—3 (для наглядности значения D нормированы по соответствующим значениям r_{\max}). Из этих результатов видно, что вблизи от экстремума значения производной величины D в 5—10 раз больше соответствующих значений производной величины r . Следовательно, использование D для оценки величины фазового сдвига примерно на порядок повышает точность результата.

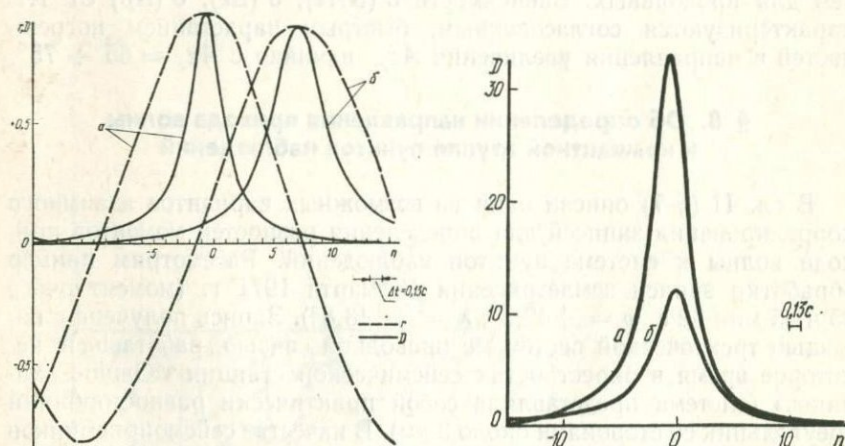


Рис. 36. Зависимость коэффициента взаимной корреляции r и «индикатора разности фаз» D от величины относительного фазового сдвига между записями пунктов: а — 1 и 3, б — 4 и 3 (см. рис. 35).

Рис. 37. Зависимость «индикатора разности фаз» D от величины фазового сдвига между записями пунктов 1 и 3 при длине «окна сравнения» в 10 с (а) и 25 с (б) (см. рис. 35).

На рис. 37 изображены зависимости $D(n)$ для записей 1 и 3 (ненормированные), рассчитанные по интервалам в 10 (а) и 25 с (б). Различие соответствующих D_{\max} свидетельствует о меньшем согласии форм записей на более длинных их участках. Это может быть связано с вступлением волн новой пространственной организации, новыми фазовыми сдвигами, в частности, с воздействием шумового фона. С этим же связано и изменение абсциссы максимального значения D на 0,06—0,07 с. Уменьшение длины интервала сравнения приводит к возрастанию значения индикатора D . Однако при слишком коротких интервалах значения D потеряют устойчивость. Это означает, что при практических расчетах величина окна сравнения может быть оптимизирована.

Можно, наконец, отметить, что, чем идентичнее сравниваемые последовательности, тем значительнее преимущество рассмотренного способа по сравнению с обычным корреляционным в определении величины их относительного сдвига.

В приведенном выше примере величины сдвигов записей 3 и 1 относительно записи 4 (найденные описанным способом) составили соответственно $6,95\Delta t = 0,90$ и $7,78\Delta t = 1,01$ с. Эти оценки сдвигов, рассматриваемые как разности времен прихода волны в пункты наблюдения, определяют значения азимута очага: 159° («геометрический» азимут составляет 165°). Нетрудно показать, что кажущаяся скорость распространения волны вдоль треугольника 4—3—1 близка к 2,7 км/с. Использование данного участка записи волн, относящихся, по-видимому, к поверхностным, позволяет оперировать сравнительно большими разностями времен прихода волны в пункты наблюдения. Вместе с тем, использование данного способа для определения временного сдвига записей первых вступлений значительно повысит «остроту» максимума зависимости $D = D(n)$, что компенсирует влияние более высокой кажущейся скорости волн P .

**РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
НАПРАВЛЕНИЯ ПРИХОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН
С ПОМОЩЬЮ ПОЛЯРИЗАЦИОННОЙ ФИЛЬТРАЦИИ КОЛЕБАНИЙ**

Описанный в гл. II алгоритм поляризационной фильтрации сейсмических колебаний может быть использован для определения направления прихода первой продольной волны и последующих вступлений. Поэтому с помощью указанного алгоритма можно выявить систему аномалий направления прихода волн от многих источников колебаний в данный район наблюдений, а также установить общие закономерности развития волновой картины во времени от каждого данного источника. Последнее может дать существенную дополнительную информацию о структуре среды.

**§ 1. Пример поляризационной фильтрации
сейсмических записей ряда станций Прибайкалья**

Рассмотрим анализ записей землетрясения 5 августа 1969 г., сделанных станциями Прибайкалья: Закаменск, Монды, Баргузин [32]. Табл. 11 содержит основные сведения о землетрясении, эпицентральных расстояниях и ожидаемых направлениях прихода волн, отвечающих географическому расположению очага и станций, а также одномерному скоростному разрезу по данным Джеффриса — Буллена. В табл. 12 приведены параметры аппаратуры, относящиеся ко времени регистрации землетрясения. Аппаратура отвечает требованиям частичной идентификации.

Табл. 13 содержит значения азимутов направления на очаг землетрясения, полученные способом Голицына по амплитудам первого экстремума и с помощью поляризационного фильтра, примененного

Основные сведения о землетрясении, записи которого станциями Прибайкалья

Дата	T_0 ч·мин·с	Φ_e°	λ_e°	φ°		
				Мнд*	Зкм	Брг
5.08.69	02—13—10	+1,5	+126,2	54,5	53,0	53,9

* Принятые сокращения: Мнд — Монды, Зкм — Закаменск, Брг — Баргузин.

Параметры аппаратуры станций Монды, Закаменск и Баргузин
к моменту записи землетрясения 5 августа 1969 года

Параметр	Компонента	Мнд	Зкм	Брг
T_1, c	N — S	1,74	25,0	1,74
	E — W			
	Z			
T_2, c	N — S	0,37	1,2	0,90
	E — W			
	Z			
D_1	N — S	0,53	0,5	0,5
	E — W			
	Z			
D_2	N — S	1,84	8,0	0,5
	E — W			
	Z			
σ^2	N — S	0,16	0,25	0,046
	E — W			
	Z			
$K_1, \text{кг} \cdot \text{м}^2$	N — S	0,304	0,365	0,513
	E — W	0,298	0,360	0,502
	Z	0,250	0,367	0,324
$K_2, \text{кг} \cdot \text{м}^2$	N — S	$32,4 \cdot 10^{-9}$	$4,0 \cdot 10^{-9}$	$4,63 \cdot 10^{-10}$
	E — W	$38,3 \cdot 10^{-9}$	$3,4 \cdot 10^{-9}$	$4,77 \cdot 10^{-10}$
	Z	$33,8 \cdot 10^{-9}$	$3,3 \cdot 10^{-9}$	$4,61 \cdot 10^{-10}$
$A, \text{м}$	N — S	0,92	1,022	0,90
	E — W	1,01	0,952	
	Z	1,04	0,962	
$l, \text{м}$	N — S	0,167	0,491	0,287
	E — W	0,165	0,491	0,286
	Z	0,178	0,503	0,300

к первым интервалам записи. Обращает на себя внимание следующее.

1. Азимуты, определенные способом Голицына по первым экстремумам, характеризуются большими погрешностями. Их отклонения от соответствующих значений азимутов, вычисленных по координатам очага и станций, имеют разные знаки.

Таблица 11

использованы для операции поляризационной фильтрации

e_j^r			Az°		
Мнд	Зкм	Брг	Мнд	Зкм	Брг
68,62	68,26	68,47	148,40	150,69	159,64

2. Значения азимута направления прихода волны, определенные описанным выше способом с помощью фильтра, устойчивы по отношению к величине временного окна. Даже при трехкратном изменении интервала исходной сейсмограммы, по которому рассчитываются параметры эллипсоида, и десятикратном изменении интервала отфильтрованной записи для расчета L -поля азимут изменяется лишь на 5° .

3. Азимутальные аномалии в рассматриваемом случае составляют для всех трех станций $+12 - +14^\circ$. Важно отметить при этом,

Таблица 13

Азимуты очага землетрясения 5 августа 1969 г. для станций Прибайкалья

Станция	Азимут направления на очаг землетрясения 05.08.69				
	по координатам станции и очага	по амплитудам первого экстремума	определенный с помощью фильтра по первому интервалу длиной, с		
Закаменск	150,69°	155° ± 5°	$h = 4,6$	$h = 9,4$	$h = 14,0$
			$V = 2,0$ 160,23°	$V = 4,0$ 162,19°	$V = 9,4$ 163,61°
Монды	148,40°	157° ± 3°	$h = 1,7$	$V = 3,4$	$V = 4,0$
			$V = 1,7$ 161,84°	$V = 3,4$ 161,21°	$V = 4,0$ 160,84°
Баргузин	159,64°	147° ± 4°	$h = 3,4$	$V = 3,4$	
				174,23°	

что использовались записи существенно разных приборов: СКД (Закаменск) и СКМ-3 (Монды и Баргузин).

Эта аномалия не может быть следствием особенностей строения коры или верхней мантии, так как расстояние между станциями по фронту волны составляет около 600 км.

Поскольку переход от единичного радиуса-вектора, соответствующего первым экстремальным значениям компонент, к использованию целого временного окна записи сопровождается существенным и согласованным изменением оценки азимута прихода волны, возникает необходимость для каждого пункта наблюдения проследить за изменениями ориентировки сейсмического луча во времени. Это можно выполнить с помощью поляризационной фильтрации записи в скользящем временном окне. Рис. 38 и 39 содержат зависимости угла выхода e и азимута очага (Az) от времени, отсчитываемого с момента вступления P -волны, для станций Монды и Закаменск, имеющих близкие значения «геометрического» азимута. Каждое значение угловой величины изображено горизонтальным отрезком, длина которого (в масштабе оси абсцисс) равна величине временного окна V , выраженной в секундах. Сдвиг смежных отрезков вдоль оси абсцисс равен величине u сдвига скользящего временного окна. На оси ординат отмечены значения e и Az , отвечающие

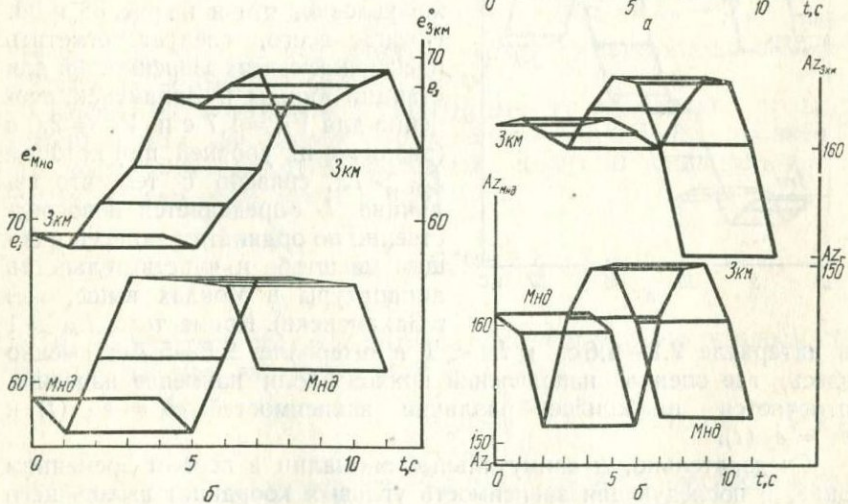
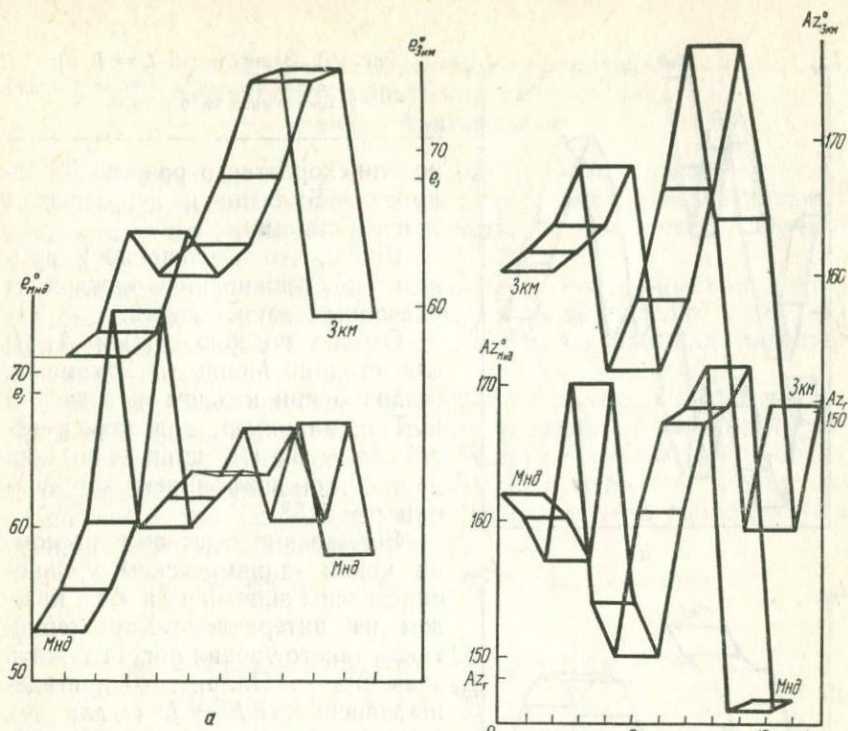


Рис. 38. Зависимость угла выхода сейсмического луча от времени, отсчитываемого с момента вступления волны P на станции Монды и Закаменск (e_j — угол выхода, соответствующий годографу Джеффриса):

$a - h = 4.6, V = 2.0$ (Зкм); $h = V = 1.7$ (Мнд); $b - h = 4.6, V = 4.0$ (Зкм); $h = 1.7, V = 4.0$ (Мнд).

Рис. 39. Зависимость азимута очага от времени, отсчитываемого с момента вступления волны P на станции Монды и Закаменск:

$a - h = 4.6, V = 2.0$ (Зкм), $h = V = 1.7$ (Мнд); $b - h = 4.6, V = 4.0$ (Зкм), $h = 1.7, V = 4.0$ (Мнд).

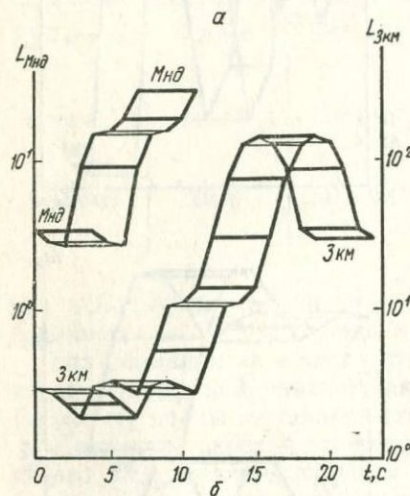
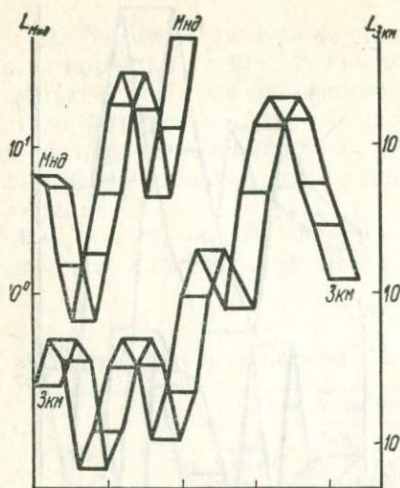


Рис. 40. Зависимость $L = L(t)$:
 а — для условий рис. 38, а и 39, а; б — для
 условий рис. 38, б и 39, б.

модели скоростного разреза Джеффриса — Буллена и координатам очага и станции.

Видно, что увеличение V приводит к сглаживанию каждой из указанных зависимостей.

Однако подобие $e(t)$ и $Az(t)$ для станций Монды и Закаменск очевидно при каждом из значений V . Так, например, для зависимостей $Az = Az(t)$, приведенных на рис. 39, а, коэффициент корреляции $r = 0,88$.

Естественно задаться вопросом, на каком «динамическом уровне» определены значения e и Az в каждом из интервалов? Характеристикой такого уровня могут служить значения L . На рис. 40 приведены зависимости $L = L(t)$ для тех же условий, что и на рис. 38 и 39. Прежде всего, следует отметить идентичность этих зависимостей для станций Монды и Закаменск, особенно для $V_M = 1,7$ с и $V_3 = 2,0$ с (различие их уровней, при котором $L_M > L_3$, связано с тем, что величина L определяется непосредственно по ординатам записей в общем масштабе и чувствительность аппаратуры в Мондах выше, чем в Закаменске). Кроме того, $L_M > 1$

в интервале 2,2—4,6 с и $L_3 < 1$ в интервале 2,8—5,7 с; именно здесь, где оценка направлений прихода волн наименее надежна, отмечается наибольшее различие зависимостей $e_M = e_M(t)$ и $e_3 = e_3(t)$.

Следовательно, и азимутальные аномалии в первом временном окне, и последующая зависимость угловых координат выходящего луча оказываются общими для станций, отстоящих друг от друга на сотни километров. Это свидетельствует об общности причин аномалий и о больших размерах их источников.

§ 2. Схема возможной интерпретации результатов фильтрации сейсмограмм станций Прибайкалья

Можно предположить, что угловые аномалии создаются уклонением изоскоростных поверхностей от сферической симметрии в области нижней мантии и, может быть, в нижних частях верхней мантии [21].

Предварительную оценку величины такого уклонения можно сделать, определив положение плоскости выходящего луча как плоскости, содержащей очаг, станцию и единичный радиус-вектор направления выхода луча.

Пусть в использованной выше системе отсчета x, y, z координаты очага есть x_1, y_1, z_1 , а рассчитанные по данным наблюдений угол выхода и азимут очага есть e и Az . Нетрудно показать, что компоненты a, b, c единичного радиуса-вектора направления прихода волны могут быть выражены через величину угла выхода луча e и азимут очага Az следующим образом:

$$a = \cos e \cos Az, \quad b = -\cos e \sin Az, \quad c = \sin e;$$

тогда координаты очага есть

$$x_1 = R [\cos \varphi_1 \sin \varphi_0 \cos (\lambda_1 - \lambda_0) - \sin \varphi_1 \cos \varphi_0],$$

$$y_1 = R \cos \varphi_1 \sin (\lambda_1 - \lambda_0),$$

$$z_1 = R [\cos \varphi_1 \cos \varphi_0 \cos (\lambda_1 - \lambda_0) + \sin \varphi_1 \sin \varphi_0 - 1],$$

где φ_0 и λ_0 , φ_1 и λ_1 — широта и долгота соответственно станции и очага, R — средний радиус Земли.

Поскольку в выбранной системе отсчета координаты станции есть $(0, 0, 0)$, а координаты центра Земли — $(0, 0, -R)$, уравнение плоскости большого круга, проходящей через очаг, станцию и центр Земли, можно представить в виде

$$\begin{vmatrix} x & y & z \\ x_1 & y_1 & z_1 \\ 0 & 0 & -R \end{vmatrix} = 0, \quad y_1 x - x_1 y = 0.$$

В соответствии со сделанным допущением уравнение плоскости выходящего луча запишем в виде

$$\begin{vmatrix} y_1 & z_1 \\ b & c \end{vmatrix} x + \begin{vmatrix} z_1 & x_1 \\ c & a \end{vmatrix} y + \begin{vmatrix} x_1 & y_1 \\ a & b \end{vmatrix} z = 0. \quad (V.2.1)$$

Поэтому угол ψ между плоскостями (угол поворота плоскости выходящего луча около прямой очаг — станция по отношению к плоскости большого круга) определится из выражения

$$\cos \psi = \frac{Ay_1 - Bx_1}{\sqrt{(x_1^2 + y_1^2)(A^2 + B^2 + C^2)}},$$

где A, B , и C — коэффициенты уравнения (V.2.1).

Как отмечалось, угловые координаты выходящего луча и зависимости $L = L(t)$ являются общими для станций Монды и Закаменск. Поэтому определение величины ψ достаточно сделать по наблюдениям одной из этих станций, например, по данным станции Закаменск.

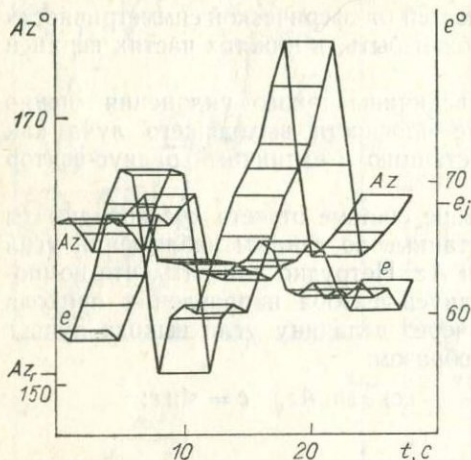


Рис. 41. Зависимость, $e = e(t)$ и $Az = Az(t)$ для станции Закаменск ($h = 46$, $V = 4,0$).

Эти расчеты целесообразно выполнить не только для первых интервалов записи, но также для ряда временных участков, которые характеризуются максимальными значениями L . Естественно считать максимумы $L(t)$ одним из возможных признаков выделения вторичных волн на записи, дополнением к которому могут служить экстремумы угловых координат. Нужно, правда, отметить, что вторичная волна, образовавшаяся на той или иной границе раздела, за счет отличия этой границы от плоскости может проявляться на записи в более или менее широких интервалах угловых координат. Это означает, что максимальное значение L не обязательно может приходиться на момент (или интервал) экстремального значения угловой координаты (рис. 40 и 41). В таких случаях в качестве значений Az и e для выходящего луча следует, по-видимому, принимать те значения угловых координат, которые соответствуют максимальным L .

В соответствии с приведенными соображениями и результатами для вычисления значений ψ использованы данные, относящиеся к следующим интервалам записи станции Закаменск: 0—2, 6—8, 16—18 с (табл. 14). Для системы отсчета, связанной со станцией Закаменск, координаты очага есть

$$x_1 = 0,6925R, \quad y_1 = 0,3893R, \quad z_1 = -0,3927R.$$

В результате расчетов (табл. 15) установлено, что лучи, соответствующие волнам, вступившим на станцию в течение выделенных интервалов времени, расположены практически в одной плоскости. Она наклонена под углом 10° к плоскости большого круга, проходящей через очаг и станцию. В рамках сделанных допущений это означает, что в окрестностях плоскостей лучей на глубинах до 1000—1200 км система изоскоростных поверхностей наклонена под таким же углом к центральному сферическим поверхностям. С учетом взаимного расположения очага и станций и знака азимутальных аномалий

Таблица 14

Угловые параметры выходящего луча для интервалов, соответствующих значениям L_{\max} , по сейсмограмме станции Закаменск

Интервал, с	Az°	e°	a	b	c
0—2	160,2	56,8	-0,5152	-0,1855	0,8367
6—8	166,4	68,4	-0,3578	-0,0866	0,9298
16—18	165,7	64,2	-0,4217	-0,1075	0,9003

Таблица 15

Результаты расчетов угла наклона изоскоростных поверхностей в мантии по данным станции Закаменск

Интервал, с	A	B	C	$\cos \psi$	ψ°
0—2	0,2528	-0,3771	0,0721	0,9847	10,03
6—8	0,3280	-0,5034	0,0793	0,9894	8,35
16—18	0,3083	-0,4579	0,0897	0,9836	10,39

азимут падения этих поверхностей в юго-восточной Азии может составлять $60-80^\circ$. Можно предполагать, что осцилляционный характер зависимости $L(t)$ связан с поочередным приходом на станцию продольных волн прямых, преломленных и отраженных от одной или нескольких наклоненных границ раздела в мантии.

§ 3. Отражающая поверхность — экстраполяция глубинного разлома!

Особый интерес имеют результаты расчетов для станции Баргузин. На рис. 42 приведены соответствующие зависимости $L(t)$, $Az(t)$ и $e(t)$. Следует отметить монотонный рост значений L и Az до интервала 7—10 с и большое значение азимутальной аномалии. Аналогичные предыдущему расчеты значений ψ выполнены для интервалов 0—3 и 7—10 с. В системе отсчета с началом в станции Баргузин координаты очага имеют следующие значения:

$$x_1 = 0,7556R, \quad y_1 = 0,2850R, \quad z_1 = -0,4106R.$$

Результаты расчетов (табл. 16, 17) свидетельствуют, во-первых, о существенном различии лучевых плоскостей для выбранных интервалов. Во-вторых, наклон плоскости луча в первом интервале естественно сопоставить с аналогичным результатом для станции Закаменск. Можно высказать предположение, что переход от трассы очаг — Закаменск к трассе очаг—Баргузин, которому соответствует перемещение вершины луча в направлении восток — северо-восток на 100—150 км, приводит к увеличению наклона плоскости

луча на 7° . Следовательно, можно также предположить, что в указанном выше направлении падения соответственно возрастает наклон изоскоростных поверхностей в мантии.

Большая азимутальная аномалия направления прихода во втором временном интервале, характеризующаяся максимумом L , наводит на мысль о том, что регистрируемая в этом интервале волна является отраженной. Тогда угловые параметры луча в первом и втором интервалах можно рассматривать как параметры соответственно падающего и отраженного лучей.

Уравнение плоскости падения, проходящей через начало координат,

$$\begin{vmatrix} x & y & z \\ a_1 & b_1 & c_1 \\ a_2 & b_2 & c_2 \end{vmatrix} = 0$$

в данном случае (см. табл. 23) имеет вид:

$$0,2807x - 0,3866y + 0,1701z = 0.$$

Нормаль к этой плоскости ориентирована единичным вектором \bar{N}^0 с направляющими косинусами

$$a_N = 0,5535, \quad b_N = -0,7624, \\ c_N = 0,3354.$$

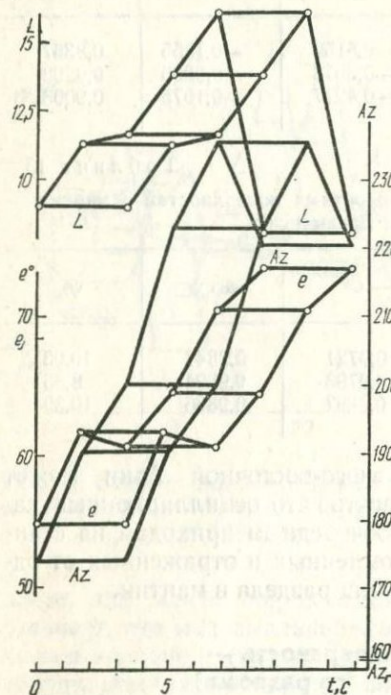


Рис. 42. Зависимости $e = e(t)$, $Az = Az(t)$, $L = L(t)$ для станции Баргузин ($h = V = 3,4$).

Угол между прямым и отраженным лучами с вершиной в начале координат есть

$$\chi = \arccos(a_1 a_2 + b_1 b_2 + c_1 c_2),$$

где a_1, \dots — направляющие косинусы лучей (из табл. 16). Отсюда угол падения луча на отражающую площадку

$$\alpha = \frac{1}{2}(\pi - \chi).$$

В рассматриваемом случае $\chi = 30,46^\circ$, а $\alpha = 74,77^\circ$.

Можно показать, что направляющие косинусы нормали к отражающей плоскости определяются выражениями

$$a_n = \frac{K}{\Delta} \begin{vmatrix} b_N & c_N \\ b'_1 - b_2 & c'_1 - c_2 \end{vmatrix}; \quad b_n = \frac{K}{\Delta} \begin{vmatrix} c_N & a_N \\ c'_1 - c_2 & a'_1 - a_2 \end{vmatrix};$$

где
$$c_n = \frac{K}{\Delta} \begin{vmatrix} a_n & b_N \\ a'_1 - a_2 & b'_1 - b_2 \end{vmatrix},$$

$$K = \cos \alpha; \quad \Delta = \begin{vmatrix} a_N & b_N & c_N \\ a'_1 & b'_1 & c'_1 \\ a_2 & b_2 & c_2 \end{vmatrix}; \quad a'_1 = -a_1; \quad b'_1 = -b_1; \quad c'_1 = -c_1.$$

Поэтому для данного случая

$$a_n = 0,7322, \quad b_n = 0,6399, \quad c_n = 0,2395.$$

Таблица 16

Угловые параметры выходящего луча для интервалов, соответствующих значениям L_{\max} , по сейсмограмме станции Баргузин

Интервал, с	Az°	e°	a	b	c
0—3	174,2	54,7	-0,5750	-0,0584	0,8161
7—10	235,5	70,4	-0,1900	0,2765	0,9421

Координаты точки отражения можно найти, исходя из следующего. Если временная разница между вторым и первым интервалами записи равна δt , а средняя скорость выходящей волны в верхней мантии — коре есть v , то, согласно обозначениям, приведенным на рис. 43,

$$l_2 - l_1 = l_1 \left(\frac{1}{\cos \chi} - 1 \right) = v \delta t, \quad l_1 = \frac{v \delta t}{\operatorname{tg} \chi \operatorname{tg} \frac{\chi}{2}}, \quad l_2 = \frac{v \delta t}{\sin \chi \operatorname{tg} \frac{\chi}{2}}.$$

Таблица 17

Результаты расчетов угла наклона изоскоростных поверхностей в мантии по данным станции Баргузин

Интервал, с	A	B	C	$\cos \psi$	ψ°
0—3	0,2086	-0,3806	0,1197	0,9543	17,39
7—10	0,3820	-0,6338	0,2631	0,9268	22,06

Таким образом, координаты точки отражения есть

$$x_R = -a_2 l_2, \quad y_R = -b_2 l_2, \quad z_R = -c_2 l_2$$

и уравнение отражающей плоскости:

$$a_n (x - x_R) + b_n (y - y_R) + c_n (z - z_R) = 0.$$

Считая, что $\delta t = 7$ с, а значение средней скорости v в верхних 400 км составляет $8,2 \pm 0,3$ км/с, получим $l_2 = 416 \pm 15$ км. Тогда $x_R = 79 \pm 3$, $y_R = -115 \pm 4$, $z_R = -392 \pm 14$ км. Следовательно,

глубина точки отражения близка к 390 км. Из уравнения отражающей плоскости $0,7322x + 0,6369y + 0,2395z + 105,2 = 0$ найдем уравнение ее следа в плоскости xy (практически, на поверхности Земли) $y = -1,144x - 165,3$, из которого следует, что азимут линии простираения отражающей плоскости составляет $49,0^\circ$. Угол падения плоскости $76,1^\circ$.

На рис. 44 изображена схематическая карта соответствующего участка территории с нанесенным следом (RR) отражающей плоскости и проекциями на поверхность Земли точки отражения, а также падающего и отраженного лучей.

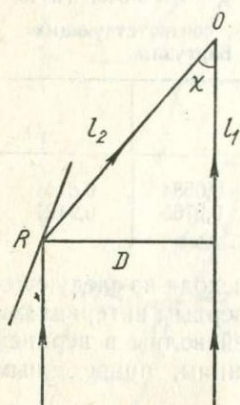


Рис. 43. Схема падающего и отраженного лучей.

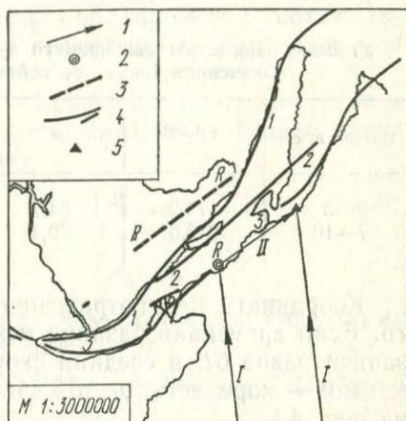


Рис. 44. Схематическая карта участка территории Прибайкалья:

I — проекция на поверхность Земли падающих (I) и отраженного (II); 2 — проекция на поверхность Земли точки отражения (R); 3 — след на поверхности Земли отражающей плоскости (RR); 4 — главные тектонические разломы: $1-1$ — Обручева, $2-2$ — его ольхонская ветвь, $3-3$ — Черского; 5 — сейсмическая станция Баргузин.

Учитывая высказанное предположение относительно причин аномалий во втором временном интервале, можно сделать вывод, что отражающая плоскость опускается на юго-восток под углом около 14° к вертикали. Тот факт, что значения L и A_z монотонно растут во времени до интервала 7—10 с, можно объяснить нарастающим «вкладом» энергии отраженной волны в значения L . Это может означать, что отражающая граница начинается в пределах земной коры и прослеживается до глубины около 400 км.

Приведенное выше для станции Баргузин объяснение аномалий направления прихода волны P является, конечно, гипотетическим, прежде всего, вследствие недостаточной эмпирической обоснованности. Изложить его заставляет лишь следующее обстоятельство. Область предполагаемого отражения относится к средней части Байкальской впадины. Эта часть ориентирована системой разломов, главные из которых — разлом Обручева и его Ольхонская ветвь, разлом Черского [109]. Нетрудно видеть (см. рис. 44), что направление следа RR совпадает с ориентировкой названных разломов.

Кроме того, установлено, что эти разломы являются глубинными. Результаты ГСЗ, проведенного вкрест указанным направлениям, свидетельствуют о наличии на предбайкальском краю Сибирской платформы узкой (шириной около 75 км) полосы — переходного блока, ограниченного разломами. «... Исследованный участок Байкальской рифтовой зоны представляется в виде обособленного блока земной коры и верхней мантии, граничащего с охарактеризованным выше переходным блоком Сибирской платформы по глубинному разлому, пронизывающему всю кору и уходящему в верхи мантии. На поверхности разлом совпадает с известным Обручевским сбросом, на глубине по нему происходит резкое (с амплитудой около 3 км) возмущение раздела Мохоровичича. Сама впадина озера Байкал приурочена к зоне глубинного разлома» [71].

По-видимому, нельзя говорить о гипотетической отражающей площадке как об элементе поверхности разлома на указанной глубине. Можно было бы называть ее некой поверхностью раздела упругих свойств среды, которая простирается до поверхности Земли, переходя постепенно, по мере уменьшения глубины, в разлом и наблюдаемый на поверхности сброс.

§ 4. Поляризационная фильтрация записей, полученных на станции Симферополь

Основная задача трех предыдущих параграфов — не столько получение фактических результатов, относящихся к проблеме строения среды, сколько демонстрация схемы интерпретации материала, который можно получить с помощью операции поляризационной фильтрации колебаний.

Вспользуемся теперь элементами этой схемы для рассмотрения такого материала, который мог бы дать более общее представление о строении мантии в зоне Центральной Азии. Этот материал должен быть основан на сейсмограммах станций, достаточно удаленных от рассматриваемой зоны, чтобы вершинные участки сейсмических лучей проникли глубже верхней мантии. В качестве источника таких материалов нами использованы сейсмограммы станции Симферополь (табл. 18, 19) [31]. По отношению к этой станции основные гипоцентральные области, опоясывающие Азиатский континент с востока — юго-востока, расположены на близких между собой расстояниях около $70-80^\circ$, которым (согласно стандартному скоростному разрезу) отвечают максимальные глубины проникновения лучей около 2000 км. В то же время, совокупность этих областей обеспечивает относительно равномерное распределение наблюдения по шкале *Az*.

Здесь уместно заметить следующее. В «Руководящем пособии для персонала сейсмических станций» [8] используются понятия «полной» и «точной», «частичной» и приближенной идентификации. Однако соответствующие им предельные значения погрешностей при вычислении параметров или характеристик не указываются. Если учитывать допустимые максимальные относительные погрешности

при нахождении периодов, постоянных затухания и других величин, названных в этом пособии для решения задачи определения постоянных в общем случае [8, с. 89], то предельная относительная погрешность только индикаторного увеличения превысит 6%. «Практически допустимо считать, что, если σ^2 не превышает величины 0,08,

Таблица 18

Перечень землетрясений и сейсмограмм станции Симферополь, использованных для поляризационной фильтрации записей

Номер землетрясения	Дата	T_0 ч·мин·с.	φ°	λ°	h , км	M	Тип сейсмографа
1	14. 05. 68	14—05	30,1	129,5	160	—	СК
2	05. 07. 68	11—28	38,8	141,8	40	6,5	СК
3	14. 08. 68	22—14	0,2	119,8	25	7,3	СК
4	23. 02. 69	00—37—00	—3,0	119,0	—	~7	СК
5	31. 03. 69	19—25	38,6	134,6	415	—	СК
6	21. 04. 69	07—19—26	32,1	131,9	—	7	СКД
7	13. 06. 69	08—48—29	49,6	155,4	60	6,4	СК
8	18. 07. 69	05—24—47	38,4	119,6	—	7,5	СКД
9	05. 08. 69	02—13—10	1,5	126,2	—	7,0	СК
10	14. 08. 69	14—18—55	43,1	148,0	—	7	СК
11	19. 08. 69	08—49—54	44,0	148,2	—	6,6	СКД
12	30. 08. 69	07—11—41	44,0	147,7	—	6,5	СКД
13	17. 10. 69	01—25	23,2	94,9	150	—	СК
14	10. 01. 70	12—07—07	6,9	126,6	46	7,5	СКД
15	13. 02. 70	15—43	—6,0	113,2	600	—	СК
16	28. 02. 70	10—52	52,3	—174,9	160	—	СК
17	30. 03. 70	16—46—41	6,8	126,6	—	6,8	СК
18	07. 04. 70	05—34—04	15,8	121,9	—	7,5	СК
19	08. 04. 70	21—23—56	15,5	122,0	—	6,4	СКД
20	16. 04. 70	05—33—22	59,9	—142,8	—	7,0	СКД
21	27. 05. 70	12—05	27,3	140,1	430	—	СК
22	24. 06. 70	13—09—13	52,6	—131,0	15	7,4	СК,СКД
23	25. 07. 70	22—41—10	32,2	131,8	—	7,2	СК,СКД
24	29. 07. 70	10—16—21	25,9	95,5	80	—	СКД

то частотные характеристики, при сохранении постоянных T_1 , D_1 , T_2 , D_2 , могут лишь на некоторых участках отличаться между собой не более чем на 3%. Однако, если при тех же условиях в целях повышения увеличения сейсмографа увеличивать σ^2 выше 0,08 или 0,1, то расхождения частотных характеристик быстро возрастают, достигая 5—10% и более». К этому нужно добавить погрешность характеристики за счет погрешностей в определении параметров T_1, \dots . Нетрудно показать, что для стандартной характеристики прибора общего типа (там же, с. 124, 126) предельная относительная погрешность характеристики изменяется от 1% (на периоде сейсмических волн 0,1 с) до 4,0—3,5% (на периодах 8—20 с). Таким образом, стандартные требования к точности определения параметров аппаратуры допускают относительную погрешность увеличения

около 10%, которая может возрастать до 15—20% при коэффициенте связи $\sigma^2 > 0,1$. Отсюда следует, что, если при изучении кинематической информации целесообразно использовать, по возможности, максимальное число станций, наблюдавших каждое данное землетрясение (для уменьшения влияния ошибок в моментах очагов), то при анализе динамической информации, по-видимому, рационально получать наиболее полные сведения по записям многих землетрясений каждой единичной станцией, учитывая при необходимости направленность излучения энергии каждым очагом.

Результаты поляризационного анализа записей станции Симферополь приведены в табл. 20, в которой большинству землетрясений уделено по несколько строк. Каждая из них соответствует (помимо начального интервала) такому временному интервалу, начавшемуся в момент $t_n - P_i$, в котором значения L достигли локального максимума.

На рис. 45 изображена дискретная зависимость азимутальной аномалии $Az_i - Az_2$ от значений Az_2 (отвечающая начальным интервалам записей), градуированная по значениям L . Осреднение этой зависимости с помощью скользящего интервала (после «отсева грубых выбросов»), выполненное с учетом весов — значений L , свидетельствует о завышении азимута очага по данным станции Симферополь, которое увеличивается с ростом Az_2 от 0° до 40° , достигая в максимуме значения около 15° . Затем аномалия убывает и при

$Az_2 = 80^\circ$ переходит в занижение \bar{Az} . Этот же характер азимутальных аномалий проявляется и в векторной диаграмме (рис. 46), которая позволяет учитывать зависимость аномалии не только от значения Az_2 , но и от величины эпицентрального расстояния. (Координаты начала каждого вектора: Az_{2i} и e_{ji} , его конца — вычисленные значения Az_i и e_i).

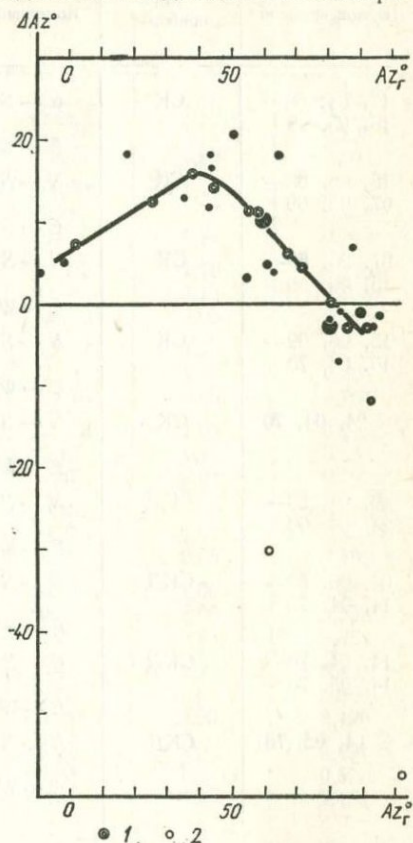


Рис. 45. Зависимость азимутальной аномалии от азимута очага Az_2 , отвечающая начальным интервалам сейсмограмм станции Симферополь, градуированная по значениям L (см. табл. 20):

1 — осредненные значения зависимости, 2 — аномалии, исключенные по критерию «грубых выбросов» из расчетов осредненных значений.

Параметры аппаратуры станции Симферополь

Период времени	Тип прибора	Компонента	D_1	D_2	T_1 , с
17. 04. 68— 16. 05. 68	СК	$N-S$	0,45	5,0	12,5
Z		0,46	4,51	13,15	
$E-W$		0,446	5,0	12,35	
16. 05. 68— 07. 05. 69	СК	$N-S$	0,45	5,0	12,5
Z		0,47	4,72	13,3	
$E-W$		0,45	5,0	12,5	
07. 05. 69— 15. 06. 69	СК	$N-S$	0,45	5,0	12,5
Z		0,481	4,72	13,8	
$E-W$		0,45	5,0	12,5	
15. 06. 69— 15. 04. 70	СК	$N-S$	0,45	5,0	12,5
Z		0,47	4,72	13,3	
$E-W$		0,45	5,0	12,5	
С 24. 04. 70	СК	$N-S$	0,45	5,0	12,5
Z		0,47	4,72	13,3	
$E-W$		0,45	5,0	12,5	
29. 01. 69— 24. 04. 69	СКД	$N-S$	0,50	8,0	25,0
Z		0,50	8,0	25,0	
$E-W$		0,50	8,0	25,0	
04. 06. 69— 14. 04. 70	СКД	$N-S$	0,50	8,0	25,0
Z		0,50	8,0	25,0	
$E-W$		0,50	8,0	25,0	
14. 04. 70— 14. 05. 70	СКД	$N-S$	0,50	8,05	25,0
Z		0,48	7,8	24,0	
$E-W$		0,53	8,2	25,0	
С 14. 05. 70	СКД	$N-S$	0,50	8,0	25,0
Z		0,50	8,0	25,0	
$E-W$		0,50	8,0	25,0	

Такова основная общая характеристика поля направлений прихода первой волны P («первого вступления») на станцию Симферополь. Анализ закономерностей развития волновой картины (значений аномалий Az и e во временных окнах, отвечающих максимумам энергии колебаний, максимумам L) приводит к следующему выводу: распределение аномалий направлений прихода волны по значениям Az и θ для трех четвертей объема данных в течение первых 10—15 с записи существенно не меняется. Следовательно, условия распространения сигнала для указанной части материалов наблюдений в пределах названного времени остаются идентичными. Аномалии направления прихода волны при этом можно объяснить либо особенностями строения среды в районе станции Симферополь (например, подъемом преломляющей границы в коре — верхней мантии в направлении $Az \approx 80^\circ$), либо наличием трансверсальной неоднород-

для периодов времени, отвечающих табл. 18

T_2 , с	K_1 , кг·м ²	$K_2 \cdot 10^8$, кг·м ²	σ^2	A , м	L , м
1,2	0,288	0,517	0,073	1,10	0,275
1,13	0,370	0,544	0,176	1,15	0,808
1,2	0,300	0,426	0,071	0,99	0,264
1,2	0,288	0,517	0,073	1,10	0,275
1,13	0,370	0,544	0,18	1,13	0,808
1,2	0,300	0,426	0,071	0,96	0,264
1,2	0,288	0,517	0,072	1,10	0,275
1,13	0,370	0,544	0,18	1,13	0,808
1,2	0,300	0,426	0,073	0,96	0,264
1,2	0,288	0,517	0,072	1,10	0,275
1,13	0,370	0,544	0,18	1,13	0,808
1,2	0,300	0,426	0,073	0,96	0,264
1,2	0,288	0,517	0,073	1,09	0,275
1,13	0,370	0,544	0,18	1,15	0,808
1,2	0,300	0,426	0,072	0,94	0,264
1,2	0,354	0,435	0,25	1,00	0,491
1,2	0,356	0,429	0,25	1,00	0,502
1,2	0,358	0,408	0,25	0,95	0,492
1,2	0,354	0,435	0,25	1,00	0,491
1,2	0,356	0,429	0,25	1,00	0,502
1,2	0,358	0,408	0,25	0,95	0,492
1,2	0,354	0,435	0,25	1,0	0,491
1,2	0,356	0,429	0,25	1,0	0,502
1,2	0,358	0,408	0,248	0,95	0,492
1,2	0,354	0,434	0,25	1,0	0,491
1,2	0,356	0,429	0,25	1,0	0,502
1,2	0,358	0,408	0,25	0,95	0,492

ности на пути волн в нижней мантии. Однако в остальных 25—30% случаев знак азимутальной аномалии на первых 10с записи меняется на обратный: при $Az_2 < 70-75^\circ$ завышение азимута очага резко сменяется занижением, а при $Az_2 > 75^\circ$ — наоборот. Этот факт трудно объяснить в рамках модели только с наклонной границей раздела под станцией. В то же время наличие локализованной трансверсальной неоднородности на путях волн в нижней мантии не только может, но и должно создавать эффект смены знака аномалии.

Отметим в заключение, что наряду с азимутальными аномалиями результаты поляризационной фильтрации записей станции Симферополь отражают явное занижение углов выхода радиации. Можно было бы связывать это занижение с тем, что определяемый здесь угол выхода является не истинным, а кажущимся. Применение опе-

Основные параметры оператора поляризационного фильтра, угловые

Номер земле- трясения	θ°	Az_e°	e_f°	Шаг цифро- вания, с	$V, c (V = h)$
1	72,73	64,42	72,88	0,1	4,0
2	74,03	50,56	73,17	0,1	2,5
3	86,95	93,05	75,93	0,2	5,0
4	88,51	95,74	76,25	0,2	3,6
5	70,12	54,80	72,28	0,1	2,0
6	72,89	61,42	72,91	0,2	5,6
7	72,55	35,49	72,83	0,2	4,0
8	61,15	63,12	70,22	0,2	5,0
9	90,41	87,47	76,55	0,2	3,0
10	74,13	43,96	73,19	0,2	3,6
11	73,56	43,21	73,05	0,1	4,5
12	73,32	43,49	73,00	0,1	4,5
13	53,43	92,72	68,36	0,1	2,5
14	86,88	83,36	75,92	0,4	20,0
15	86,59	101,97	75,86	0,1	3,5
16	79,60	17,55	74,42	0,4	12,0
17	86,95	83,43	75,93	0,2	8,0
18	77,37	80,18	73,91	0,4	5,6
19	77,64	80,34	73,99	0,1	2,5
20	75,12	358,40	73,40	0,2	7,6
21	81,32	59,79	74,77	0,1	4,0

параметры выходящего луча и значения L , соответствующие табл. 18

u, c	$t_{L_{\max}} - P, c$	Az°	e°	$L_{\max}, мм^{\circ}$
1,0	0	82,39	62,32	20,24
	1	84,41	62,07	22,20
	9	6,20	81,14	3,05
0,7	0	71,08	64,59	4,53
	0,7	72,03	63,99	4,87
	5,6	38,06	69,60	1,45
1,0	0	81,20	63,95	5,52
	5	96,25	66,18	34,28
0,8	0	94,23	65,84	7,95
	3,2	94,27	68,41	26,35
	12	98,36	71,22	3,63
0,4	0	57,86	53,37	4,17
1,2	0	31,22	78,58	2,98
1,0	0	48,33	55,43	0,36
1,0	0	65,93	62,47	0,47
	6	59,5	66,33	16,17
	16	64,97	63,15	6,30
	24	73,93	64,85	4,84
0,6	0	94,15	53,60	0,10
	6	90,79	63,87	6,19
	12,6	72,73	66,92	16,87
0,8	0	62,45	61,26	1,34
	1,6	66,40	61,47	2,34
	12	68,82	53,25	5,90
	18,4	54,40	62,48	9,39
1,0	0	54,89	66,63	1,22
	3,5	37,12	79,16	1,84
1,0	0	61,44	72,55	2,32
	9	57,67	70,16	1,88
0,5	0	89,95	73,20	5,48
4,0	0	76,30	74,83	0,92
	12	84,33	71,08	1,14
	24	85,44	61,49	0,58
0,8	0	44,36	74,48	0,82
2,4	0	35,65	63,89	0,79
	4,8	37,64	63,61	1,43
1,6	0	82,48	64,93	0,015
	3,2	80,00	66,70	0,023
	14,4	76,45	70,49	0,092
1,2	0	77,26	64,51	247,50
	2,4	74,83	66,82	360,20
	7,2	66,75	68,68	268,55
	18,0	84,90	69,62	31,48
0,5	0	78,22	80,96	0,84
	3,25	86,29	68,41	8,16
	7,0	81,99	72,35	12,4
1,6	0	363,38	65,52	5,90
	8,0	363,97	64,72	24,94
	12,8	363,10	64,71	15,23
1,0	0	69,84	73,72	626,65
	2	72,18	73,88	830,43

Номер землетрясения	θ°	Az_e°	e_j°	Шаг цифрования, с	$V, c (V = h)$
22	81,62	350,93	74,83	0,2	4,6
23	72,76	61,41	72,88	0,2	6,6
24	52,16	89,66	68,05	0,2	4,6

рации поляризационной фильтрации, «очищение» записи от волн с пространственной организацией, не отвечающей прямым продольным волнам, позволяет использовать известную связь между истин-

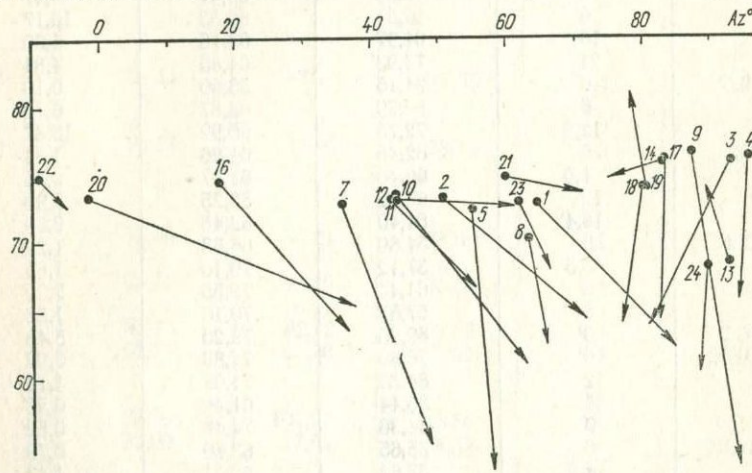


Рис. 46. Векторная диаграмма аномалий направлений прихода волн P по данным станции Симферополь (для начальных интервалов сейсмограмм). Номера стрелок отвечают номерам строк табл. 18.

ным и кажущимся углами выхода хотя бы для первого интервала записи длительностью в 10—20 с [106]. Поскольку соответствующие найденные углы выхода во всех случаях больше 50° (а в абсолютном большинстве случаев больше 60°) и можно считать, что в земной коре

$$v_P/v_S \geq 1,7,$$

рассчитанные значения угла выхода могут быть увеличены не более чем на 4° (в большинстве случаев, не более чем на $2-3^{\circ}$) [105]. Это, как видим, не внесет значительных изменений в полученную картину.

u, c	$t_{L_{max}} - P, c$	Az'	e°	$L_{max}, мм^2$
1,0	0	354,50	72,97	5,15
	4,0	355,49	72,76	15,05
	7,0	1,20	59,62	8,11
	14,0	2,50	90,00	3,29
	21,0	325,54	61,51	0,95
1,4	0	66,01	67,27	11,78
	4,2	49,90	62,80	26,57
	7,0	50,66	60,24	23,65
2,0	0	88,46	60,61	51,97
	10,0	92,87	55,59	89,34

Из табл. 18 и 20 следует, что указанное занижение углов выхода радиации не связано с азимутом очага, поэтому оно (при явно существующем эффекте азимутальных аномалий) не отражает, по-видимому, трансверсальных особенностей скоростного пространства, особенностей строения среды.

Среди причин занижения угла выхода необходимо назвать возможное отличие скоростного разреза среды в целом, на всей рассматриваемой территории от стандартного, влияние «энергетического вклада» волн, рассеянных в районе пункта наблюдения и приходящих к нему с весьма малыми углами выхода, а также возможную недостаточную полную идентичность вертикального сейсмографа по отношению к горизонтальным. Фактически, использование программы поляризационной фильтрации возможно при условии, что роль источника анализируемой информации играет сейсмограмма, полученная с помощью идентифицированного комплекта аппаратуры*. Поскольку в рассмотренных выше материалах это условие строго не соблюдалось, прежде чем делать выводы о скоростном разрезе среды или о трудно учитываемом воздействии рассеянных волн, нужно попытаться исключить аппаратные искажения. Это может быть сделано путем применения операции поляризационной фильтрации не к исходной сейсмограмме, а к трем компонентам истинного движения почвы. Важно выяснить (хотя бы на отдельных примерах) насколько существенно отразится такой переход на угловых параметрах выходящего луча.

§ 5. Поляризационная фильтрация истинного движения почвы

Истинное движение $x = x(t)$ почвы по записи $y = y(t)$ восстановлено с помощью способа почленного интегрирования [97], до-

* Вопрос о допустимом различии соответственных параметров приборов, входящих в комплект трехкомпонентной установки, который обеспечивает необходимую точность определения угловых параметров луча, может составлять предмет специального исследования.

полненного предварительной оценкой оптимальной величины интервала интегрирования. Этой величиной считалась такая длина записи (от момента первого вступления), начиная с которой дальнейшему удлинению интервала — увеличению числа n шагов дискретизации — отвечают изменения величины $\left[n^{-1} \sum_{i=1}^n x^2(t_i) \right]^{1/2}$, меньшие, чем погрешность цифрования.

На рис. 47 и 48 приведен пример восстановления вертикальной компоненты истинного движения почвы для землетрясения 10 января 1970 г. (табл. 21 и 22).

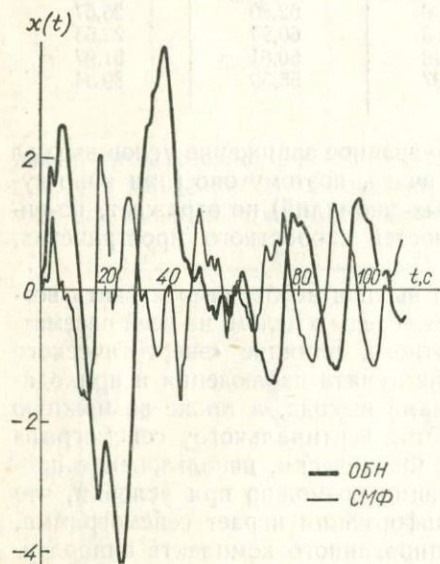


Рис. 47. Вертикальные компоненты сейсмограмм землетрясения 10 января 1970 г. (аппаратура станций: Симферополь — СКД, Обнинск — П-Ю).

Исходные сейсмограммы получены с помощью разных приборов (СКД в Симферополе, Пресса и Юинга в Обнинске) и внешне совершенно различны. В то же время истинное движение почвы, найденное по этим сейсмограммам, несомненно описывает один и тот же процесс. Эпицентральные расстояния станций составляют примерно девять с половиной тысяч километров, расстояние между станциями более тысячи километров. Можно, кстати, отметить, что для формы закона истинного движения почвы определяющей (во всяком случае, на больших удалениях) является та часть спектра колебаний, которой соответствуют частоты в сотые доли герца (по-видимому, 0,01—0,05 гц).

Регистрация указанного участка спектра является, вероятно, необходимым условием для получения сейсмограммы, близкой к закону истинного движения почвы (форма записи, полученной прибором Пресса и Юинга, относительно мало изменилась при пересчете в истинное движение почвы). На рис. 49 показаны результаты поляризационной фильтрации как исходной сейсмограммы, так и истинного движения почвы для того же землетрясения 10 января 1970 г., зарегистрированного станцией Симферополь. Нетрудно видеть, что зависимости значений функции L от времени совершенно идентичны, несмотря на отмеченное на рис. 47 и 48 различие законов движения «отображающей» точки и действительного элемента среды. Этот результат должен быть, видимо, достаточно общим. Функция L , являясь энергетической ха-

рактической характеристикой колебательного процесса, отражает изменения во времени более общие, чем закон движения той или иной точки (из упомянутых выше). Изменение плотности энергии во времени не должно

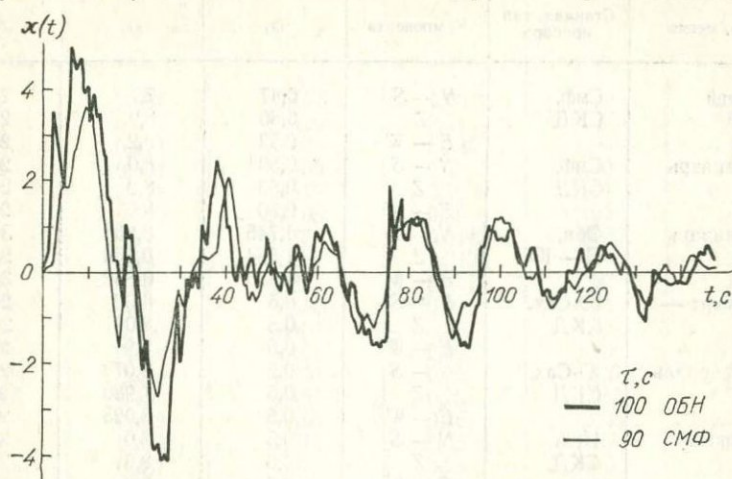


Рис. 48. Вертикальные компоненты истинного движения почвы, рассчитанные по записям, которые приведены на рис. 47, при интервалах интегрирования 90 и 100 с.

существенно зависеть от того, анализируется отклик сейсмографа и среды (сейсмограмма) или отклик только среды (истинное движение почвы) на единое сейсмическое воздействие. Этим, в частности, вероятно, объясняется большое сходство зависимостей $L = L(t)$, найденных по сейсмограммам станций Монды (СКМ-3) и Закаменск

Таблица 21

Перечень сейсмограмм землетрясений, использованных для восстановления истинного движения почвы и последующей поляризационной фильтрации колебаний

Номер землетрясения	Дата	T_0 , ч · мин · с	φ_e°	λ_e°	h , км	M	Станция	Длина оцифрованного участка сейсмограммы, с
1	28.03.69	01—48—33	38,6	28,4	9	6,6	Ю-Сах	106
2	14.05.69	19—32—56	51,5	—179,8	22	6,2	Смф	190
3	04.08.69	17—19—22	—5,7	125,5	550	6,3	Ю-Сах	89
4	10.01.70	12—07—07	6,9	126,6	46	7,5	Смф	177
5	05.02.70	22—06—03	12,8	122,1	—	6,8	Ю-Сах	108
6	08.07.71	19—07—10	—7,0	129,8	120	6,6	Зкм	116
7	08.07.71	19—07—10	—7,0	129,8	120	6,6	Ирк	115
8	04.08.71	00—24—36	36,3	70,7	210	6,5	Зкм	116

* Принятые сокращения: Ю-Сах — Южно-Сахалинск, Смф — Симферополь, Зкм — Закаменск, Ирк — Иркутск.

Параметры аппаратуры станций Симферополь,

Год, месяц	Станция, тип прибора	Компонента	D_1	D_2	T_{11} , с
1969, май	Смф, СКД	$N-S$	0,47	7,7	25,0
		Z	0,50	8,0	25,0
		$E-W$	0,52	8,2	25,0
1970, январь	Смф, СКД	$N-S$	0,50	8,0	25,0
		Z	0,50	8,0	25,0
		$E-W$	0,50	8,0	25,0
1970, январь	Обн, П-Ю	$N-S$	1,745	0,858	30,8
		Z	1,564	0,854	29,9
		$E-W$	1,680	0,862	30,6
1969, март — август	Ю-Сах, СКД	$N-S$	0,5	8,02	25
		Z	0,5	8,09	25
		$E-W$	0,5	7,94	25
1970, февраль	Ю-Сах, СКД	$N-S$	0,5	8,073	25
		Z	0,5	7,980	25
		$E-W$	0,5	8,023	25
1971, июль	Ирк, СКД	$N-S$	0,5	8,0	25
		Z	0,5	8,0	25
		$E-W$	0,5	8,0	25
1971, июль — август	Зкм, СКД	$N-S$	0,5	8,0	25
		Z	0,5	8,0	25
		$E-W$	0,5	8,0	25

* Принятые сокращения: Смф — Симферополь. Обн — Обнинск, Ю-Сах — Южно-Сахалинск,

(СКД) для землетрясений 5 августа 1969 г. (§ 1 данной главы). Для землетрясения 10 января 1970 г. отмечаются общие черты и в соответственных зависимостях $e = e(t)$, $\Delta Az = \Delta Az(t)$, хотя указанные величины (угол выхода и азимуточага) в истинном движении почвы обнаруживают большую стабильность.

Рассмотрим результаты поляризационной фильтрации истинного движения почвы для землетрясений, перечисленных в табл. 21. Поскольку для анализа использовано лишь восемь записей, полученных на четырех различных станциях, единственной основой совместного рассмотрения направлений прихода волн может служить географическое расположение трасс эпицентр—станция. Целью такого рассмотрения является сопоставление направлений прихода волн, найденных из наблюдений, со «стандартными». В табл. 23 содержатся некоторые параметры поляризационного фильтра и основные результаты расчетов (обозначения те же, что в табл. 20). На рис. 50 представлены схемы, отражающие азимутальные аномалии на рассматриваемых трассах, по данным начальных интервалов записи. Как видим, на всех трассах, пересекающих Азиатский континент и соответствующих проникновению лучей в нижнюю мантию, знаки аномалий согласуются с осредненной зависимостью азимутальных аномалий от «геометрического» азимута, которая получена по данным станции Симферополь (см. рис. 45), т. е. подтверждают наличие

Обнинск, Южно-Сахалинск, Иркутск, Закаменск *

T_{21} , с	K_1 , кг м ²	$K_2 \cdot 10^8$, кг м ²	σ^2	A , м	l , м
1,2	0,354	0,435	0,26	1,00	0,491
1,2	0,356	0,429	0,25	1,00	0,502
1,2	0,358	0,408	0,235	1,06	0,492
1,2	0,354	0,435	0,25	1,00	0,491
1,2	0,356	0,429	0,25	1,00	0,502
1,2	0,358	0,408	0,25	0,95	0,492
95,5	1,11	9,52	0,0118	1,00	0,356
91,5	1,39	10,08	0,0125	1,00	0,358
100,5	1,16	9,62	0,0117	1,00	0,359
1,20	0,363	0,433	0,25	0,98	0,4928
1,20	0,356	0,464	0,25	1,05	0,5025
1,20	0,362	0,452	0,25	1,00	0,4917
1,199	0,363	0,433	0,25	0,987	0,4928
1,200	0,356	0,464	0,25	1,045	0,5025
1,203	0,362	0,452	0,25	1,006	0,4917
1,2	0,370	0,346	0,25	1,00	0,491
1,2	0,367	0,370	0,25	1,06	0,503
1,2	0,371	0,368	0,25	1,03	0,492
1,15	0,365	0,385	0,25	0,970	0,491
1,26	0,367	0,399	0,25	0,960	0,503
1,14	0,363	0,385	0,25	0,980	0,491

Ирк — Иркутск, Зкм — Закаменск.

боковой рефракции лучей в сторону центральной части континента. Интересна в этом отношении трасса Западная Турция — Южно-Сахалинск, являющаяся, фактически, встречной относительно путей

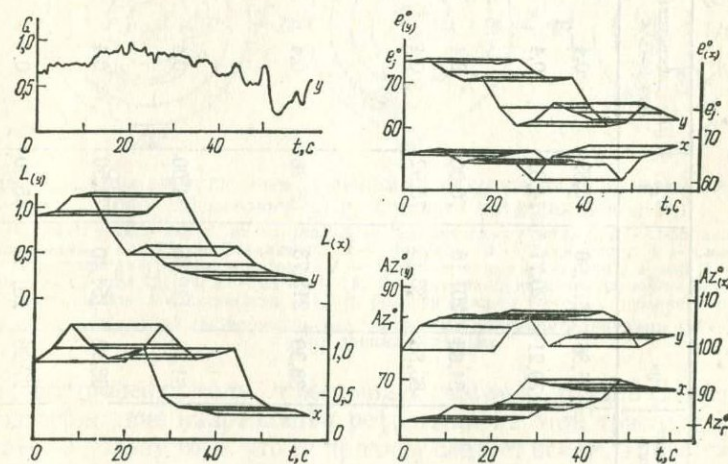


Рис. 49. Результаты поляризационной фильтрации сейсмограммы (y) и истинного движения почвы (x) по записям землетрясения 10 января 1970 г. станции Симферополь.

Основные параметры оператора поляризационного фильтра, угловые параметры выходящего луча и значения L , отвечающие табл. 21 и 22

Номер зем- трясения	θ°	Az_2°	e_j°	Шаг дискретиза- ции (Δt), с	$\frac{V_1}{c}$ ($V = h$)	u, c	$t_{L_{\max}} - P, c$	Az°	e°	$L_{\max}, \text{мкм}^2$	$e^\circ - e_j^\circ$
1	76,36	312,90	73,69	0,4	12,0	2,4	0	287,50	71,82	14,32	-1,9
2	79,21	20,71	74,33	0,4	10,0	4,0	0	25,48	72,09	1,60	-2,2
							4,0	26,86	72,59	1,72	
3	54,83	201,18	70,00	0,4	7,2	2,4	0	234,14	43,89	4,22	-26,1
4	86,88	83,36	75,92	0,4	20,0	4,0	0	83,63	65,19	0,85	-10,7
							8,0	84,81	66,20	1,25	
							24,0	89,11	63,93	1,00	
5	38,30	213,73	65,28	0,4	10,8	2,4	0	199,00	51,95	4,97	-13,3
							1,2	200,23	50,82	5,44	
							10,8	217,27	43,79	2,11	
6	61,78	149,85	71,00	0,4	10,0	2,0	0	169,85	71,53	10,00	0,5
							14,0	167,37	72,91	2,31	
7	63,13	151,40	71,50	0,4	13,2	2,8	0	155,03	64,67	15,64	-6,8
							12,6	148,68	58,33	1,37	
8	27,26	251,52	65,00	0,4	14,00	2,8	0	251,90	51,20	1,80	-13,8
							18,2	249,95	40,65	2,05	

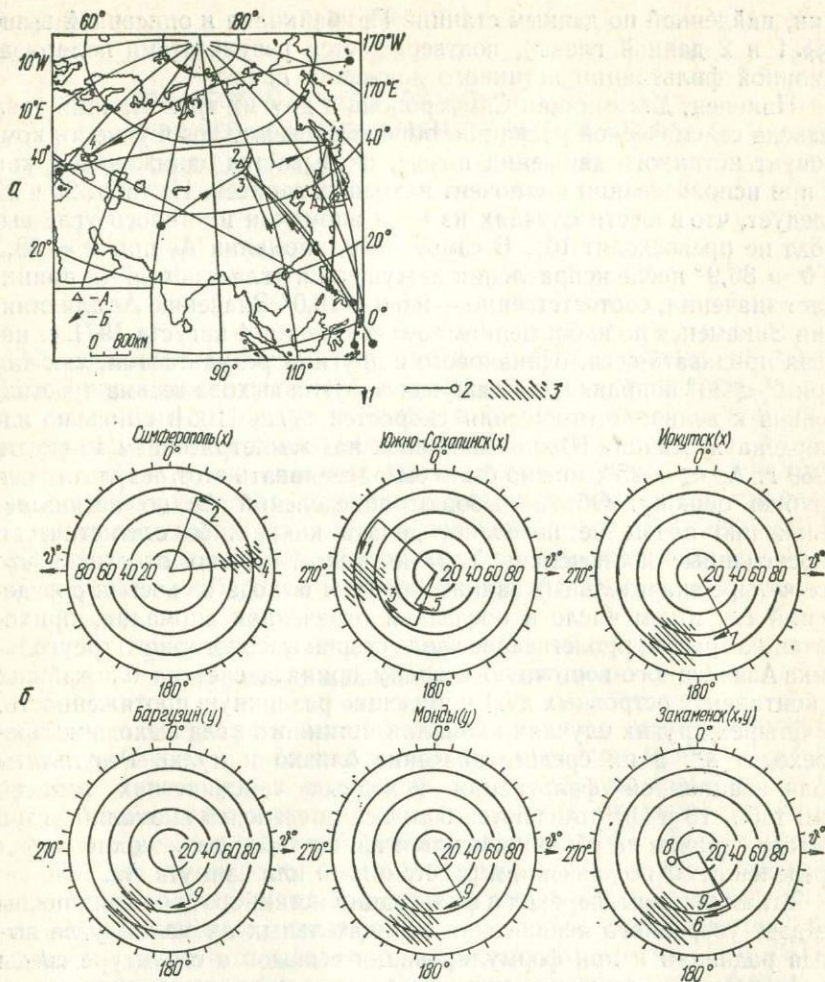


Рис. 50. Схемы азимутальных аномалий по результатам поляризационной фильтрации сейсмограмм (y) и истинного движения почвы (x):

a — схематическая карта, на которой А — сейсмическая станция, Б — направление прихода волны, 1 — Южно-Сахалинск, 2 — Иркутск, 3 — Закамensk, 4 — Симферополь; б — круговые диаграммы, в которых 1 — знак, величина аномалии и номер (1—8) землетрясения из табл. 21, № 9 — из табл. 11, 2 — направление прихода волны без аномалии, 3 — изображение в координатах (Az , θ) области нижней мантии с повышенными скоростями под центральной частью высокогорной системы континента (глубины 1000—1500 км) с «точки зрения» станции.

распространения волн от восточных очагов к станции Симферополь. Подтверждение направления рефракции на этой трассе свидетельствует в пользу того, что ее причину следует искать в нижней мантии центра Азии, а не в верхней мантии под станцией Симферополь, как можно было бы предположить по данным только этой станции (см. табл. 18 и 20). Можно также отметить, что характер боковой рефрак-

ции, найденной по данным станций Прибайкалья и описанной выше (§§ 1 и 2 данной главы), подтверждается результатами поляризационной фильтрации истинного движения почвы.

Наконец, для станции Симферополь и других трех станций угол выхода сейсмической радиации, определенный по совокупности компонент истинного движения почвы, оказывается заниженным, как и при использовании компонент исходных записей. Из табл. 20 и 23 следует, что в шести случаях из семи аномалии истинного угла выхода не превосходят 10° . В самом деле, аномалия $\Delta\epsilon$ при $\theta = 38,3$ и $\theta = 86,9^\circ$ после исправления кажущегося угла в истинный принимает значения, соответственно — $9,6$ и $-10,0^\circ$. Значению $\Delta\epsilon$ для станции Закаменск по наблюдениям землетрясения 4 августа 1971 г. нельзя придавать веса, одинакового с другими результатами, так как при $\theta < 30^\circ$ поправка для кажущегося угла выхода весьма чувствительна к величине отношения скоростей v_p/v_s [105]. Лишь по наблюдениям станции Южно-Сахалинск над землетрясением 4 августа 1969 г. $\Delta\epsilon < -25^\circ$; можно было бы расценивать этот результат как грубую ошибку. Объем выборки определений $\Delta\epsilon$ по истинному движению почвы не позволяет делать какие-либо статистически обоснованные заключения. Тем не менее, можно отметить, что все четыре значительных занижения угла выхода из восьми определений $\Delta\epsilon$, в том числе и последняя отмеченная аномалия, приходятся на трассы, пролегающие вдоль сторон высокогорного треугольника Азии (за юго-восточную сторону принята система ближайших к континенту островных дуг) и имеющие различную протяженность. В четырех других случаях аномалии истинного угла выхода не превосходят 4° , а их среднее значение близко к нулю. Результаты поляризационной фильтрации исходных сейсмических записей (см. табл. 18 и 20) отличаются большей дисперсией аномалий углов выхода, причем не обнаруживаются какие-либо особенности в распределении $\Delta\epsilon$ по значениям расстояния θ или азимута Az .

Таким образом, переход к фильтрации истинного движения почвы не дает уверенного исключения отрицательных аномалий угла выхода радиации и при формулировании выводов о структуре среды рассмотренное занижение углов выхода на трассах, пересекающих Азиатский континент, должно быть учтено.

**ТРАНСВЕРСАЛЬНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

На основании расчетов, описанных в гл. IV и выполненных по наблюдениям территориально небольших групп станций, выявляется занижение параметра p элемента фронта волны на трассах, пролегающих вдоль северо-западного края высокогорного треугольника Азии. Как показано выше, отрицательное значение Δp можно интерпретировать как результат занижения скорости распространения волны на соответствующем пути. Рассмотренные в данной главе материалы позволяют относить указанные занижения скоростей к областям только верхней мантии.

**§ 1. Задача об изучении верхней мантии
в районе Азиатского континента**

Задача о построении одномерного скоростного разреза верхней мантии по данным сейсмологии рассматривалась применительно к району Азии лишь в единичных исследованиях. Некоторые из них носят характер эпизодических изысканий, имеющих сравнительно слабую статистическую обоснованность [56]. Другие представляют результат более систематических исследований с основной проработкой деталей и схемы в целом [78]. Для восточного края региона («зоны перехода от континента к океану») известна так называемая полиастеносферная модель верхней мантии [115, 193]. Получены первые результаты по применению алгоритма, рассмотренного в работах [64, 65], к Курило-Камчатской зоне. Расхождение разрезов [78] и [115] объясняется, по-видимому, не только различием методических приемов, количества и качества эмпирического материала, но и фактическим различием строения среды, осредненного каждой моделью.

Для строения верхней мантии в целом локальные вариации мощностей слоев в единицы и даже в первые десятки километров малосущественны. Однако, если эти отклонения от средних значений проявляются как однозначные на большой территории, то они, очевидно, отражают некую региональную крупномасштабную аномалию, порожденную соответствующей причиной. Интересно в этом отношении обратить внимание на вариации мощности земной коры в Азии. Схема, предложенная Р. М. Деменицкой [60], для некоторых

участков этой территории может быть дополнена результатами последних лет.

По данным о дисперсии поверхностных волн, можно выделить ряд обобщенных участков с «нормальной» мощностью земной коры 30—40 км в Сибири, северной части Средней Азии, Монголии и Китая. По этим оценкам территория Таджикской ССР имеет кору мощностью 40—50 км, район Тибета — около 60 км [126, 127]. Аналогичные данные по записям арктического землетрясения пятью южноазиатскими станциями с использованием трехслойной модели Дормана привели к следующим результатам: средняя мощность земной коры на трассах от моря Лаптевых до северных районов Индии составляет около 45 км, до южных районов Китая и Кореи — 35—37 км; в районе Гималаев и Тибета ее мощность — 65—70 км [151]. По наблюдениям того же землетрясения на станции Нью-Дели, но с использованием трансверсально-неоднородной, ступенчатой модели для западного края Гималаев мощность земной коры равна 50 км [177]. По другим наблюдениям для района Гималаев и Тибета мощность коры варьирует от 55 до 60 км [168, 183]. Наиболее позднее исследование поверхностных волн на транстибетских трассах, выполненное по сейсмограммам стандартных комплектов аппаратуры СК, СКД, а также ЧИСС с помощью нестандартных приемов анализа записей, показало, что мощность утолщенной земной коры под Тибетом составляет не менее 70 км [129]. При этом западная граница утолщения (северо-западное окончание Гималаев, район Памира) имеет характер резкой ступени.

Исследования объемных волн дополняют эти результаты. Так, в южных предгорьях Гималаев мощность земной коры составляет всего около 30 км при скорости волн под ней 8,2 км/с [192], в то время как непосредственно под Гималаями соответствующие величины имеют значения 52 км и 7,8 км/с [144]. В районе Прибайкалья мощность земной коры близка к 35—40 км [54, 55] и растет в южном направлении, достигая 50 км и более в районе Хамардабана и к югу от него [53]. Аналогично изменение мощности коры в районе Алтая и Саян: от 35 км на севере (район Новосибирск—Ельцовка) до 55—60 км на юге (район Мугур-Аксы — Шуй) [83, 84, 92], а также на юге Средней Азии: глубина границы Мохо увеличивается в среднем от 40 км в районах впадин и предгорий до 50—60 км под горными системами [72, 73, 118]. Не делая обобщенных выводов об «изостатической уравниваемости», мы тем не менее должны отметить общую тенденцию увеличения мощности земной коры в Азии при переходе от платформенных регионов к горным системам центра континента и, в частности, к Гималаям и Тибету. Заметим, что результаты определения мощности земной коры в целом по данным ГСЗ (которые здесь не рассматриваются) согласуются с сейсмологическими оценками. (В настоящее время имеются многочисленные свидетельства тому, что методы взрывной сейсмологии обнаруживают не только вариации мощности коры, но и трансверсальные вариации свойств подкорковых областей мантии, в частности вариации скорос-

ти волн P). Это справедливо и для восточной окраины континента [68], хотя удельный вес сейсмологических определений мощности земной коры здесь относительно мал. Можно лишь отметить, что значительные градиенты глубины Мохо связаны здесь с контактами участков континентальной и океанической коры; большие значения мощности коры в регионе пока не обнаружены (см., например, [66]).

Таким образом, принципиально важно детальное изучение верхней мантии, выявление ее трансверсальных неоднородностей в упомянутых выше областях перехода от платформ к высокогорной системе Азии. Такого рода исследования, основанные на наблюдениях объемных волн, выполнены в последние годы для Алтае-Саянского [29, 30] и Памиро-Гиндукушского [46] регионов. При этом выявлены локальные области трансверсальных неоднородностей, области относительно пониженных скоростей сейсмических волн. В Памиро-Гиндукушском регионе низкоскоростная область делится на части блоком с высокими скоростями, практически совпадающим с фокальной зоной глубоких землетрясений.

В данной главе рассмотрены результаты исследований верхней мантии в районе Алтая и Саян.

Как отмечено выше, центр Азиатского континента обладает рядом уникальных геофизических свойств, проявляющихся как в потенциальных геофизических, так и волновых сейсмических полях. Проявление этих свойств на поверхности Земли, несомненно, сопряжено с особенностями глубинной структуры. Одна из основных отличительных черт континента — наличие, по-видимому, обособленной рифтовой системы в центре континента — также должна находить свое отражение в структуре и свойствах вещества мантии.

Исследования океанических рифтовых систем до последнего времени проводились методами взрывной сейсмологии. В результате стал общепризнанным факт относительного понижения скорости волн до 7,5—7,3 км/с в верхней, подкоровой части мантии в областях срединных океанических хребтов [11].

По результатам работ на профиле ГСЗ, пересекающего Байкальскую впадину примерно по нормали к ее оси, скорость продольных волн под корой в районе Байкала и смежной части Забайкалья составляет 7,75—7,80 км/с [71], в прилегающих областях — 8,0—8,1 км/с. Вместе с тем, для Байкальской рифтовой зоны также остается открытым вопрос о пространственной форме области пониженных скоростей. Оценить контуры такой области и ее размеры по глубине можно путем «сейсмологического просвечивания» среды с помощью наблюдения землетрясений стандартными станциями. В этом отношении континентальные рифты дают исключительную возможность использования наземной стационарной регистрации землетрясений, которая в указанном районе велась в течение ряда лет несколькими системами сейсмических станций, в частности станциями профиля Памир — Лена и Прибайкалья. Совокупность станций

образует «пространственную» систему, пригодную для анализа структуры среды в проходящих лучах. Учитывая выводы, полученные М. Л. Гервером и В. М. Маркушевичем, упомянутые в гл. I, отметим, что выявление локальных, пространственно-ограниченных областей с аномальными скоростями может быть сделано по кинематическим данным о землетрясениях с любой глубиной очага.

§ 2. Исходные материалы сейсмологических наблюдений

В наших исследованиях использованы [29, 30] наблюдения над землетрясениями 1961—1963 гг., полученные на 25—30 станциях профиля Памир—Лена и 10 станциях Прибайкалья. В качестве индикатора свойств среды принята разность между эмпирическим временем пробега и годографом Джеффриса. Очевидно, если строение среды отвечает модели Джеффриса, то разность между эмпири-

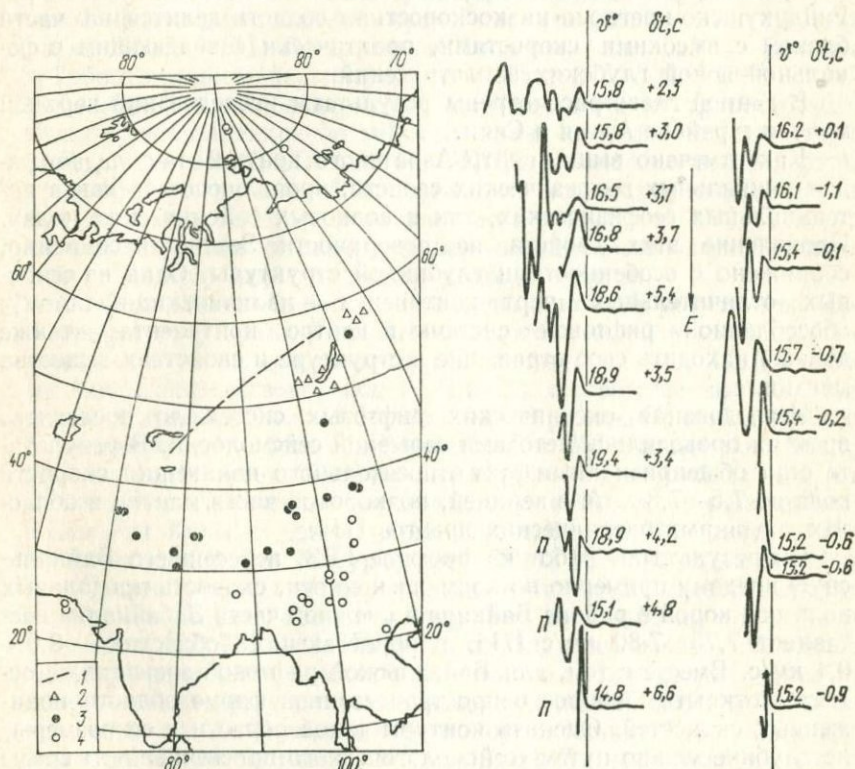


Рис. 51. Схема положения станций и очагов землетрясений:

1 — сейсмический профиль Памир — Лена; 2 — станции Прибайкалья; 3 и 4 — очаги землетрясений, для которых аномалии времен пробега, соответственно, наблюдаются и не наблюдаются.

Рис. 52. Копии записей первых вступлений (z-компоненты) станциями профиля Памир—Лена и Прибайкалья (П) при землетрясении 21 мая 1962 г. (T_0 : 12 ч 02 мин 53 с, $\varphi = 37,3^\circ$, $\lambda = 95,9^\circ$, $M = 7$).

ческим поверхностным годографом и годографом Джеффриса в пределах погрешности наблюдений должна оставаться постоянной. Систематическое уклонение разности для отдельной станции может свидетельствовать о локальной, подстанционной особенности поля скоростей.

Таблица 24

Список землетрясений,
наблюдения которых использованы для расчетов числовых полей

Дата	Т ₀ , ч мин с	+Ф°	+λ°	h, км	Примечание
4.06.61	07—33—09	34,3	82		А
4.06.61	13—51—30	34,3	81,9		А
12.06.61	09—58—12	21,0	106,5		Б
14.06.61	00—41—12	24,7	94,7		Б
19.06.61	17—04—37	36,5	70,9	200	А
27.06.61	07—03—45	28,1	100,0		Б
28.06.61	04—21—59	31,8	104,1		Б
29.06.61	22—01—19	85	99,5		Б
28.08.61	00—15—15	31,9	95,1		А
1.10.61	00—16—05	34 1/2	104 1/2		Б
4.11.61	13—05—06	32,2	92,1		А
18.12.61	16—42—22	26,3	96,3	93	Б
30.01.62	17—15—24	79	130		Б
20.02.62	22—02—35	25 1/2	97		Б
27.02.62	06—34—55	28	102		Б
25.03.62	20—49—10	28	100		Б
19.04.62	23—16—10	69,5	139,0		Б
21.05.62	12—02—53	37,3	95,9		А
21.05.62	13—15—41	37,1	95,8		А
24.06.62	01—21—16	25,1	101,2		Б
6.07.62	23—05—32	36,6	70,3	200	А
13.07.62	05—01—09	30,6	79,6		А
2.08.62	15—32—23	33,7	73,6		А
11.11.62	11—31—44	55,9	113,2		А
30.11.62	16—01—53	23,4	94,9		Б
7.12.62	09—36—04	38,3	106,3		А
17.12.62	17—25—46	38,5	105,9		А
26.12.62	23—25—16	23,8	65,5		Б
29.12.62	08—04—32	24,3	65,4		Б
11.01.63	01—07—30	37,8	101,5		А
22.01.63	04—55—12	31	89		А
22.02.63	01—32—23	27,1	87,7		Б
22.02.63	07—10—29	84,8	99,1		Б
12.04.63	00—41—30	32,2	78,9		А
19.04.63	07—35—26	36,1	96,6		А
23.04.63	02—51—16	46,8	103,6		А
23.04.63	09—55—05	25,3	99,7		Б

Выполнен расчет указанных разностей для многих десятков землетрясений, эпицентры которых расположены как в пределах Азии, так и вокруг нее. Сведения о части этих землетрясений представлены в табл. 24. На рис. 51 изображено общее положение

профиля Памир — Лена, положение станций Прибайкалья и эпицентров. Для большинства землетрясений эмпирические времена пробега соответствуют годографу Джеффриса с точностью ± 1 с. Вместе

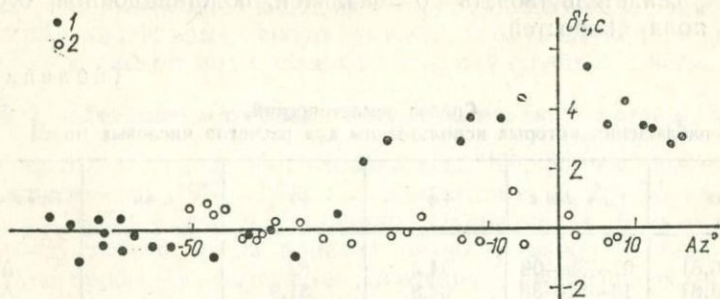
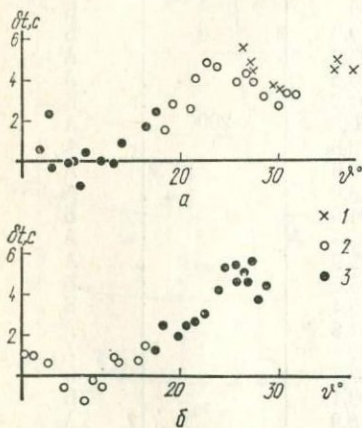


Рис. 53. Разности эмпирических времен пробега и годографа Джеффриса (для волн P) в зависимости от азимута направления очаг — станция:

землетрясения: 1—21 мая 1962 г. в 12 ч 02 мин 53 с ($\varphi = 37,3^\circ$, $\lambda = 95,9^\circ$), 2—27 июня 1961 г. в 07 ч 03 мин 45 с ($\varphi = 28,1^\circ$, $\lambda = 100,0^\circ$); эпицентральные расстояния восточной группы станций профиля, соответственно, $16-21,5^\circ$ и $26-30^\circ$.

с тем, для 18 землетрясений (табл. 24, группа А), эпицентры которых расположены определенным образом на расстояниях $4-30^\circ$ от станций (рис. 51), обнаружены значения разностей, достигающие $5-6$ с. Магнитуды этих землетрясений составляют $4,5-6,5$, соответствующие амплитуды первого экстремума на записи достигают нескольких миллиметров (рис. 52), поэтому погрешности в моментах первых вступлений не превосходят $0,1-0,2$ с. На рис. 52 указано стрелкой направление вдоль системы станций на восток, приведены значения



аномалии времен пробега волн P от очагов, расположенных в створе с профилем на юго-западе и северо-востоке: станции: 1 — Прибайкалья, 2 — восточной части профиля, 3 — западной части профиля; землетрясения: а — 19 июня 1961 г. в 17 ч 04 мин. 37 с. ($\varphi = 36,5^\circ$, $\lambda = 70,9^\circ$), б — 11 ноября 1962 г. в 11 ч 31 мин 44 с ($\varphi = 55,9^\circ$, $\lambda = 113,2^\circ$).

Рис. 54. Аномалии времен пробега волн P от очагов, расположенных в створе с профилем на юго-западе и северо-востоке: станции: 1 — Прибайкалья, 2 — восточной части профиля, 3 — западной части профиля; землетрясения: а — 19 июня 1961 г. в 17 ч 04 мин. 37 с. ($\varphi = 36,5^\circ$, $\lambda = 70,9^\circ$), б — 11 ноября 1962 г. в 11 ч 31 мин 44 с ($\varphi = 55,9^\circ$, $\lambda = 113,2^\circ$).

эпицентральных расстояний и соответствующие разности $\delta t_i = t_i - t_j(\theta_i)$ эмпирических и табличных (по Джеффрису) времен пробега P -волн. Совершенно очевидно, что для величины δt_i в данном примере эпицентральное расстояние не играет определяющей роли, так как совпадающим значениям расстояния отвечают резко различные разности времен пробега. Это подтверждается рис. 53, на котором представлена развертка рассматриваемых значений δt_i по азимутам направлений эпицентр — станция. Для группы восточных стан-

ций наблюдается взаимно согласованное завышение времен пробега, достигающее 3—5 с. Его нельзя объяснить локальными подстанционными условиями, что следует из результатов, приведенных на рис. 53 и 54. На рис. 53 приведены значения δt_i для второго землетрясения, эпицентр которого южнее эпицентра первого лишь на 9° , а аномалии времен пробега полностью отсутствуют. Рис. 54 иллюстрирует результаты расчета для двух землетрясений с эпицентрами, лежащими почти в створе с профилем на юго-западе и северо-востоке. Завышение времен пробега отмечается соответственно в первом случае на восточных станциях профиля и станциях Прибайкалья, во втором — на западных станциях. Наконец, если эпицентральные расстояния станций профиля превышают $30\text{--}31^\circ$, то значения δt_i оказываются независимыми от азимута и аномалии времен пробега совершенно не наблюдаются*. Итак, возможность объяснения завышений времен пробега подстанционными, «коровыми» особенностями значений скоростей исключается. Следовательно, завышение времени пробега может быть обусловлено особенностями пространства скоростей вдоль трассы распространения сейсмической волны. Составить представление о системе этих трасс можно на основании рис. 51.

§ 3. Анализ материалов наблюдений

На основании приведенных выше соображений каждой трассе волны можно поставить в соответствие величину аномалии времени пробега (мы называем трассой след плоскости луча на поверхности Земли). Допуская на первом этапе, что эта аномалия является параметром p луча в целом, можно рассчитать все возможные точки пересечения трасс и к каждой точке отнести алгебраическую сумму двух параметров пересекающихся трасс. Поэтому, полученное в результате указанных расчетов, числовое поле будет определенным образом отражать общие закономерности пространства скоростей в мантии в виде проекции на дневную поверхность. Способ построения такого числового поля может дать нечеткое, «размытое» изображение элементов неоднородности в плане. Поскольку пересечениям «трасс» отвечают в общем случае не пересечения лучей в пространстве, а окрестности наиболее сближенных участков лучей, выводы о глубинном расположении возможных элементов неоднородности также могут носить лишь приближенный характер.

Таким образом, с помощью предлагаемого способа подхода к решению обратной кинематической задачи можно получить осредненную, сглаженную картину трансверсальных неоднородностей в мантии, что, несомненно, представляет определенный интерес.

Трансверсальные неоднородности в среде создают боковую рефракцию. При выделении областей с относительно пониженными скоростями (как в нашем случае) замена криволинейных лучевых по-

* Для станций Прибайкалья аномалии наблюдаются и при больших расстояниях.

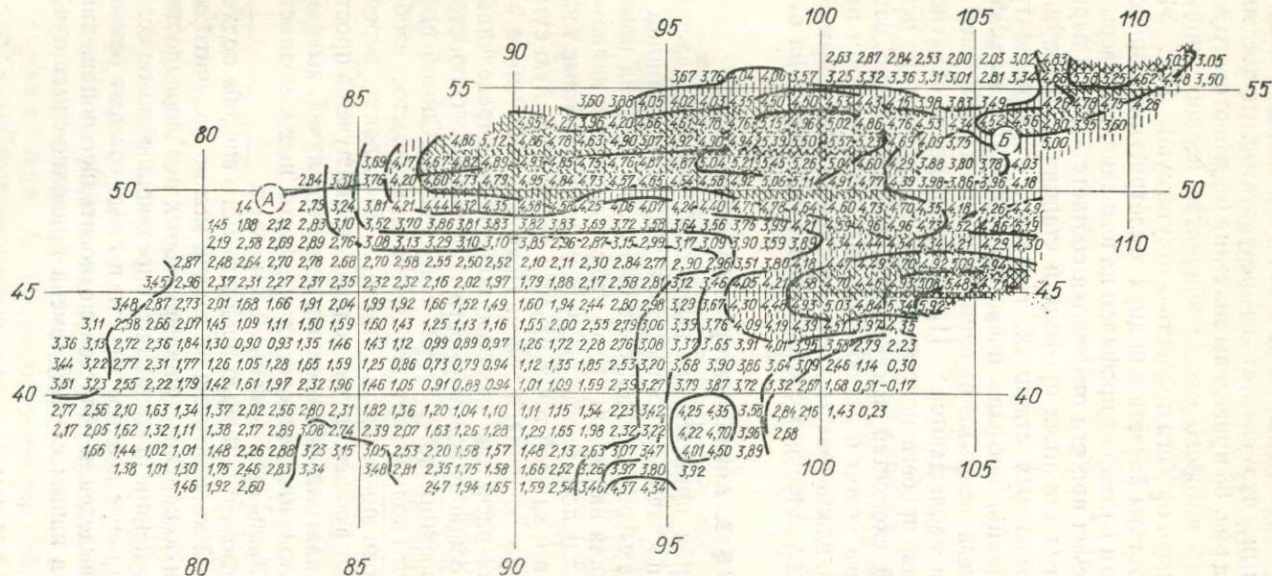


Рис. 55. Сглаженное числовое поле сумм параметров для землетрясений, перечисленных в табл. 24, группа А с учетом станционных поправок.

верхностей плоскостями больших кругов приводит к «стягиванию» точек пересечения к центру проекции области. Это несколько компенсирует отмеченное выше «размывание» изображения элемента неоднородности.

Область, перекрытая трассами к станциям от очагов землетрясений, перечисленных в табл. 24 (группа А), должна содержать зону, ответственную за аномальные завышения времен пробега. Для этой части территории рассчитаны координаты точек пересечения трасс и отвечающие им парные суммы параметров, каждый из которых исправлен на величину соответствующей кинематической станционной поправки (см. гл. III). Распределение сумм параметров по координатам точек пересечения трасс осреднено в пределах каждого «квадратного градуса». Построенное таким образом числовое поле сглажено с помощью скользящего окна площадью в девять квадратных градусов. В определении каждой точки нового числового поля, представленного на рис. 55, участвует от 200 до 3000 исходных парных сумм параметров.

Полученное поле характеризуется, прежде всего, общим положительным фоном, который объясняется главным образом «размазыванием» завышенных значений параметров трасс по всему полю за счет того, что каждый параметр отнесен к трассе в целом. Вместе с тем, завышение времени пробега создается, по-видимому, лишь на каких-то ограниченных участках пути волны. Несмотря на такого рода упрощающие допущения, предложенная вычислительная схема позволяет уверенно выделить зоны повышенного значения поля.

Переходя к интерпретации результатов расчетов, ответим предварительно на вопрос: не является ли эта неоднородность числового поля ложным эффектом — следствием специфического расположения станций и очагов и особенностей вычислительной схемы?

Поясним смысл этого вопроса. Географическое положение пунктов наблюдений и очагов таково, что в расчетах пересечений трасс участвуют пары точек с существенно различающимися эпицентрными расстояниями и, следовательно, с различной глубиной проникновения лучей. Будем считать реальной сферически-симметричную модель среды, скоростной разрез которой содержит низкоскоростной слой. Очевидно, вследствие различия эпицентральных расстояний пути волн в этом слое, отвечающие разным трассам, будут иметь различную форму, что приведет к различию временных запаздываний. Вопрос состоит в следующем: не является ли структура рассматриваемого выше числового поля отражением именно таких различий расстояний, а не трансверсальных вариаций скорости?

Поскольку запаздывания времен прихода наблюдаются на расстояниях уже в единицы градусов, ясно, что кровля предполагаемого низкоскоростного слоя должна располагаться в непосредственной близости от подошвы коры. И, если пониженной скоростью характеризуется не вся верхняя мантия, то при расстояниях около 30° вершинные части лучей должны располагаться ниже этого слоя. Следовательно, временные запаздывания должны быть наибольшими

для сравнительно коротких трасс. Если бы можно было установить отрицательную корреляционную связь между величиной эпицентрального расстояния и величиной запаздывания, то модель верхней мантии с низкоскоростным слоем постоянной мощности получила бы веское подтверждение.

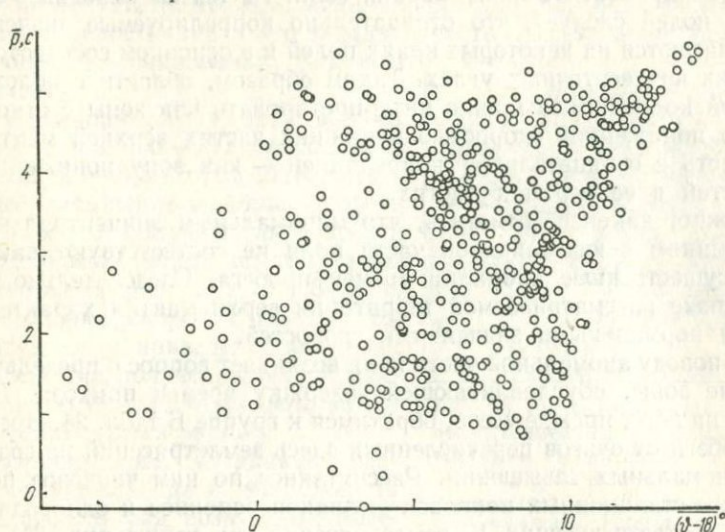


Рис. 57. Схема к анализу корреляционных связей между величинами временного запаздывания и эпицентрального расстояния.

На рис. 56 приведен окончательный результат расчета числового поля, для которого вместо величин временного запаздывания использованы значения эпицентрального расстояния (по техническим причинам каждое значение $\bar{\varphi}$ в расчетах уменьшено на 18°). Сравнение этого результата с данными рис. 55 свидетельствует скорее об обратном — о положительной корреляции отдельных участков полей. Рис. 57, построенный по соответственным значениям числовых полей \bar{r} и $\bar{\varphi}$ (по значениям \bar{r} и $\bar{\varphi}$ в «квадратных градусах» с одинаковыми координатами), указывает на отсутствие общей четкой корреляции между полями. Отсюда следует, что в рамках сферически-симметричной модели среды объяснить наблюдаемые аномалии времен пробега нельзя. Вместе с тем, можно попытаться разобраться в полученной сложной картине, разделив все поле коррелируемых значений на две части, соответствующие условиям $\bar{r} < 3$ и $\bar{r} > 3$.

Для первой («нижней») части поля ни о какой корреляции говорить не приходится, что для относительно малых значений временного запаздывания, по-видимому, естественно. Наоборот, в «верхней» части проявляется как отрицательная, так и положительная корреляция полей. Сравнение числовых полей убеждает в том, что положительно коррелируемые значения относятся к прак-

тически совпадающим областям главных максимумов полей, т. е. к областям, прилегающим к пунктам с координатами $\varphi = 52^\circ$, $\lambda = 99^\circ$ и $\varphi = 55^\circ$, $\lambda = 108^\circ$. Следовательно, именно в этих областях увеличение глубины проникновения лучей сопровождается увеличением временного запаздывания волн. Из тех же исходных числовых полей следует, что отрицательно коррелируемые значения располагаются на некоторых краях полей и в основном сосредоточены в их юго-восточных углах. Таким образом, области с положительной корреляцией можно интерпретировать как зоны с относительно пониженной скоростью в нижних частях верхней мантии, а область с отрицательной корреляцией — как зону пониженных скоростей в ее верхних частях.

Можно, наконец, отметить, что минимальным эпицентральных расстояниям в юго-западной части поля не соответствуют какие-либо существенные аномалии времен пробега. Следовательно, на юго-западе рассматриваемой территории верхи мантии характеризуются нормальными значениями скоростей.

По поводу аномальной части поля возникает вопрос о предельной глубине зоны, обуславливающей задержку времен прихода. Для ответа на него, прежде всего, обратимся к группе Б табл. 24. Времена пробега от очагов перечисленных здесь землетрясений не содержат аномальных завышений. Рассчитанное по ним числовое поле с учетом станционных поправок — знакопеременное и однородное. Очаги соответствующих 19 землетрясений (см. также рис. 51), за исключением четырех арктических, расположены вокруг эпицентральной области, заданной группой А табл. 24, причем в некоторых случаях в непосредственной близости к этой области. Отсюда следует, что аномальная зона находится в пределах только верхней мантии, а нижняя граница, видимо, является достаточно резкой, так как эффект завышения времен пробега исчезает на интервале увеличения эпицентрального расстояния в 4—5°.

§ 4. Об оценке пространственного положения зоны неоднородности

Важное значение приобретает оценка максимальной глубины, которой достигает область пониженных скоростей хотя бы под участком главного максимума числового поля аномалий времен пробега. Такая оценка сравнительно легко может быть сделана при следующих предположениях.

1. Указанная область неоднородности имеет плоскость симметрии, которая является плоскостью большого круга (AB — след такой плоскости на рис. 55).

2. Можно пренебречь отличием действительного сейсмического луча от плоской симметричной кривой (от «стандартного» луча) несмотря на наличие зоны неоднородности на пути волны.

С учетом этих предположений вычислена глубина точек пересечения всех лучей, отвечающих табл. 24 (группа А) с плоскостью симметрии аномальной области. Установлено, что лучи, отвечающие

завышенным временам пробега, понижают указанную область в интервале глубин от 60—80 и до 700—750 км. Анализируя распределение завышений времен пробега по глубине точек пересечения, можно допустить, что пониженная скорость в пределах аномальной области непостоянна и что западная часть области имеет большую глубину проникновения, чем восточная.

Принимая длину пути внутри зоны равной 300—500 км, скорость вне зоны — 8,5 км/с, а соответствующее завышение времени пробега равным 5 с, получим для скорости продольных волн внутри зоны интервал значений 7,4—7,8 км/с. Эти оценки скорости хорошо согласуются с приведенными выше значениями, полученными для верхней мантии рифтовых зон, включая и Байкальскую зону.

Приведенные в данной главе результаты дают возможность предложить ряд возможных моделей строения среды в зоне для их дальнейшей оптимизации, например, путем решения прямой кинематической задачи. Однако такое решение целесообразно при условии, если его алгоритм позволит оптимизировать параметры трехмерной модели достаточно сложной, практически произвольной формы. Ранее уже высказывалась мысль о соответствии формы проекции аномальной зоны на поверхность Земли и обобщенного контура горной системы Саян [29]. На рис. 58, охватывающем более широкую территорию, отвечающую числовому полю рис. 55, приведены контуры территорий, поднятых над уровнем моря на 1000 м и более, на 1500 м и более, а также изолинии указанного числового поля. Согласие этих контуров и линий станет совершенно явным, если всю систему изолиний сместить по отношению к топографической карте на 100—150 км к югу. Этот факт можно объяснить тем, что аномальная зона имеет не вертикальные, а наклонные боковые границы, уходящие под платформу (на север). Однако такое утверждение нельзя считать окончательным, так как при построении модели среды нужно учитывать асимметричность лучей, проходящих в трансверсально-неоднородной среде.

В заключение отметим, что исследование крупномасштабных вариаций поглощающих свойств верхней мантии методом «сейсмически сопряженных точек» [44, 45] выявило под Азией несколько областей повышенного поглощения, причем наиболее крупная из них приходится на район Тибета и Гималаев. Повышенным поглощением отмечается также верхняя мантия Прибайкалья и зоны перехода от континента к Тихому океану.

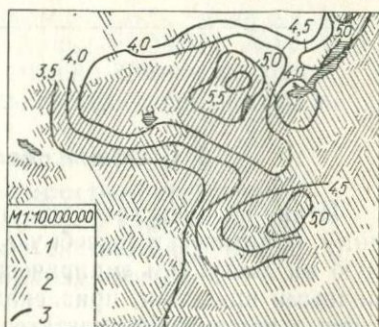


Рис. 58. Схема изополей временных запаздываний и контуров территорий, поднятых над уровнем моря на h м:
1 — $h > 1000$ м, 2 — $h > 1500$ м, 3 — изолиния числового поля.

**ЭЛЕМЕНТЫ МОДЕЛИ МАНТИИ
ПОД АЗИЕЙ**

§ 1. Общий обзор результатов расчетов

Итак, не имея возможности использовать единую общую методику, практически способную дать схему строения среды, основанную на доступном эмпирическом материале, мы оперировали различными приемами, привлекая в связи с этим отдельные информативные признаки результатов сейсмологических наблюдений. Выяснилось, что для района Азиатского континента рассмотренные закономерности не удовлетворяют модели сферически-симметричного строения среды. Исследования, выполненные по разным направлениям, достигли разных уровней завершенности. Поэтому прежде всего сформулируем выводы по тем итогам расчетов, которые допускают это сами по себе и не зависят от других результатов.

1. Верхняя мантия района Алтая, Саян, Байкальского рифта и Северной Монголии содержит низкоскоростную область, нижняя граница которой достигает в западной части глубины около 700 км, а верхняя на востоке поднимается непосредственно к подошве коры. Начальная модель зоны может быть построена на основании полученных данных.

2. Изоскоростные поверхности нижней мантии на глубинах 1000—1500 км поднимаются к центру горной системы Азии под углами в единицы градусов; в крайних зонах этой системы угол подъема увеличивается до 20—30°. Следовательно, согласно интерпретации результатов расчетов (см. гл. III) трансверсальная составляющая градиента скорости в указанном диапазоне глубин должна быть заключена в интервале от нуля в центре зоны до 0,0001—0,0007 с⁻¹ на периферии.

3. По кинематическим данным групп станций Средней Азии, Алтая, Индии и Европы, в азимутальных растворах, включающих центр горной системы, угол выхода радиации завышен на 1—2°.

4. Для всех групп (за исключением группы Б станций Таджикистана, о чем сказано в гл. IV) погрешности величин ΔAz , Δe , Δp повышены в азимутальных растворах, включающих края горной системы (например, для группы европейских станций — полосу Тибета и Гималаев, а для группы станций Индии — зону островов Индонезии и Новой Гвиней), а также ее центральную область. Заметим, что, хотя проекции сейсмических лучей на земную поверхность и приходятся на отмеченные участки горной системы, глубина

проникновения самих лучей под этими участками в основном превосходит 1000 км.

5. Азимутальные аномалии, полученные по наблюдениям станции Симферополь, не противоречат представлениям об относительно высокоскоростной мантии под Азией, причем переход от положительных аномалий к отрицательным осуществляется вдоль трасс, проходящих через центр системы Куньлунь-Тибет. Азимутальные аномалии, выявленные по данным станции Южно-Сахалинск, а также по записям станций Прибайкалья, удовлетворяют этим же представлениям.

§ 2. Представления о скоростной структуре области мантии по данным о параметре мгновенного положения элемента фронта и направлении прихода волны

Для интерпретации результатов расчетов, изложенных в гл. IV, рассмотрим качественную связь между возможными особенностями модели среды и соответствующими закономерностями проявления значений Δz , Δe , Δr на поверхности наблюдений.

1. Среда строго отвечает стандартной модели Земли. В пределах погрешностей наблюдений значения Δz , Δe , Δr не отличаются от нуля.

2. Строение среды отвечает стандартной модели, но значения скорости в слоях отличаются от стандартного скоростного разреза. Речь идет об отличии одномерного разреза, глобальном или таком региональном, при котором аномальный разрез сохраняется постоянным в пределах территории, полностью включающей изучаемую область с источниками, приемниками и соответствующими сейсмическими лучами. При этом азимутальные аномалии не наблюдаются. Значения Δe и Δr определяются конкретным характером скоростного разреза. Так, если относительно стандартного разреза нижние «просвечиваемые» слои являются высокоскоростными, а верхние — низкоскоростными, то для всех направлений прихода волн угол выхода завышен ($\Delta e > 0$), в противном случае — наоборот. Значения и знак Δr диктуются аномалиями скорости вдоль луча, разницей интегральных средних скоростей вдоль луча для «нестандартного» и стандартного разрезов.

3. Вдоль всего луча или на его отрезке система изоскоростных поверхностей наклонена в определенном направлении по отношению к изоскоростным поверхностям стандартной модели (величина угла наклона и азимут простираения наклонных поверхностей при этом, очевидно, являются функциями координат той точки, для которой проводятся вычисления). Наклон изоскоростных поверхностей в районе наблюдения может быть выявлен по результатам определения направлений прихода волн от очагов, окружающих пункт (район) приема. Аномалии всех рассматриваемых величин имеют при этом циклический характер относительно угла «обзора» (с периодом 2π),

при этом зависимости $\Delta e (Az_e)$ и $\Delta p (Az_e)$ синфазны, а $\Delta Az (Az_e)$ сдвинута относительно них на $\pi/2$. Наклон изоскоростных поверхностей в локальном районе очагов землетрясений может быть выявлен аналогичным образом с помощью наблюдений в областях, окружающих эпицентральный район. При такой интерпретации аномалий предполагается, что наклоненные изоскоростные поверхности являются плоскими или мало отличаются от плоскостей. Поскольку согласованный, «параллельный» наклон поверхностей в области с поперечником в сотни или тысячи километров невозможен, вариации наклонов в пределах изучаемой области являются одним из источников дисперсии аномалий, определенных для ее центра. Наконец, локальный наклон поверхностей на пути волны в глубокой мантии может вызвать односторонний «всплеск» значений: а) Δe и Δp (если линия простирания наклоненных поверхностей перпендикулярна плоскости луча или б) ΔAz , Δe и Δp (в остальных случаях); этот «всплеск» может проявляться в интервалах значений Az_e или φ , зависящих от размеров области с наклоненными поверхностями и ее положения между источником и приемником.

4. Пересечение двух семейств наклоненных поверхностей с противоположными направлениями падения обуславливает аномалии, аналогичные описанным в п. 3, но противоположных знаков. Ввиду этого, в варианте 3а аномалии гасят друг друга, а в варианте 3б зависимость $Az (Az_e)$ содержит разнополярные уклонения ΔAz от нуля около значения Az_e , близкого к азимуту линии пересечения поверхностей.

Если изоскоростные поверхности или границы раздела могут быть приближенно аппроксимированы цилиндрическими, коническими или замкнутыми конечными поверхностями, то можно говорить о локализованных областях скоростного пространства.

5. Область среды, содержащая скоростную аномалию, имеет плоскость симметрии; источник и приемник лежат в этой плоскости. Если аномалия положительна, то $\Delta p > 0$ и $\Delta e > 0$ и наоборот; $\Delta Az = 0$. Если линия наблюдения не лежит в плоскости симметрии и скорость в аномальной области завышена (занижена), то имеет место боковая рефракция сейсмических лучей к плоскости симметрии (от плоскости симметрии) области, причем модуль аномалии параметра и аномалии азимута, а также знак и величина аномалии угла выхода определяются размерами области относительно длины луча, ее пространственным положением относительно линии источник—приемник, величиной и градиентами скорости вне и внутри области, а также на ее границе.

6. Между источником и приемником в среде можно выделить несколько локальных областей с аномальными скоростями. В общем случае, при произвольном их расположении относительно трассы источник — приемник, произвольных величине и знаке уклонения скорости в каждой области нельзя дать общих правил для оценки величин ΔAz , Δe и Δp в пункте наблюдения.

Совершенно очевидно, что, отказавшись от одномерного ско-

ростного разреза, мы не вправе останавливаться на одном из первых простейших рассмотренных случаев как на модели, удовлетворительной для всей области мантии под Азией. В то же время, безоговорочное принятие последнего варианта лишает нас возможности использовать результаты расчетов по программе «Фронт» для оценки параметров начальной модели мантии. По-видимому, нужно считать оптимальным такой подход к анализу результатов расчетов, при котором рассмотрение данной области в проходящих лучах с позиций различных групп станций позволяет принимать в качестве преобладающего тот или иной простой вариант модели. Заключительный обобщающий анализ даст возможность сохранить согласующиеся черты модели.

Воспользуемся приведенными выше соображениями для формулировки выводов по результатам расчетов, описанным в гл. IV.

I

Сравнение рис. 21, в и 23, в, основанных на данных станций Таджикистана, убедительно свидетельствует о том, что скорость волн P в азимутальном диапазоне ($Az_2 = 35-60^\circ$), опирающемся на юг Камчатки и Курильские о-ва, занижена, а в широком интервале азимутов ($Az_2 = 90-140^\circ$) от направления на Тайвань до линии, проходящей вдоль Яванского желоба, завышена относительно стандартного разреза. Первое направление включает северо-западную сторону высокогорного треугольника Азии (в том числе северо-запад Тянь-Шаня, Алтай, Саяны, зону Байкальского рифта, Яблоневый и Становой хребты), второе — его юго-западную часть (Куньлунь, Тибет, Гималаи). Поскольку значение Δp определяется скоростью, средней по лучу, отмеченную связь с краями горной системы, рассматриваемую в отрыве от остальной информации, нельзя считать бесспорной. Некоторые доводы в пользу такой связи можно найти в распределении аномалий направления прихода волн по азимутам. Эти доводы сводятся к следующему. При расстоянии между центрами тяжести групп A и B , составляющем примерно 200 км, наилучшее согласие между зависимостями $\Delta Az = f(Az_2)$, как отмечалось в гл. IV, достигается при положительном сдвиге $(\Delta Az)_B$ по отношению к $(\Delta Az)_A$ вдоль шкалы Az_2 на 25° . Если азимутальную аномалию рассматривать как следствие преломлений сейсмических волн на наклонной границе, то необходимость указанного сдвига свидетельствует о том, что изоскоростные поверхности или границы раздела на базе в 200 км нельзя аппроксимировать плоскостью. Это же подтверждается тем, что период вариаций азимутальных аномалий по шкале Az_2 существенно меньше 360° . Если же интерпретировать азимутальные аномалии как результат боковой рефракции на симметричной области, то, как видно из рис. 21, а и 23, а, азимут плоскости симметрии этой области должен составлять $120-140^\circ$. Распределение знаков аномалий при этом заставляет считать

аномальную область низкоскоростной, что противоречит значениям Δp в этом азимутальном секторе.

Следовательно, распределение значений Δp по шкале Az_z не может быть объяснено ни рельефом границ раздела в верхней мантии (который мог бы обусловить неустойчивость этого распределения при переходе от группы А к группе В), ни наличием локализованных областей с низкой скоростью (так как азимуту $120\text{--}140^\circ$ отвечает, по данным о Δp , повышенная скорость). Отметим, в заключение, следующее.

1. Вследствие экстремальности времен пробега распределение значений Δp по шкале Az_z в меньшей степени подвержено влиянию мелкокомасштабных вариаций скорости, чем направление прихода волны, которое искажается тем значительнее, чем ближе к району наблюдения расположены области этих вариаций. Поэтому характер зависимости $\Delta p = \Delta p(Az_z)$ отражает особенности скоростного пространства на протяженных участках путей, в данном случае — в створе с краями горной системы, включающих, по-видимому, области нижней мантии.

2. В рамках сферически-симметричной модели эпицентральных расстояниям первого азимутального сектора ($35\text{--}60^\circ$) отвечают глубины вершин лучей от 1500 до 2100 км, второго сектора ($90\text{--}140^\circ$) — от 1000 до 1900 км.

3. Азимутальные аномалии обусловлены, по-видимому, главным образом трехмерными вариациями скоростного пространства верхней мантии. Полученные в результате расчетов распределения ΔAz по значениям Az_z наиболее просто могут быть объяснены наличием протяженной низкоскоростной области, которая в весьма грубом приближении может быть представлена призмой или, скорее, пирамидой с треугольным основанием, одна из боковых граней которой совпадает с поверхностью Земли, вершинная часть — с северо-западным углом высокогорной системы (вблизи района наблюдений), а азимут оси симметрии составляет примерно $120\text{--}140^\circ$. Речь идет, следовательно, о некоем подобии низкоскоростного «корня» в верхней мантии под системой Памира и, возможно, северо-западного окончания Гималаев. Другое возможное объяснение найденных азимутальных аномалий может состоять в том, что низкоскоростной является вся верхняя мантия северо-западного угла высокогорной системы Азии. Ее упрощенная наглядная модель — своего рода перевернутый «утиуг», зеркало которого совпадает с поверхностью Земли, а боковые стороны наклонены: северная — на юг — юго-восток, западная — на восток — северо-восток. Азимут линии простирания первой — около 70° (группа станций А) и около $90\text{--}100^\circ$ (группа В), второй — более 140° .

II

По результатам наблюдений групп станций Западной Сибири (как и в предыдущем случае) при $Az_z = 30\text{--}60^\circ$ (и далее, до $Az_z \approx \approx 100^\circ$) $\Delta p < 0$. Таким образом, в азимутальном секторе, вклю-

чающем крайний северо-восток Азии и Алеутские о-ва, скорость волн P явно занижена (см. рис. 25, в). Интересно отметить, что, если это занижение обуславливается аномалией скорости в верхней мантии рассматриваемой полосы, то столь же явное уменьшение скорости должно наблюдаться и в противоположном направлении. Соответствующий азимутальный растров (210—240°) содержит малое количество наблюдений, однако и из этих данных видно, что занижение скорости в юго-западном направлении гораздо меньше, чем в северо-восточном. В то же время, эпицентральные расстояния при $Az_z = 210—240^\circ$ составляют 20, 21, 36°, а при $Az_z = 30—60^\circ$ — от 40 до 60°. Следовательно, либо верхняя мантия к востоку — северо-востоку от западносибирских станций является значительно более низкоскоростной, чем к западу — юго-западу, либо, вообще, верхняя мантия не играет определяющей роли в занижениях скорости. Наконец, в азимутальном секторе 110—170° скорости в мантии, наоборот, существенно завышены.

Анализ направлений прихода волн (см. рис. 25) позволяет выделить два сектора, в которых выявляются аномалии. Основанные на эмпирических временах, пробега азимуты очага оказываются завышенными в интервалах Az_z 30—40° и 130—180°. Пользуясь доводами, высказанными в п. 1 предыдущего раздела, мы должны были бы предполагать наличие горизонтальных неоднородностей в верхней мантии района наблюдений. Нетрудно, однако, заметить, что такого рода модель может быть построена по результатам исследований верхней мантии, изложенным в гл. VI. Достаточно представить, что низкоскоростная область под Саянами ограничена с запада подошвой, наклоненной на восток, и что на границе с платформой кровля этой области поднимается (в районе дислокации группы станций) на юго-восток, чтобы модель такой области под Саянами объяснила найденные аномалии направлений прихода волн.

III

Как показано в гл. IV, материалы наблюдений трех групп станций Прибайкалья приводят к определенному заключению о существенно пониженных скоростях волн на путях, лежащих в створе с зоной рифта и областью верхней мантии под Саянами, и, наоборот, о повышенных скоростях на юго-восточных направлениях, ортогональных к рифтовым структурам (см. рис. 30). Отмечены слабые азимутальные аномалии по данным группы 3 (см. рис. 29, а). Их можно интерпретировать как результат преломлений на границе раздела — подошве низкоскоростной области, которая подобно наклонной ступени простирается в субширотном направлении, падая на юг (аналогично тому, что получено для района Таджикистана). Представляется странным, что такая «контрастная» в отношении строения зона, как зона рифта, не создает заметных аномалий направлений прихода волн. Можно попытаться объяснить этот факт двумя основными доводами. Во-первых, сочетание низкоскоростных областей

верхней мантии в зоне Прибайкалья и смежных регионах с возможными высокоскоростными областями в нижней мантии центра континента (о которых говорилось выше) может приводить к взаимному компенсированию аномалий направления прихода волн и даже скоростных вариаций, выявляемых по значениям Δp . Во-вторых, группы станций Прибайкалья находятся непосредственно в аномальных регионах и занимают большие участки территории. Это приводит к нивелированию аномалий, обусловленных узкими градиентными зонами рифта.

Если интерпретировать те слабые азимутальные аномалии, которые по данным групп 1 и 2 отличаются наибольшей систематичностью (см. рис. 27, а и 28, а), то можно прийти к следующим выводам. Центр тяжести группы 2 расположен непосредственно на восточном борту Байкальской впадины, у северного ее окончания. По данным этой группы, намечается перепад азимутальных аномалий при $Az_z = 200-220^\circ$, который полностью согласуется с представлениями о том, что сейсмические лучи огибают низкоскоростную область верхней мантии под впадиной, как симметричное тело, ориентированное в указанном направлении. По данным группы 1, центр тяжести которой расположен к югу от южного окончания впадины, азимут очагов несомненно занижен (на $2-3^\circ$) в направлении $Az_z = 110-170^\circ$, чему соответствует огибание низкоскоростной зоны под Саянами с востока.

Интерпретация результатов в последних случаях может вызвать возражения. Но рассматривая ее совместно с материалами разд. II данного параграфа, мы можем прийти к следующему заключению: к группам станции Западной Сибири и Прибайкалья первые импульсы волн P приходят по путям, огибающим низкоскоростную область под Саянами с севера, востока и запада.

IV

Результаты расчетов, основанные на наблюдениях группы станций Индии, характеризуются: 1) большим рассеянием значений Δp , полученных по данным этой группы (средняя квадратичная погрешность определения Δp в два-три раза превосходит ее значения для всех других групп, в том числе и для большой группы европейских станций); 2) сохранением отрицательных значений Δp для всех направлений прихода волн, во всяком случае для $Az_z < 115^\circ$; 3) аномально (относительно других групп) высокими значениями производной $\left| \frac{d(\Delta p)}{d(Az_z)} \right|$, особенно в интервалах $Az_z 70-80^\circ$ и $100-120^\circ$.

Как следует из рис. 33, в, угол выхода радиации определяется при этом со сравнительно малой погрешностью и обнаруживает устойчивую положительную аномалию. Азимутальный сектор $60-100^\circ$ (содержащий, к сожалению, малое количество наблюдений), входящий на юг Китая и Индокитайский полуостров, отличается, по-видимому, относительно низкими скоростями на глубинах $900-$

1500 км. Об этом можно судить по смежным участкам зависимости Δp от Az_z , а также по особенностям азимутальных аномалий (см. рис. 33, а), которые отражают явную тенденцию огибания соответствующей области мантии с севера и юга. Еще более определенные заключения можно сделать, анализируя распределение Δp по Az_z и эпицентральному расстояниям ϑ (рис. 59). Возможность построения этого распределения обеспечивается относительно большим объемом материалов наблюдений данной группы, использованных в

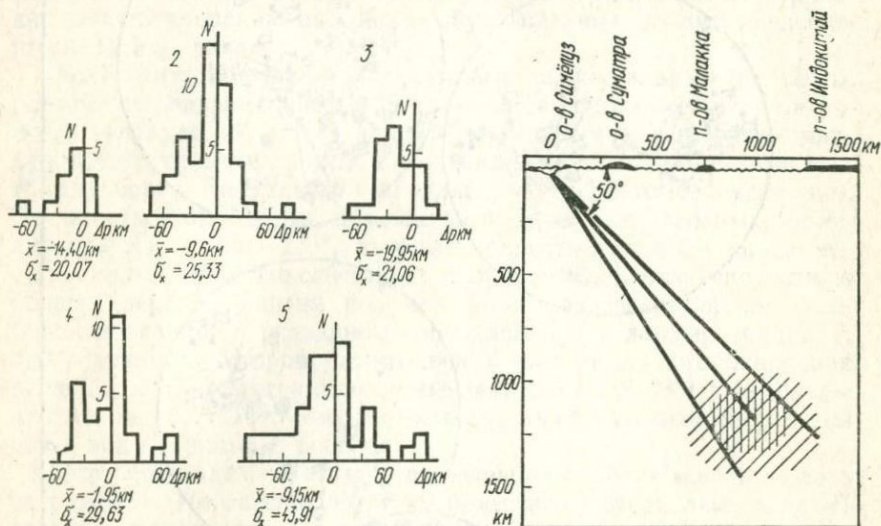


Рис. 60. Гистограммы распределений аномалий параметра фронта для участков, выделенных на рис. 59.

Рис. 61. Схема сечения мантии, перпендикулярного Яванскому глубоководному желобу, который проходит через область повышенной гетерогенности скоростного пространства.

расчетах. Для участков 1, ..., 5 этого распределения построены гистограммы (рис. 60), рассчитаны средние значения $(\Delta p)_{cp}$ и дисперсии. Анализ результатов этих расчетов подтверждает, что наиболее низкие скорости волн P фиксируются в указанной выше области под южной частью Китая и Индокитайским полуостровом (области вершин лучей от очагов с $Az_z \approx 60-80^\circ$ и $\vartheta \approx 36-60^\circ$) — участок 3 на рис. 60. Участок 5 характеризуется весьма высокой дисперсией значений Δp . Если считать, по-прежнему, что вариации скоростей в среде оказывают наиболее значительное воздействие на закономерности распространения волны тогда, когда в области этих вариаций попадают вершинные части лучей, то можно сделать следующий вывод. Информация, полученная для участка 5 (рис. 59, 60), свидетельствует о том, что область мантии, расположенная в интервале глубин 1000—1400 км и проектирующаяся на район Сиамского залива, характеризуется повышенной гетерогенностью скоростного

пространства. В вертикальной плоскости сечения, перпендикулярной Яванскому глубоководному желобу, изображение этой области находится, по существу, на продолжении фокальной зоны островной дуги (рис. 61). Сложность строения скоростного пространства фокальных зон островных дуг и контактирование здесь областей повышенных и пониженных скоростей хорошо известны. Отмеченная особенность распределения Δp позволяет полагать, что по некоторым макроскопическим характеристикам среды фокальная зона как аномальная часть среды имеет продолжение в асейсмичную область мантии.

v

подавляющее количество материалов наблюдений получено станциями Центральной Европы от землетрясений с эпицентральными расстояниями в интервале $75-88^\circ$, которому соответствуют глубины проникновения лучей $2100-2700$ км.

То, что по материалам наблюдений этой группы установлено некоторое завышение угла выхода сейсмической радиации в интервале $Az_2 40-70^\circ$ (см. рис. 34, б), согласуется с представлениями об относительно повышенных скоростях волн в мантии зоны Центральной Азии. Зависимость аномалий параметра Δp от Az_2 (см. рис. 34, в) не противоречит этим представлениям в интервале $Az_2 60-70^\circ$. Если, пользуясь совокупностью аномалий Δe (Az_2) и Δp (Az_2) строить модель, содержащую низкоскоростную область в верхней мантии района наблюдения, то мы должны будем считать, что мощность этого слоя не постоянна, а закономерным образом растет в северном направлении. Для такого варианта модели с наклонными изоскоростными поверхностями азимутальные аномалии, отличные от нуля, не могут быть стабильными по величине и знаку в пределах фактически целого квадранта Az_2 ; более того, они должны быть при этом положительными. Следовательно, характер полученных по материалам данной группы аномалий лучше согласуется с представлениями о заниженной скорости в наиболее глубоких частях мантии под северной частью Азиатского континента.

§ 3. Дополнительные сведения об аномалиях времен пробега

Прежде чем переходить к формулировке общих заключений и описанию схематической модели отметим следующее. Мы ставили перед собой задачу изучения регионального строения мантии путем выявления различными способами признаков возможных трансверсальных неоднородностей скоростного пространства, задачу составления начальной модели. Ее дальнейшая проверка, оптимизация путем перебора решений прямой кинематической задачи будет опираться на сравнение вычисленных времен пробега с наблюдаемыми. Принципиально проверка той или иной модели должна была бы

производиться путем использования рассчитанных времен вместо эмпирических в вычислительных схемах, рассмотренных выше.

Однако такую проверку целесообразно, по-видимому, выполнять на заключительных циклах оптимизации. Начальные же ее этапы рационально основывать на непосредственном сличении вычисленных времен пробега с наблюдаемыми. Имеющийся по данному региону материал наблюдений позволяет осуществить такого рода работу в достаточном объеме.

Покажем на двух частных примерах, что наряду с использованной в данной работе кинематической информацией, которая должна быть последовательно применена к процессу оптимизации модели, можно сравнительно легко получить дополнительные сведения об ано-

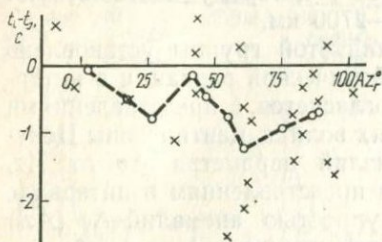


Рис. 62. Распределение значений $O-C$ и результатов их осреднений по значениям азимута очага для станции Симферополь и землетрясений, перечисленных в табл. 18 и 21.

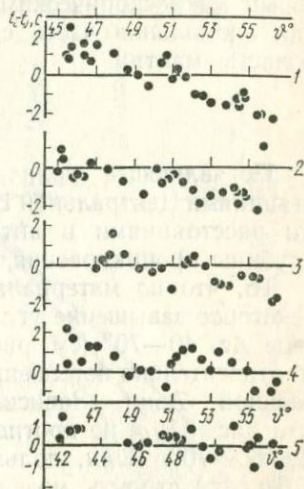


Рис. 63. Аномалии времен пробега волны P по наблюдениям станций профиля Памир — Байкал над землетрясениями.

Дата	Момент очага	Широта	Долгота	Магнитуда
1 — 08. 02. 62	19—40—28	$+\frac{1}{2}^{\circ}$	$+99^{\circ}$	$M=5,$
2 — 28. 03. 62	04—05—20	$+\frac{1}{2}^{\circ}$	$+97^{\circ}$	$M=5\frac{1}{4},$
3 — 31. 12. 62	11—01—03	$+0,6^{\circ}$	$+99,8^{\circ}$	$M=5\frac{1}{4},$
4 — 31. 03. 63	17—28—53	$+0,9^{\circ}$	$+96,4^{\circ}$	$M=5-5\frac{1}{2},$
5 — 09. 06. 61	15—17—42	$+4,1^{\circ}$	$+95^{\circ}$	

(с учетом кинематических станционных поправок, см. гл. III).

малиях времен пробега волн, полезные для построения модели. Выбор этих примеров определяется следующими соображениями.

Как выше подчеркивалось, каждый сейсмический луч является брахистохроной между любыми двумя точками среды; поэтому вариации ее свойств мало сказываются на временах пробега по лучу. Тем не менее, как видно, в частности по результатам расчетов с помощью программы «Фронт», этого влияния достаточно, чтобы соответствующие вариации времен пробега можно было бы выявить измерительными и вычислительными средствами. Таким образом,

допуская наличие в мантии области повышенных скоростей, создающей боковую рефракцию лучей и искажения углов выхода, мы вправе ожидать, что на трассах, «втягиваемых» в эту область, времена пробега волн будут заниженными относительно стандартных.

1. Рассмотрим аномалии времен пробега к станции Симферополь от очагов, перечисленных в табл. 18 и 21, т. е. от тех землетрясений, по наблюдениям которых ранее была выявлена боковая рефракция лучей (гл. V). На рис. 62 представлена зависимость от азимута очага (Az_2) уклонений эмпирических времен пробега от стандартных, взятых непосредственно из Бюллетеня Международного сейсмологического центра (значения $O-C$).

Поскольку соответствующие землетрясения принадлежат к числу сильных, моменты очага определяются для них достаточно надежно, так что размах выборки значений $O-C$ составляет лишь 3с. При полученном размахе и данном объеме выборки трудно говорить о каких-либо нюансах зависимости $O-C = f(Az_2)$, но общее занижение эмпирических времен пробега относительно стандартных не вызывает сомнений. Оно особенно значительно в интервале Az_2 60—80°, т. е. в азимутальном секторе, включающем центр горной системы (хребет Куньлунь и Тибет). Как отмечено выше (§ 1 данной главы), смена знака азимутальных аномалий (см. рис. 45) по наблюдениям станции Симферополь происходит на направлении, проходящем именно через этот центр.

2. Станциями профиля КСЭ ИФЗ АН СССР Памир — Лена зарегистрирован ряд индонезийских землетрясений. На рис. 63 приведена подборка уклонений эмпирических (с учетом станционных поправок) времен пробега от годографов Джеффриса, отвечающих глубинам очагов землетрясений. Увеличению эпицентрального расстояния соответствует здесь переход от западных станций профиля к восточным. Он сопровождается достаточно закономерным уменьшением наблюдаемых времен пробега относительно стандартного годографа. Относительно детально проанализированы записи землетрясения 8 февраля 1962 г. Производная его годографа, найденная способом, описанным в гл. III, меньше соответствующей производной годографа Джеффриса на $0,4 \pm 0,25$ с/град. Азимутальные аномалии, определенные по первым амплитудам трехкомпонентных записей этого землетрясения для большинства станций профиля несмотря на значительное рассеяние таковы, что их можно интерпретировать как результат боковой рефракции к центру Азиатского континента.

Не исключая возможности иных объяснений (которые могли бы явиться следствием детальных изучений материала такого рода, как приведенный в последних примерах), мы можем констатировать, что характер рассмотренных аномалий соответствует представлениям о повышенной скорости волны P в нижней мантии под Азией.

§ 4. Сведения об особенностях строения мантии в районе Азиатского континента по результатам различных исследований

В последние годы опубликованы исследования, свидетельствующие об уклонениях строения мантии под Азиатским континентом от стандартной модели. Они касаются различных глубинных уровней как верхней, так и нижней мантии.

Интересное изучение уклонений эмпирических времен пробега от годографа Джеффриса—Буллена выполнено по наблюдениям ряда станций Индии над землетрясениями, очаги которых расположены по северо-западному и юго-западному краям высокогорной системы Азии, за исключением трех, находящихся в ее центральной части [169]. Авторы пришли к выводам о том, что слой *B* верхней мантии в области, расположенной под северной частью Индии и прилегающей к ней юго-западной частью Китая, характеризуется относительно повышенными значениями скорости волн *P*; наоборот нижняя часть верхней мантии (слой *C*) отличается пониженными скоростями. Исходные данные, приведенные в статье, позволяют заметить, что последний вывод основан на наблюдениях землетрясений только Сибири. Как следует из материалов гл. IV и VI, от очагов этих землетрясений к станциям Индии волны проходят через низкоскоростные зоны в верхней мантии Алтая, Саян и Байкальского рифта, что может быть причиной относительного завышения времен пробега по указанным путям. Поэтому вывод о наличии относительно низкоскоростного слоя на глубине около 900—1000 км под всей Азией или хотя бы под ее юго-восточной частью нельзя считать уверенным.

В упомянутых ранее исследованиях [46, 198] изучена зависимость производной годографа волн *P* от расстояния по данным групп станций, расположенных в Таджикистане и Киргизии. Обнаружено, что в азимутальном секторе 105—115° производные годографа по данным таджикских станций на 1 с/град меньше соответствующих производных в секторе 20—65° или производных по данным группы станций Киргизии в секторе, включающем острова Рюкю и Марианские острова. Это различие производных можно объяснить особенностями строения верхней мантии в районе групп. Однако, с этим плохо согласуется полное отсутствие азимутальных аномалий [46], в частности в направлениях, близких к ортогональным сектору $Az_2 = 105\text{—}115^\circ$. Напротив, найденные авторами аномалии производной и завышение угла выхода в азимутальном секторе 90—140° естественно объяснить завышенными значениями скоростей волн *P* в области мантии, приходящейся на указанный сектор Az_2 и интервал глубин 1300—2000 км.

Некоторые авторы, не выявляя деталей трансверсальных неоднородностей в мантии, указывают на возможное завышение (на 0,10—0,15 км/с по сравнению со стандартной моделью) скорости

волн под Азиатским континентом и занижение ее под Тихим океаном (на 0,1 км/с) [85].

Определяя направления прихода объемных волн по соотношениям амплитуд первых вступлений на трехкомпонентных записях и по разностям моментов вступлений волн на три станции Кавказа от алеутских землетрясений, Ш. Рагимов [103] обнаружил аномальные завышения азимутов очагов, среднее значение которых составляет 10° . Он пришел к выводу о существенной боковой рефракции

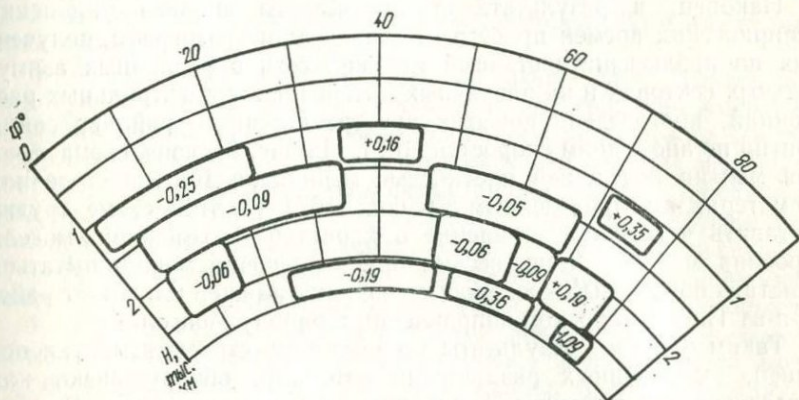


Рис. 64. Схема сечения мантии под Азией плоскостью меридиана 100° (по данным [167]).

Числами в секторах обозначены статистические средние уклоны эмпирических времен пробега от стандартных.

объемных волн, которую, по его мнению, можно было бы объяснить наклоном границ раздела в мантии. Нетрудно показать, что указанному завышению азимута очага должен соответствовать подъем в южном направлении границ раздела (или изоскоростных поверхностей) в районе Среднесибирского плоскогорья на глубине около 2000 км.

В серии статей [135—137, 173], посвященных анализу материалов наблюдений сейсмических станций Фенноскандии и, особенно, сейсмической группы *UPSAS* в Швеции, рассмотрены вопросы строения среды в районе наблюдения и строения нижней тысячи километров мантии под Азиатским континентом (под его северной половиной). Показано, что несмотря на введение поправок, учитывающих горизонтальные неоднородности строения среды (наклон границ раздела) в районе расположения группы *UPSAS*, производная годографа волн *P* оказывается заниженной относительно производной стандартного годографа в широком диапазоне азимутов очагов от $5-10^\circ$ до $100-110^\circ$. Авторы объясняют этот факт наличием сравнительно высокоскоростного регионально ограниченного слоя, опускающегося по направлению от п-ова Таймыр (интервал глубин 1700—2000 км) до Западной Монголии (глубины 2000—2300 км).

Анализ зависимости логарифма амплитуды волны P от расстояния (в интервале $87-119^\circ$) на частотах 0,4, 0,7, 1,0 и 1,3 гц [131], полученной из наблюдений станций Швеции и Финляндии, позволил очертить «пятно» переходной от мантии к ядру зоны (нижние несколько десятков километров), в пределах которого скорость волн P либо не меняется с глубиной, либо относительно несколько понижена. Географически это пятно проектируется за область Западной Монголии (см. рис. 65).

Наконец, в результате статистического анализа отклонений эмпирических времен пробега от стандартного годографа, полученных по наблюдениям станций мировой сети в различных азимутальных секторах и на различных интервалах эпицентральных расстояний, произведена попытка пространственного районирования мантии по аномалиям скоростей [167]. На рис. 64 дана схема сечения мантии под Азией плоскостью меридиана 100° , построенная по материалам, приведенным в работе [167]. По этой схеме трудно составить четкое представление о характере возможной модели строения мантии. Лишь весьма ориентировочно можно пытаться наметить подъем высокоскоростного слоя в нижней мантии от района п-ва Таймыр в южном направлении к району Монголии.

Таким образом, результаты исследований строения мантии под Азией, выполненных различными авторами, обнаруживают как согласующиеся элементы, так и отдельные противоречия. Во всяком случае, эти результаты могут быть использованы дополнительно в наших исследованиях для осуществления совместной интерпретации.

§ 5. Схематическая модель области мантии под Азией

Пространственное положение элементов трансверсальных неоднородностей должно определяться в процессе решения трехмерной задачи для произвольно-неоднородной среды, алгоритмы которой в настоящее время еще разрабатываются. Для приближенного решения указанной задачи можно было бы попытаться применить, например, графический способ построения лучей в двумерно-неоднородных средах [94]. Однако в случае сложной конфигурации изоскоростных поверхностей этот способ приведет на некоторых направлениях к утрированным искажениям. Поэтому для оценки положения элементов неоднородностей на данном начальном этапе (когда истинная форма лучей неизвестна) проще использовать представления о луче как о симметричной плоской кривой, соответствующей стандартной модели Земли. Воспользуемся этими представлениями для приближенной оценки пространственных элементов модели мантии, структура которой отличается от сферически-симметричного строения. Значения аномалий углов выхода и азимута очага, определенные нами, свидетельствуют об относительно небольших вариациях средних скоростей и, следовательно, о пригодности предлагаемого приема для оценки элементов модели мантии.

При решении вопроса о местонахождении скоростной неоднородности на луче, формировании общих представлений о начальной модели строения среды целесообразно исходить из следующих допущений.

1. Начальной схемой строения нужно считать такую модель, которая может удовлетворить наблюдаемые аномалии закономерностей распространения сейсмических волн при минимальных локальных уклонениях скорости от стандартной модели.

2. В качестве простейшей формы неоднородности может быть принята модель слоя.

3. Область неоднородности, имеющая форму слоя, создает наибольшую аномалию средней скорости распространения волны тогда, когда элемент средней поверхности этого слоя служит для участка сейсмического луча соприкасающейся или спрямляющей плоскостью. В рамках сферически-симметричной модели может идти речь о таком слое только для вершинной части луча. Следовательно, если источник аномалии средней скорости отнести к области вершины луча, то эта аномалия может быть удовлетворена наименьшим уклонением скорости в области неоднородности от стандартной модели.

4. Исходя из условия минимума уклонений скорости в области аномалии, можно говорить (для обстановки несимметричной модели) о «соприкасающемся» слое, содержащем, в принципе, любой участок луча и о «спрямляющем» слое — вертикальном или наклонном, содержащем плоскость или криволинейную поверхность луча.

Положение «соприкасающегося» слоя на данном этапе, как отмечалось выше, определяется по местонахождению вершины стандартного луча, соединяющего очаг и пункт наблюдения.

Помимо указанных допущений при рассмотрении результатов расчетов, описанных выше, нужно учитывать следующее:

1. Результаты, представленные в гл. VI, и данные других авторов свидетельствуют о наличии в верхней мантии областей с относительно пониженными значениями скоростей волн P , которые приурочены к линейным геологическим образованиям — хребтам, рифтовым структурам. Это заключение, основанное на региональных данных, нельзя считать общим. Однако, если направление, в котором скорость распространения волны в результате расчетов оказывается заниженной, согласуется с азимутом простираения структур в районе наблюдения или, тем более, совпадает с их створом, то можно предполагать существование низкоскоростной зоны именно в верхней мантии под линейными структурами.

2. Представления, полученные по итогам гл. III, дополненные интерпретацией некоторых результатов расчетов гл. V, свидетельствуют о подъеме изоскоростных поверхностей с запада, севера и востока к центру Азиатского континента на глубинах 1000—1500 км. В тех краевых зонах высокогорного треугольника Азии, для которых мы располагали материалами наблюдений, этот подъем оказался значительно более крутым, чем в смежных регионах. Соответствующий «сдвиг» изоскоростных поверхностей мантии в сто-

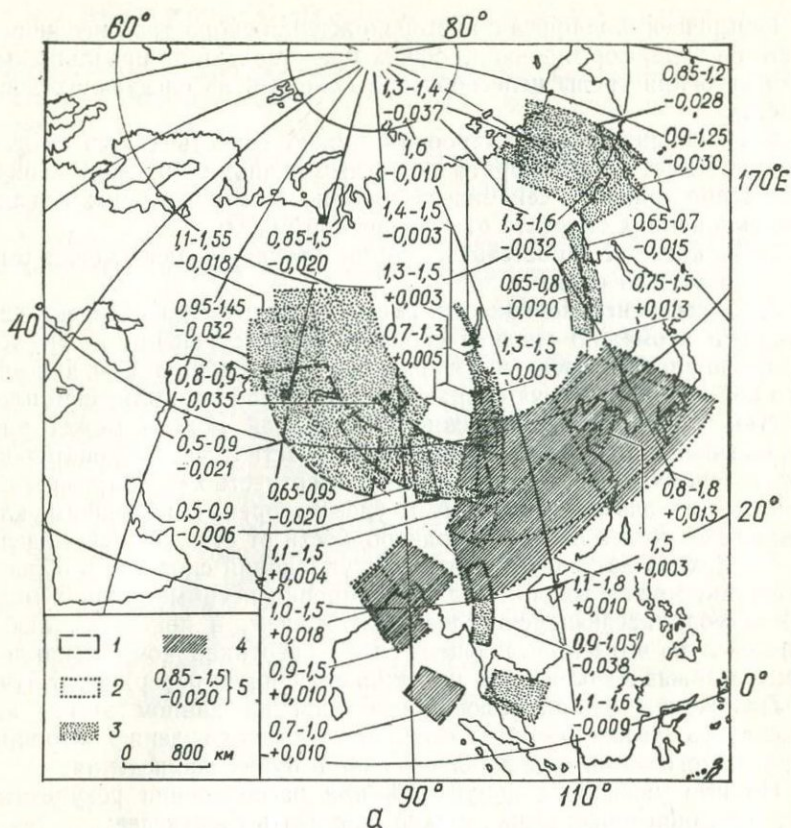
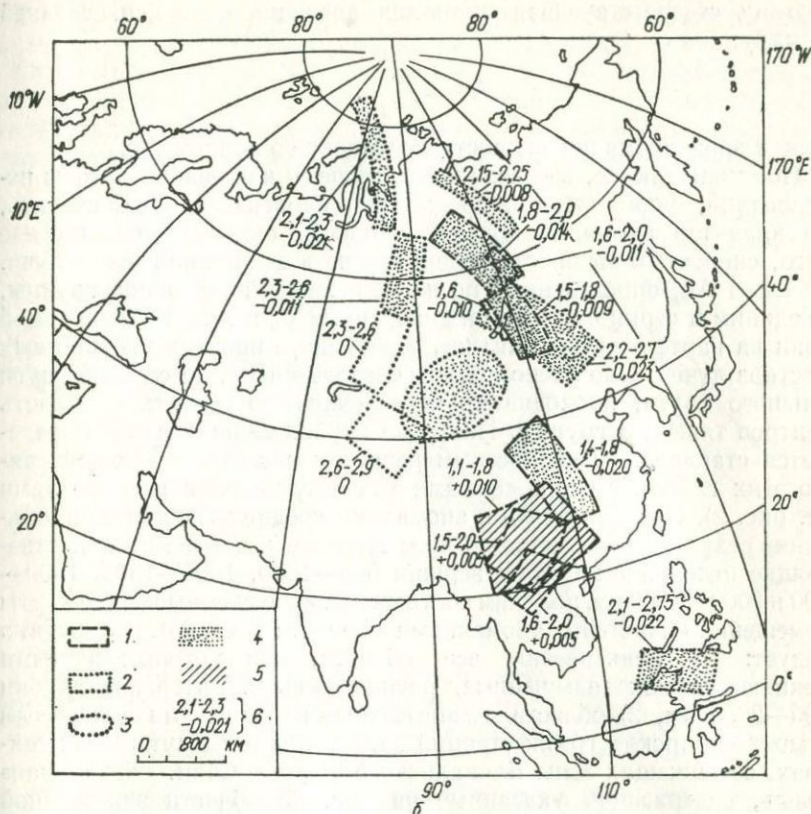


Рис. 65. Схематические карты размещения областей с указанными аномалиями
 a — 1 — 0,5—1,0 тыс. км; 2 — 1,0—1,5 тыс. км; 3 — $\Delta v < 0$ км/с; 4 — $\Delta v > 0$ км/с; 5 — 2,9 тыс. км; 3 — контур аномальной зоны границы ядра (по данным [131]); 4 — $\Delta v <$

рону внешней поверхности Земли создает на указанных глубинах область относительно повышенных значений скоростей волн P . Поэтому, если по каким-то лучам, проникающим в указанную часть пространства мантии, скорость распространения волны P оценивается как завышенная, естественно отнести это завышение к частям лучей, расположенным в нижней мантии.

3. Допустим, что по данным одиночного района наблюдений в некотором азимутальном секторе предположительно выделяется область пространства мантии, характеризующаяся аномальной скоростью.

Если по данным другой системы наблюдений (или нескольких систем) выявляется та же область пространства (или ее часть) с прежним знаком аномалии скорости, то правдоподобность высказанной гипотезы нужно считать существенно большей.



$\bar{\Delta v}$ средних по лучу скоростей в обозначенных интервалах глубины:
 интервал глубин, аномалия средней скорости; б — 1 — 1,5—2,0 тыс. км; 2 — 2,0—
 < 0 км/с; 5 — $\Delta v > 0$ км/с; б — интервал глубин, аномалия средней скорости.

Для оценки аномалий скорости распространения волны воспользуемся описанными выше определениями аномалий Δp параметра мгновенного положения элемента фронта волны и следующими соображениями.

Для любой пары точек: очаг — приемник средняя скорость распространения волны по лучу в стандартной модели Земли есть

$$\bar{v}_J = \frac{l_J}{t_J},$$

где l_J — длина луча, а t_J — время пробега по нему. В реальной Земле за счет зависимости скорости от трех координат в течение того же времени t_J волна может пройти на пути к приемнику расстояние

$$l = l_J + \Delta p.$$

Поэтому соответствующая аномалия значения скорости, средней по лучу, есть

$$\Delta\bar{v} = \frac{\Delta\rho}{t_j},$$

причем знак аномалии скорости совпадает со знаком $\Delta\rho$.

Поступая так же, как делали это выше (и как делают авторы исследований, упомянутых в предыдущем параграфе), будем считать, что характер аномалии средней скорости определяется, прежде всего, скоростью распространения волны в вершинной части луча. Значения $\Delta\rho$, определенные по данным каждой отдельной группы, объединим в серии с близкими значениями ϕ_0 и Az_z . Каждой такой серии на карте отвечает «пятно», содержащее проекции вершинных участков лучей. Оно расположено, следовательно, на середине дуги большого круга, проходящего через очаговую область и область «центров тяжести» группы. Интервал глубин вершин лучей определяется стандартным скоростным разрезом и соответствующей связью этих глубин с сопряженными эпицентрными расстояниями (см. рис. 2). Перейдя от $\Delta\rho$ к аномалиям средних скоростей и объединив результаты расчетов по всем группам в четыре схемы, отвечающие интервалам глубин вершин 500—1000, 1000—1500, 1500—2000 и 2000—2900 км, получим соответствующие схематические карты размещения областей с аномалиями скорости (рис. 65). Из рисунка следует: 1) практически все области, для которых скорости оцениваются как повышенные, расположены в интервале глубин 1000—2000 км, 2) области с заниженными скоростями по данным четырех сибирских групп станций заключены в азимутальных секторах, содержащих зоны Байкальского рифта и Саян. «Начальная» модель, содержащая указанные на рис. 65 области заниженной скорости, может быть рассмотрена в процессе дальнейших исследований.

Однако представляется более правдоподобной модель с областями заниженных скоростей в верхней мантии названных зон, так что рис. 65 дает их увеличенные изображения на повышенных расстояниях. Наоборот, аномалии скоростей, определенные по таким большим системам, как группы станций Индии и Европы, не могут быть сведены к региональным структурным особенностям верхней мантии. Поэтому занижения скоростей, определенные с их помощью, по-видимому, действительно, должны быть отнесены к нижнему тысячекилометровому слою под северной частью Азии и Прибайкальем.

Представим, аналогично предыдущему, схему сечения мантии под Азией плоскостью меридиана 100° (рис. 66). «Освещенность» этого сечения оставляет желать лучшего, но и то, чем мы располагаем, позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Области, отвечающие повышенным значениям скоростей, многократно подтверждены в определенной части сечения различными данными.

2. Части сечения, относящиеся к областям завышенных и заниженных скоростей, четко разделены между собой.

Отсутствие информации о величине скорости на значительной части площади сечения затрудняет построение обобщенной модели. Однако, если в качестве дополнительных источников данных использовать результаты исследований, изложенные в гл. II, III и VI,

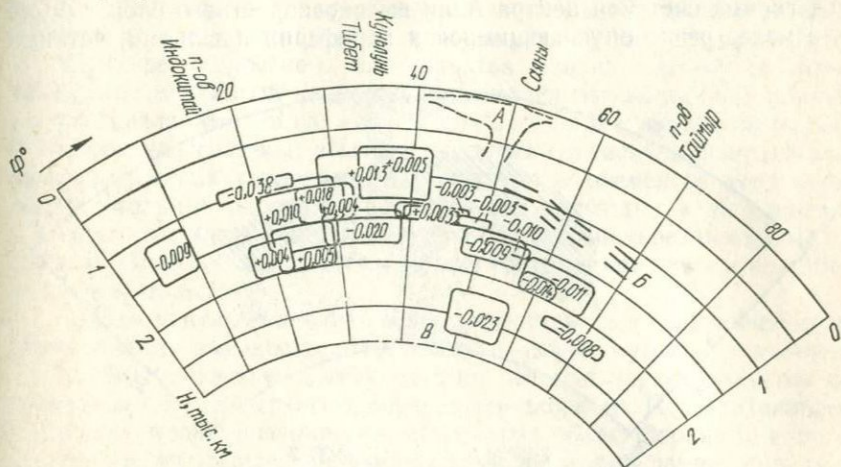


Рис. 66. Схема сечения мантии под Азией плоскостью меридиана 100°.

В секторах указаны значения аномалий скорости, средней по лучу: А — сечение низкоскоростной области верхней мантии под Саянами, Монголией и зоной Байкальского рифта; В — сечения наклонных границ раздела, слоев (по данным гл. 111); В — аномальный участок зоны перехода ядро — мантия (по данным [131]).

а также приведенные в предыдущем параграфе результаты других авторов, то диапазон неопределенностей значительно сократится. На рис. 66 схематически изображены сечения низкоскоростной зоны под Саянами и Байкальским рифтом, наклонных изоскоростных поверхностей под северной частью Азии (положение которых определяется результатами анализа производных эмпирических годографов по наблюдениям профиля и согласуется с азимутальными аномалиями по данным одиночных станций) и, наконец, сечение аномальной части зоны перехода от мантии к ядру [131].

В связи с этими дополнениями можно было бы показать, что факты, приведенные в работе [173] согласуются с моделью, содержащей относительно высокоскоростной слой в нижней мантии, поднимающийся от северной окраины континента по направлению к его центру.

Таким образом, в указанном сечении мантии распределение аномалий скоростей таково, что нужно говорить не об относительно повышенной скорости воли в нижней мантии в целом под континентом с «выступом» ее в центральном регионе, как предполагалось нами ранее [21], а о высокоскоростном слое мощностью 500—700 км, относительно приподнятом под центральной частью континента.

Поэтому рассмотренное выше меридиональное сечение мантии можно представить обобщенной схемой (рис. 67). Такая схема может дать далеко идущие выводы, поэтому прежде всего сосредоточим внимание на выявлении степени ее соответствия эмпирическим данным.

1. Приведенная схема полностью отвечает общим выводам, сформулированным в § 1 данной главы. Можно отметить, что наличие под горной системой центра Азии высокоскоростного слоя с более или менее резко опускающимися к периферии крыльями, четкими

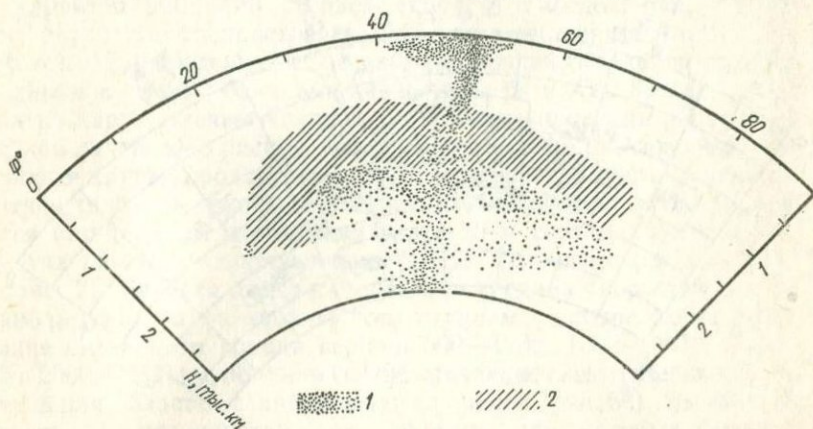


Рис. 67. Схематическое изображение сечения мантии под Азиатским континентом плоскостью меридиана 100° :
1 — зоны относительно пониженных скоростей; 2 — области повышенных скоростей.

субвертикальными контактами зон, которые различаются повышенными и пониженными скоростями по краям системы и в ее центре, создает здесь повышенную гетерогенность скоростного пространства и этим обуславливает относительно увеличенную дисперсию параметров направлений прихода волн и осредненных скоростных характеристик среды. Область наибольших значений трансверсальной составляющей градиента скорости, предположительно связывающая зону верхней мантии под Байкальским рифтом и зону перехода к ядру, создает, по-видимому, ту сложность волновой картины в начальном цуге колебаний, которая была отмечена по данным станции Симферополь (см. гл. V). Она выражается в резком изменении значения и даже смене знака азимутальной аномалии в процессе прохождения волны через пункт наблюдения.

2. Наличие слоя с относительно повышенными скоростями под центральной частью континента на глубинах 1000—1500 км объясняет занижение углов выхода сейсмической радиации, обнаруженное по данным станции Симферополь на расстояниях, больших 70° .

3. Схема на рис. 67 соответствует результатам большинства известных исследований. Она, например, объясняет боковую рефракцию объемных волн, наблюдавшуюся Ш. Рагимовым. Наличие глубоко проникающего в нижнюю мантию опущенного крыла высо-

коскоростного слоя под восточными краями Тибета и хребтов Кунь-лунь и Гималаи объясняет различие уровней производных, выявленное Л. П. Винником, А. А. Лукком и А. В. Николаевым по различным направлениям.

Нужно отметить, что эта схема представляет наиболее обеспеченные результатами определений единственное сечение области мантии под континентом, по которому в общем трудно судить о структуре скоростного пространства мантии. Дополняя схему оценками величины и направления наклона изоскоростных поверхностей, сделанными в гл. III и V для западной и восточной окраин высокогорной системы, а также учитывая согласие положений элементов крупных геологических структур и элементов неоднородности мантии в рассмотренном сечении, приходим к заключению о том, что подобное изображение сечения мантии через центральную область высокогорной системы можно было бы получить и в субширотном направлении.

Модель мантии под Азией можно представить в следующем виде. Относительно высокоскоростной слой в форме купола расположен над глубинной частью нижней мантии, которая характеризуется заниженными и стандартными значениями скорости. Под центральной частью «купола» расположена аномальная область границы ядро — мантия (отличающаяся, по данным других авторов, заниженной скоростью волн P), над центром «купола» (севернее его на $5-8^\circ$) находится центр области пониженных скоростей в верхней мантии Саян и Байкальского рифта. Учитывая повышенную гетерогенность скоростного пространства мантии в центральной части Азиатского континента, можно предположить наличие некоторой «вещественной» и энергетической связи между указанной областью границы ядра, нижней и верхней мантией.

Можно, наконец, предложить и схему процессов, приведших к образованию выявленной структуры мантии. Для этого достаточно использовать широко развиваемые в последние годы гипотезы о процессах перестройки вещества на границе между ядром и мантией и последующего его подъема. Области этих процессов, очевидно, не равномерно распределены по поверхности ядра, а приурочены к некоторым «аномальным» участкам переходной зоны. Можно представить, что в ходе начального этапа перестройки в нижнюю мантию поступают «порции» конгломерата веществ, которые вследствие различных физических причин продолжают подниматься в мантии. При этом из конгломерата последовательно выделяются те его компоненты, плотность которых в каждой данной точке совпадает с плотностью вмещающей среды. Продолжение процесса во времени приводит к «растеканию» вещества вдоль изопотенциальной поверхности, образованию прослоек на различных уровнях. Подобная точка зрения развивается, например, П. М. Сычевым [191].

При этом достаточно допустить, что спектр плотности компонентов является линейчатым (или, практически, имеет ряд максимумов)

с постоянным (или близким к постоянному) шагом «квантования», чтобы объяснить многослойность строения мантии и ту периодичность ее строения, которая отмечена в гл. I. В таком случае, из глобальности ее проявления должна следовать «стандартность» компонентного состава конгломератов для всей Земли, а отклонения от этой периодичности должны быть связаны с трансверсальными вариациями физических условий. Нетрудно показать, что процесс подъема и указанной сепарации вещества должен приводить к образованию трансверсальных неоднородностей. Так как выделение компонента может начаться не раньше, чем будет достигнуто отмеченное равенство плотностей, а скорость радиального подъема не ниже скорости трансверсального «растекания», физическое отделение компонента всегда будет происходить на уровне более высоком, чем уровень равенства плотностей, что, в свою очередь, будет приводить к постепенному подъему каждого данного уровня в окрестностях «канала движения» вещества. Кроме этого, процесс сепарации должен неизбежно приводить к уплотнению вещества в «слое растекания» и его окрестностях и, следовательно, к повышению скорости распространения волн в этом слое.

Приведенные соображения не могут служить универсальным описанием возможных в ряде районов земного шара изменений состояния вещества. Можно лишь предполагать, что под Азиатским континентом в результате процесса, подобного описанному, один из возможных «слоев растекания» приобрел форму «вздутия» и превратился в мощный, относительно высокоскоростной слой. Дальнейшая перестройка вещества на уровне этого слоя и в прилегающих частях мантии привела к выделению относительно низкоскоростной области вещества в верхней мантии над высокоскоростным «куполom» и, в частности, к образованию рифта.

Такая схема развития области мантии, по-видимому, слишком проста для того, чтобы считать ее в какой-то степени завершенной. Однако она может служить отправным пунктом, с одной стороны, для проведения специализированных сейсмологических исследований, с другой — для более детальной проработки системы процессов, обусловивших образование и развитие рассматриваемой структурной особенности мантии. Можно, наконец, отметить, что эти схемы удовлетворительно согласуются с представлениями, сравнительно далекими от сейсмологии. Так, под процессом перестройки вещества может подразумеваться гравитационная дифференциация или тепловая конвекция, или то и другое одновременно. Во всяком случае, предполагаемый нами «канал», связывающий области верхней и нижней мантии, весьма напоминает представления о «перьях конвекции» и их подъеме к «горячим пятнам» на поверхности Земли (тем более, что зона Прибайкалья и Монголии, как известно, относится к числу таких пятен). Интересно также то, что географическое местонахождение указанного «канала» и аномальной переходной между мантией и ядром зоны совпадает с положением центра Азиатской аномалии постоянного магнитного поля, источник ко-

тогого относится И. М. Пудовкиным к нижней мантии и границе ее с ядром [99—101]. Наличие (по нашим данным) в нижней мантии под Тибетом области повышенных скоростей не противоречит особенностям формы геоида [141]. Можно считать, что история развития и формирования изучаемой области мантии правильнее описывается не тем схематическим процессом, который выше предложен нами, а, допустим, схемой развития, представленной в работах [12, 134]. Однако и этот путь приводит автора к гипотетической конструкции рассматриваемой области мантии, которая содержит ряд структурных черт, весьма напоминающих элементы полученной нами схемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамс Л. и др.* Внутреннее строение Земли. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 417 с.
2. *Азбель И. Я.* Программа нахождения скоростных разрезов по годографу и амплитудной кривой волны P или S .— В кн.: Программа для интерпретации сейсмических наблюдений. Л., «Наука», 1972, с. 230—264.
3. *Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 133—179.
4. *Алексеев А. С. и др.* Численный метод решения трехмерной обратной кинематической задачи сеймики.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 1. Изд-во ВЦ СО АН СССР, Новосибирск, 1969, с. 179—201.
5. *Алексеев А. С. и др.* Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 2. Изд-во ВЦ СО АН СССР, Новосибирск, 1969, с. 143—165.
6. *Аниконов Ю. Е., Пивоварова Н. Б., Славина Л. Б.* Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 5, ч. 1. Изд-во ВЦ СО АН СССР, Новосибирск, 1974, с. 92—117.
7. *Антонова Л. В. и др.* Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М., «Наука», 1968. 287 с.
8. *Архангельский В. Т. и др.* Аппаратура и методика наблюдений на сейсмических станциях СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
9. *Афанасьева Н. А., Булин Н. К.* Определение скоростного разреза земной коры и верхней мантии по углам выхода продольных волн.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 12, с. 36—43.
10. *Балакина Л. М. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972. 192 с.
11. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.
12. *Беммелен Р. В. ван.* Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.— В кн.: Система рифтов Земли (Труды симпозиума). М., «Мир», 1970, с. 230—250.
13. *Большев Л. Н., Смирнов Н. В.* Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965. 464 с.
14. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974. 373 с.
15. *Бугаевский Г. Н.* К вопросу о строении оболочки Земли.— Материалы сентябрьской сессии 1956 г., Л., Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 6. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 63—66.
16. *Бугаевский Г. Н.* Некоторые выводы о строении оболочки Земли из годографов Джеффриса.— Геология и геофизика, 1960, № 5, с. 97—102.
17. *Бугаевский Г. Н.* О природе границ раздела в оболочке и годографе продольных волн.— Геология и геофизика, 1960, № 7, с. 117—126.
18. *Бугаевский Г. Н.* Годографы продольных волн Муйского и Гоби-Алтайского землетрясений 1957 г.— В кн.: Краткие сообщения о научно-исследовательских работах за 1960 г. Иркутск, Изд-во Иркутск. ун-та, 1962.
19. *Бугаевский Г. Н.* Выявление неоднородностей строения мантии Земли с помощью годографов прямых сейсмических волн.— В кн.: Изучение внутрен-

- него строения Земли по сейсмическим данным. Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. Вып. 15. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 60—71.
20. *Бугаевский Г. Н.* Годограф сейсмических волн и строение мантии. Вопросы сейсмичности Сибири.— Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР. Вып. 18. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964, с. 151—168.
 21. *Бугаевский Г. Н.* Горизонтальные неоднородности строения мантии в районе центральной Азии.— В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. (Информ. сб. № 2, 1966—1970 гг.). Иркутск, Ин-т земной коры СО АН СССР, 1971, с. 77—84.
 22. *Бугаевский Г. Н.* Изучение элементов рельефа сейсмических границ раздела.— Тр. X Генеральной Ассамблеи ЕСК, Л., 3—11 сентября 1968 г., т. 1. М., Сов. геофиз. комитет, 1970, с. 254—266.
 23. *Бугаевский Г. Н., Рогожина В. А.* Об определении наклонов подошвы коры по моментам вступлений сейсмической волны на группу станций.— В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., «Наука», 1971, с. 270—281.
 24. *Бугаевский Г. Н.* Метод параболической аппроксимации для определения производной эмпирической функции.— Тр. Иркутск. ун-та. Сер. физ.-мат., вып. 2, т. 15, 1957, с. 164—173.
 25. *Бугаевский Г. Н.* Определение ориентировки фронта сейсмической волны.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 8, с. 81—86.
 26. *Бугаевский Г. Н.* Определение поля направлений прихода сейсмических волн по кинематическим данным.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 30, геофиз. сб. № 4). Южно-Сахалинск, 1975, с. 47—58.
 27. *Бугаевский Г. Н.* Способ взаимного коррелирования сейсмических записей для определения разности фаз.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 30, геофиз. сб. № 4). Южно-Сахалинск, 1975, с. 284—287.
 28. *Бугаевский Г. Н. и др.* Использование профильных сейсмологических наблюдений для выявления горизонтальных неоднородностей нижней мантии в восточной части Азиатского континента.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 31—39.
 29. *Бугаевский Г. Н., Нерсисов И. Л., Рогожина В. А.* Горизонтальные неоднородности верхней мантии в Центральной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 6, с. 21—27.
 30. *Бугаевский Г. Н., Рогожина В. А.* Изучение строения верхней мантии в зоне Центральной Азии.— Информ. Бюл. (1967—1968). Иркутск, Изд-во Ин-та земной коры СО АН СССР, 1970, с. 61—63.
 31. *Бугаевский Г. Н., Урбан Н. А.* Боковая рефракция сейсмических лучей на трассах, пересекающих Азиатский континент.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 172—179.
 32. *Бугаевский Г. Н., Шулбаев А. Н.* Применение способа пространственной фильтрации сейсмических колебаний к изучению поля направлений прихода волн.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 30, геофиз. сб. № 4). Южно-Сахалинск 1975, с. 59—74.
 33. *Буллен К. Е.* Введение в теоретическую сейсмологию. М., «Мир», 1966. 460 с.
 34. *Булмасов А. П.* Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным.— Тр. Иркутск. ун-та, Сер. геол., 1959, т. 14, вып. 4, с. 173—185.
 35. *Булмасов А. П. и др.* Глубинные магнито-теллурические зондирования в Прибайкалье.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 140—147.
 36. *Бурмаков Ю. А., Облогина Т. И.* Сейсмические лучи и годографы в трехмерно-неоднородных средах.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 1, с. 37—44.

37. *Вакулин Г. П.* Поляризованный сейсмический анализатор. А. с., кл. М 01 1/16, № 389480, заяв. 26.04.71, опубл. 5.07.73.
38. *Введенская А. В., Балакина Л. М.* О некоторых особенностях поля смещений продольных и поперечных волн, распространяющихся в оболочке Земли.— В кн.: Материалы сентябрьской сессии 1956. Бюл. Совета по сейсмологии, № 6, Л., 1957, с. 59—62.
39. *Введенская А. В., Балакина Л. М.* Двойное лучепреломление в оболочке Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 8, с. 1138—1146.
40. *Венинг-Мейнес Ф. А.* Тепловая конвекция в земной мантии.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 183—208.
41. Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964. 422 с.
42. *Ветров С. В.* О природе гравитационного поля, наблюдаемого над Байкалом.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 126—130.
43. *Винник Л. П., Николаев А. В.* Микроструктура годографа продольной волны.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 4, с. 571—574.
44. *Винник Л. П., Годзиковская А. А.* Зондирование мантии методом сейсмически сопряженных точек.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 10, с. 15—28.
45. *Винник Л. П., Годзиковская А. А.* Латеральные вариации поглощения в верхней мантии под Азией.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 1, с. 3—15.
46. *Винник Л. П., Лукк А. А.* Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 1, с. 9—22.
47. *Винник Л. П., Николаев А. В.* Скоростной разрез нижней мантии по прямым измерениям $dt/d\Delta$.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 11, с. 24—40.
48. *Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли.— Вестн. АН СССР, 1962, № 9, с. 16—29.
49. *Гайский В. Н.* Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений.— Тр. Геофиз. ин-та, № 12 (139), 1950, с. 57—65.
50. *Гервер М. Л., Маркушевич В. М.* Определение по годографу скорости распространения сейсмической волны. Методы и программы для анализа сейсмических наблюдений.— В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 3. М., «Наука», 1967, с. 3—51.
51. *Гервер М. Л., Маркушевич В. М.* Определение скоростного разреза по годографу.— В кн.: Проблема цунами. Вопросы образования и распространения морских разрушительных волн от землетрясений и их оперативный прогноз. М., «Наука», 1968, с. 97—104.
52. *Гервер М. Л., Маркушевич В. М.* Свойства годографа от поверхностного источника. Некоторые прямые и обратные задачи сейсмологии.— В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 4, М., «Наука», 1968, с. 15—63.
53. *Голенецкий С. И.* Азимутальные аномалии по наблюдениям Иркутской сейсмической станции.— Геология и геофизика, 1960, № 6, с. 106—115.
54. *Голенецкий С. И.* Определение мощности земной коры и исследование возможных погрешностей установления гипоцентров по наблюдениям над последующими толчками Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18. Новосибирск, 1964, с. 15—24.
55. *Голенецкий С. И., Лукьянова И. Г.* К вопросу о годографах сейсмических волн по наблюдениям над повторными толчками Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18. Новосибирск, 1964, с. 25—36.
56. *Голенецкий С. И., Медведева Г. Я.* О границах первого рода в верхней мантии Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1965, № 5, с. 57—62.
57. *Голицын Б. Б.* Об угле выхода сейсмической радиации.— В кн.: Избранные труды. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 268—364.
58. *Грин П. Е., Фрош Р. А., Ромни К. Ф.* Принципы Большой сейсмической груп-

- пы (LASA).— Тр. Ин-та инженеров по электротехнике и радиоэлектронике, 1965, № 12. М., «Мир», 1966, с. 2029—2042.
59. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 263 с.
 60. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с.
 61. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 485 с.
 62. Дин В. К. Корреляция волн P и настройка группы.— Тр. Ин-та инженеров по электротехнике и радиоэлектронике. 1965, № 12. М., «Мир», 1966, с. 2073—2076.
 63. Дымарский Я. С. и др. Справочник программиста. Т. I. Л., Гос. изд-во судостроительной пром., 1963, с. 96—97.
 64. Журавлева Л. А. Об устойчивости решения обратной одномерной кинематической задачи сеймики с внутренними источниками.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 4, Новосибирск, Изд-во ВЦ СО АН СССР, 1973, с. 229—248.
 65. Журавлева Л. А., Романов В. Г. Об одном подходе к решению одномерной обратной кинематической задачи сеймики с внутренними источниками.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 3. Новосибирск, Изд-во ВЦ СО АН СССР, 1972, с. 296—320.
 66. Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей.— В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Верхняя мантия. № 9. М., «Наука», 1972. 238 с.
 67. Зорин Ю. А. О глубинном строении впадины озера Байкал по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 7, с. 75—85.
 68. Иващенко А. И., Соловьев С. Л. Мощность земной коры в Курило-Охотском регионе по дисперсии поверхностных волн Лява и Рэлея.— Геология и геофизика, 1969, № 9, с. 94—102.
 69. Кондорская Н. В., Ашиткова Т. М., Мебель С. С. К вопросу о точности эпицентров.— В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 5. М., «Наука», 1971, с. 129—146.
 70. Кондорская Н. В. и др. Некоторые результаты применения электронной вычислительной машины при обобщении сейсмических наблюдений.— В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 1, М., «Наука», 1966, с. 31—53.
 71. Крылов С. В. и др. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону.— Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 84—91.
 72. Кулагин В. К. О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта.— В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1968, с. 5—46.
 73. Кулагина М. В. Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской впадины, Памира, Южного Тянь-Шаня.— ДАН Тадж. ССР, 1971, № 8.
 74. Кушнир Г. С., Пручкина Ф. М. Численное определение лучей и годографов в трехмерных неоднородных средах. Машинный анализ цифровых сейсмических данных.— В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 7, М., «Наука», 1974, с. 106—117.
 75. Линьков Е. М., Саваренский Е. Ф. Прибор для регистрации траектории движения при микросейсмических колебаниях.— В кн.: Сейсмические исследования, № 4. Сер. Результаты МГГ. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 133—137.
 76. Линьков Е. М., Трипольников В. П., Сабанцев С. Б. Поляризационные сейсмические установки.— В кн.: Вопросы геофизики. Уч. зап. ЛГУ, вып. 13, 1962.
 77. Лукк А. А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир — Лена.— Сов. геология, 1966, № 92, с. 106—117.
 78. Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 559—562.
 79. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 279 с.
 80. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.

81. *Маринеску И. и др.* Основы математической статистики и ее применение. М., «Статистика», 1970. 224 с.
82. *Маркушевич В. М., Резников Е. Л.* Определение скоростного разреза по географу при заданной нижней границе скорости. Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных.— В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 6, М., «Наука», 1973, с. 160—198.
83. *Масарский С. И., Моисеенко Ф. С.* Мощность земной коры Алтая и ее связь с тектоникой области. Физика землетрясений и сейсмика взрывов.— Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 25 (192), М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 339—359.
84. *Масарский С. И., Рейснер Г. И.* Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Западной Тувы. М., «Наука», 1971. 155 с.
85. *Матвеева Н. Н., Славина Л. В.* Некоторые результаты изучения особенностей океанической и континентальной мантии Земли.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973, с. 56—64.
86. *Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 377—455.
87. *Мельхиор П.* Земные приливы. М., «Мир», 1968. 482 с.
88. *Миллер Р. Л., Кан Дж. С.* Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965. 484 с.
89. *Мири-заде С. А.* Алгоритм прямой и обратной задачи кинематики отраженных волн в неоднородных средах с криволинейными границами раздела.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Сб. IX. Л., «Наука», 1968, с. 166—173.
90. *Мири-заде С. А.* Численный метод построения отражающих границ в сложных неоднородных средах.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Сб. X, Л., «Наука», 1970, с. 103—110.
91. *Митропольский А. К.* Техника статистических вычислений. М., «Наука» 1971. 576 с.
92. *Моисеенко Ф. С.* Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969. 206 с.
93. *Нерсесов И. Л., Грин В. П., Джанузакоев К.* О сейсмическом районировании бассейна реки Нарын. Фрунзе, Изд-во АН Киргизской ССР, 1960. 177 с.
94. *Облогина Т. И.* Исследование дифракции и рефракции сейсмических волн. Дис. на соиск. учен. степ. докт. физ.-мат. наук. МГУ, геол. фак. М., 1970. 258 с.
95. *Парийский Н. Н.* Земные приливы и внутреннее строение Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2, с. 193—215.
96. *Пасечник И. П.* Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М. «Наука», 1970. 191 с.
97. *Перепелица В. А.* Определение истинного вида смещения «почвы» по сейсмограмме. М., «Наука», 1974. 76 с.
98. *Перцев Б. П.* Косвенный эффект морских приливов в частоте волны M_2 .— В кн.: Вращение и приливные деформации Земли. Вып. 1. Киев, «Наук. думка», 1970, с. 156—165.
99. *Пудовкин И. М.* Пространственная структура геомагнитного поля и некоторые вопросы изучения внутреннего строения Земли.— Геомагнетизм и аэронавигация, 1964, т. IV, № 3, с. 539—547.
100. *Пудовкин И. М., Валуева Г. Е.* Поле Z_{ack} и некоторые геологические сопоставления. Геомагнетизм и аэронавигация, 1969, т. IX, № 4, с. 713—714.
101. *Пудовкин И. М., Валуева Г. Е.* О физической природе мировых геомагнитных аномалий.— Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 105—109.
102. *Пустыльник Е. И.* Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968. 288 с.
103. *Рагимов Шамо.* Вопросы изучения строения Земли. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1966. 241 с.
104. *Саваренский Е. Ф.* О сейсмических волнах, отраженных от границы на глубине 900 км.— Тр. сейсмол. ин-та АН СССР, № 106, 1941.
105. *Саваренский Е. Ф.* Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах.— Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, № 15 (142). М., Изд-во АН СССР, 1952. 111 с.

106. *Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М., Гос. изд-во техн.-теор. лит., 1955. 544 с.
107. *Саваренский Е. Ф. и др.* Определение азимута на эпицентр по данным трех близких станций.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 7, с. 106—111.
108. Система рифтов Земли. Науки о Земле. Т. 24, М., «Мир», 1970. 279 с.
109. *Солоненко В. П.* и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968.
110. *Сорохтин О. Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 7, с. 55—66.
111. *Смирнов Н. В., Белугин Д. А.* Теория вероятностей и математическая статистика в приложении к геодезии. М., «Недра», 1969. 381 с.
112. *Стейси Ф.* Физика Земли. М., «Мир», 1972. 342 с.
113. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наук. думка», 1968. 174 с.
114. *Тараканов Р. З.* Годографы волн P и S — P и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над курило-японскими землетрясениями.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1965, № 7, с. 90—101.
115. *Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— ДАН СССР, т. 176, № 3, 1967, с. 571—574.
116. *Тресков А. А.* Определение основных поверхностей разрывности в структуре земного шара методом фиктивных волн.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. т. XII, № 5, 1948, с. 463—473.
117. *Тресков А. А., Гузов Л. А., Федоров Е. П.* Поверхность Мохоровичича по данным, относящимся к далеким землетрясениям.— Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 127, 1948.
118. *Улюмов В. И.* Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент, «Фан», 1966. 122 с.
119. *Ушаков С. А.* Физика Земли, т. I, Строение и развитие Земли. М., Изд-во ВИНТИ, 1974. 269 с.
120. *Феллер В.* Введение в теорию вероятностей и ее приложения. Т. 1. М., «Мир», 1967. 498 с.
121. *Ферхуген Дж., и др.* Земля. Введение в общую геологию. Т. 2, М., «Мир», 1974. 449 с.
122. Физика земной коры и верхней мантии.— Тр. нац. акад. наук и Нац. науч.-исслед. совета США. М., «Мир», 1966. 254 с.
123. *Флинн Е. А.* Анализ сигналов с использованием прямолинейности и направленности движения частиц.— Тр. Ин-та инженеров по электротехнике и радиоэлектронике, 1965, № 12, М., «Мир», 1966, с. 2085—2087.
124. *Флоренсов Н. А.* Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 40—56.
125. *Цибульчик Г. М.* Анализ структуры сейсмограмм удаленных землетрясений.— Геология и геофизика, 1969, № 4, с. 73—86.
126. *Щечков Б. Н.* Строение земной коры в Евразии по дисперсии поверхностных волн.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 5, с. 694—699.
127. *Щечков Б. Н.* Дисперсия поверхностных сейсмических волн и строение земной коры Евразии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964, № 3, с. 313—321.
128. *Щиголов Б. М.* Математическая обработка наблюдений. М., «Наука», 1969. 344 с.
129. *Якобсон А. Н.* Изучение горизонтальных неоднородностей среды с помощью поверхностных волн.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 12, с. 81—89.
130. *Ahmad F.* Convection current concept in geotectonics.— Bull. oil and natural gas commiss., 1971, vol. 8, N 2, p. 47—66.
131. *Ansell J. H.* Observation of the frequency-dependent amplitude variation with distance of P-waves from 87° to 119°.— Pure and Appl. Geophys., 1974, vol. 112, p. 683—700.
132. *Balakina L. M., Shirokova H. J., Vvedenskaya A. V.* Double refraction in ae-lotropic layers and some peculiarities of low velocity layer in earth's mantle.—

- Union geodes. et geophys. intern. Serie A. Trav. Sci., 1961, vol. 21, p. 87—98.
133. *Belousov V. V.* Against the hypothesis of ocean-floor spreading.— *Tectonophysics*, 1970, vol. 9, N 6, p. 489—511.
 134. *Bemmelen R. W. van.* Geodynamic models. An evolution and a synthesis. Developments in geotectonics. V. 2. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-London — New York. 1972.
 135. *Brown R. J.* Azimuthally varying P-wave travel-time residuals in fennoscandia and lateral inhomogeneity.— *Pure and Appl. Geophys.*, 1973, vol. 105, p. 741—758.
 136. *Brown R. J.* Slowness and azimuth at the uppsala array. P. 1: Array Calibration and Event Location.— *Pure and Appl. Geophys.*, 1973, vol. 105, p. 759—769.
 137. *Brown R. J.* Slowness and azimuth at the uppsala array. P. 2: Structural studies.— *Pure and Appl. Geophys.*, 1973, vol. 109, p. 1623—1637.
 138. *Bugaewski G. N.* Analysis of seismic travel-time curves in association with the question of heterogeneity of the earth structure. Summary. Veröffentlich des Instituts für Bodendynamik und Erbebenforschung in Jena. Heft 77, Berlin, 1964. 213 p.
 139. *Bullen K. E.* An introduction to the theory of seismology. (Second edition). London — New York, 1953.
 140. *Bulletin of the International Seismological Centre*, Vol. 3, N 5. Edinburgh, Scotland, 1970.
 141. *Bursa M.* On the triaxiality of the earth on the basis of satellite data.— *Studia geoph. et geod.*, 1971, vol. 15, No. 3—4, p. 228—240.
 142. *Byerly P.* The Montana earthquake of June 28, 1925.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1926, Vol. 16, p. 209—265.
 143. *Carder D. S.* Mantle structure as inferred from seismic-wave travel times from nuclear explosions in the central Pacific. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.*, 1963, vol. 73, p. 30—31.
 144. *Chauhan R. K. S., Singh R. N.* Crustal structure in Himalayan region.— *J. Ind. Geophys. Union*, 1965, vol. 2, p. 51—57.
 145. *Chinnery M. A., Toksöz M. N.* P-wave velocities in the mantle below 700 km.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1967, vol. 57, N 2, p. 199—226.
 146. *Cleary J.* Analysis of the Amplitudes of Short-Period P-waves Recorded by Long Range Seismic Measurements Stations in the Distance Range 30° to 102°. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, N 18, p. 4705—4912.
 147. *R. K. McConnell, L. A. McClaine.* Viscosity of the mantle and subcrustal convection patterns.— *Compt. rend. Union géodés et géophys. internat.*, 1969., vol. 15, p. 1, p. 115.
 148. *Dahm C. G.* Velocities of P and S waves calculated from the observed travel times of the Long Beach earthquake.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1936, vol. 26, p. 159—171.
 149. *Elsasser W. M.* Early history of the earth. (Earth science and meteoritics, p. 1—30). Amsterdam, North — Holland Publ. Co, 1963.
 150. *Galitzine Pr. B.* (Golicyn). Sur l'angle d'emergence des rayons sismiques.— *Изв. Постоянной Центральной сейсмической комиссии Российской Академии наук*, т. 7, вып. II. Петроград, 1915, с. 185—334.
 151. *Gupta H. K., Narain H.* Crustal structure in the Himalayan and Tibet plateau region from surface wave dispersion.— *Bull. Seism. Soc. Am.* 1967, vol. 57, N 2, p. 235—248.
 152. *Gutenberg B.* Über Erdbebenwellen. VII A. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers.— *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, S. 166—218.
 153. *Gutenberg B.* Untersuchungen zur Frage, bis zu welcher Tiefe die Erde kristallin ist.— *Zeitschr. Geophys.*, 1926, Bd 2, S. 24—29.
 154. *Gutenberg B.* Variations in physical properties within the Earth's crustal layers.— *Amer. J. Sci., Sec. A.*, 1945, vol. 243, p. 285—313.
 155. *Gutenberg B.* On the layer of relatively low wave velocity at a depth of about 80 kilometers.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1948, vol. 38, N 2, p. 121—148.

156. *Gutenberg B.* Wave velocities at the outer portion of the earth's mantle.—*Nature*, 1952, vol. 170, N 4320, p. 289.
157. *Gutenberg B.* Wave velocities et depths between 50 and 600 kilometers.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1953, vol. 43, N3, p. 223—232.
158. *Gutenberg B., Richter C. F.* On seismic waves. *Gerl. Beitr. Geophysik*, 43, 56—133, 1934; 45, 280—360; 1935, 47, 73—131, 1936.
159. *Gutenberg B., Richter C. F.* New evidence for a change in physical condition at depths near 100 kilometers.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1939, vol. 29, N 4 p. 531—537.
160. *Herrin E., Tusker W., Taggart J., Gordon D. W. and Lobdell J. L.* Estimation of surface focus P travel times.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1968, vol. 58, N 4, p. 1273—1291.
161. *Hoffmann J. P., Berg J. W., Cook K. L.* Discontinuities in the earth's upper mantle as indicated by reflected seismic energy.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1961, vol. 51, N 1, 17—27.
162. *The International Seismological Summary 1960—1963.*
163. *Jacob K. H.* Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth.— *J. Geoph. Res.*, 1970, vol. 75, N 32, 1970, 6675—6689.
164. *Jeffreys H.* A further study of near earthquakes.— *Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl.*, 4, 1937, p. 196—225.
165. *Jeffreys H.* The times of P, S and SKS and the velocities of P and S.— *Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, 1939, vol. 4, p. 498—533.
166. *Johnson L. R.* Array measurements of P velocities in the lower mantle.— *Bull. Seism. Soc. Am.* 1969, vol. 59, N 2, p. 973—1008.
167. *Julian B. R., Sengupta M. K.* Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneity in the deep mantle. *Nature*, 1973, vol. 242, N 5398, p. 443—447.
168. *Kaila K. L., Reddy P. R., Narain H.* Crustal structure in the Himalayan foothills area of north India from P-waves data of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1968, vol. 58, p. 597—612.
169. *Kaila K. L., Reddy P. R., Narain H.* P-wave travel times from shallow earthquakes recorded in India and inferred upper mantle structure.— *Bull. Seism. Soc. Am.* 1968, vol. 58, N 6, 1879—1897.
170. *Kanasewich E. R., Ellis R. M., Chapman C. H. and Gutowski P. R.* Seismic array evidence of a core boundary source for the Hawaiian linear volcanic chain.— *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 8, p. 1361—1371.
171. *Kanestrom R.* Upper mantle structure of northern Europe from apparent velocities of P-waves.— *Geophysica*, 1971, vol. 11, N 2, p. 241—248.
172. *Kovach R. L., Robinson R.* Upper mantle structure in the basin and range province, western North America from the apparent velocities of S-waves.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1969, vol. 59, N 4, p. 1653—1665.
173. *Kulhanek O., Brown R. J.* P-wave velocity anomalies in the earth's mantle from the uppsala array observations.— *Pure and Appl. Geophys.*, 1974, vol. 112, p. 597—617.
174. *Lehmann I.* Transmission times for seismic waves for epicentral distances around 20°.— *Geodaet. Inst. K benhavn. Skr.* vol. 5, 1934.
175. *Morgan W. J.* Convection plumes in the lower mantle.— *Nature*, 1971, vol. 230, N 5288, p. 42—43.
176. *Morgan W. J.* Plate motions and deep mantle convection.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972 (1973), N 132, p. 7—22.
177. *Negi J. G., Singh V. P.* Lowe-wave dispersion analysis for the crustal structure of laterally inhomogeneous Himalayas.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1973, vol. 63, N 3, p. 1163—1172.
178. *Otsuka Michio.* Azimuth and slowness anomalies of seismic waves measured on the Central California Seismographic Array, p. 1. Observations. — *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1966, vol. 56, N 1, p. 223—239.
179. *Pariisky N. N.* The regional heterogeneity of the mantle as revealed by earth tides observations.— *Tectonophysics*, 1964, vol. 1, N 5, p. 439—442.
180. *Repetti W. C.* New values for some of the discontinuities in the earth.— *Dissertation. St. Louis University*, 1928. Also. *Manila*, 1930.

181. *Robinson J. L.* A note on convection in the Earth's mantle.—*Earth and planet. sci. lett.*, 1974, vol. 21, N 2, p. 190—193.
182. *Runcorn S. K.* Dynamical processes in the deeper mantle. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 31, N 1—4, p. 623—637.
183. *Saha B. P.* M_2 or first shear mode continental Rayleigh waves from Russian nuclear explosion of October 30, 1961.— *Ind. J. Met. Geophys.*, 1965, vol. 16, p. 277—280.
184. *Seismological Bulletin.* Government of India Meteorological Department (1960—1968).
185. *1968 seismological tables for P-phases.*— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1968, vol. 58, N 4.
186. *Shah P. M.* Ray tracing in three dimensions.— *Geophysics*, 1973, vol. 38, N 3, p. 600—604.
187. *Slichter L. B.* The theory of the interpretation of seismic travel-time curves in horizontal structures.— *Physics*. 3. 1932, p. 273—295.
188. *Sorrells G. G., Growley J. B., Veith K. F.* Methods for computing ray paths in complex geological structures.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1971, vol. 61, N 1, p. 27—53.
189. *Stacey F. D.* Convecting mantle as a thermodynamic engine.— *Nature*, 1967, vol. 214, N 5087, p. 476—477.
190. *Stacey F. D.* Energy balance of mantle convection.— *Tectonophysics*, 1968, vol. 5, N 5, p. 441—445.
191. *Sychev P. M.* Upper-mantle structure and nature of deep processes in Island arc and trench system.— *Tectonophysics*, 1973, vol. 19, p. 343—359.
192. *Tandon A. N., Choudhury H. M.* Seismic waves from high yielding atmospheric explosions.— *Ind. J. Met. Geophys.*, 1963, vol. 14, p. 283—301.
193. *Tarakanov R. Z., Levy N. V.* A model for the upper mantle with several channels of low velocity and strength.— *Geophysical monograph*, N 12. The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Washington, D. C., 1968, p. 43—50.
194. *Tuzo W. J.* Mantle plumes and plate motions.— *Tectonophysics*, 1973, vol. 19, N 2, p. 149—164.
195. *Uwe W.* Übersicht zu Arbeiten über Konvektion im Erdmantel. — *Veröffentl. Zentralinst. Phys. Erde*, 1973, vol. 21, p. 58—62.
196. *Uwe W.* A convection mechanism for explaining episodicity of magmatism and orogeny.— *Pure and appl. geophys.*, 1974, vol. 112, N 1, p. 106—117.
197. *Vaněk J., Stelzner J.* Amplitudenkurven der seismischen Raumwellen.— *Gerl. Beitr. Geophys.*, 1962, v. 71, H. 2, p. 105—119.
198. *Vinnik L. P., Jukk A. A., Nikolaev A. V.* Inhomogeneities in the lower mantle.— *Phys. Earth Planet Interiors*, 1972, vol. 5, p. 328—331.
199. *Wadati K., Masuda K.* On the travel time of earthquake waves.— *Geophys. Mag.* 1934, vol. 8, p. 187—194.
200. *Wiite H.* Beiträge zur Berechnung der Geschwindigkeit der Raumwellen im Erdinnern.— *Nachrichten Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl.*, 1932, Heft 2, p. 199—241.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

Глава I

Модель строения мантии Земли в сферически-симметричном приближении

§ 1. Основные параметры и стандартная модель	5
§ 2. Некоторые хронологические этапы построения стандартной модели	6
§ 3. Представления о «тонкой структуре» мантии	10
§ 4. Трудности схемы сферически-симметричного строения мантии	14
§ 5. Данные, свидетельствующие о наличии трансверсальных неоднородностей мантии	15
§ 6. О необходимости и возможности построения трехмерной модели мантии	18
§ 7. Задачи сейсмологических исследований трансверсальных неоднородностей мантии	19

Глава II

Методические вопросы изучения поля направлений прихода волн

§ 1. Основы алгоритма расчета производной эмпирического годографа при неравноточных результатах наблюдений	23
§ 2. Постановка задачи об определении ориентировки элемента фронта волны по моментам ее вступления на группу станций	32
§ 3. Определение первого приближения к решению задачи об ориентировке фронта	36
§ 4. Определение второго приближения	38
§ 5. Значение средней скорости v_1 при заданном скоростном разрезе	42
§ 6. Взаимное коррелирование сейсмических записей для определения разности моментов прихода волны к станциям группы малого размера	46
§ 7. Задача использования динамических характеристик сейсмических волн для изучения направлений их прихода. Об алгоритме оператора поляризационной фильтрации сейсмических колебаний	48

Глава III

Выявление трансверсальных неоднородностей нижней мантии с помощью производной годографа

§ 1. Профильная система станций и материалы ее наблюдений	52
§ 2. Определение станционных поправок к временам пробега волн P	55
§ 3. Результаты дифференцирования эмпирических годографов	59

Глава IV

Определение направлений прихода волн по кинематическим данным различных групп станций

§ 1. Общие сведения о программе «Фронт»	78
§ 2. Оценка устойчивости решения с помощью программы «Фронт»	80
§ 3. Некоторые особенности вычислительного алгоритма и работы программы	82
§ 4. Использование программы «Фронт» для выявления региональных и локальных вариаций скорости волн в среде	84

§ 5. Об использовании локальных скоростных разрезов. Результаты расчетов для групп станций Средней Азии и Алтая	86
§ 6. Результаты расчетов для групп станций, расположенных в области Байкальского рифта	98
§ 7. Использование материалов наблюдений рассредоточенных групп стационарных сейсмических станций	103
§ 8. Об определении направления прихода волны к компактной группе пунктов наблюдений	107

Глава V

Результаты определения направления прихода сейсмических волн с помощью поляризационной фильтрации колебаний

§ 1. Пример поляризационной фильтрации сейсмических записей ряда станций Прибайкалья	110
§ 2. Схема возможной интерпретации результатов фильтрации сейсмограмм станций Прибайкалья	115
§ 3. Отражающая поверхность — экстраполяция глубинного разлома?	117
§ 4. Поляризационная фильтрация записей, полученных на станции Симферополь	121
§ 5. Поляризационная фильтрация истинного движения почвы	129

Глава VI

Трансверсальные неоднородности верхней мантии в центральной Азии

§ 1. Задача об изучении верхней мантии в районе Азиатского континента	137
§ 2. Исходные материалы сейсмологических наблюдений	140
§ 3. Анализ материалов наблюдений	143
§ 4. Об оценке пространственного положения зоны неоднородности	148

Глава VII

Элементы модели мантии под Азией

§ 1. Общий обзор результатов расчетов	150
§ 2. Представления о скоростной структуре области мантии по данным о параметре мгновенного положения элемента фронта и направлении прихода волны	151
§ 3. Дополнительные сведения об аномалиях времен пробега	159
§ 4. Сведения об особенностях строения мантии в районе Азиатского континента по результатам различных исследований	162
§ 5. Схематическая модель области мантии под Азией	164
Литература	174

ГЕННАДИЙ НИКОЛАЕВИЧ БУГАЕВСКИЙ

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Печатается по постановлению ученого совета Института геофизики АН УССР

Редактор *О. И. Калашникова*. Оформление художника *Л. В. Ламаха* Художественный редактор *Г. И. Малинкович*. Технический редактор *Г. Р. Боднер*. Корректоры *Э. Я. Белокопытова* *Е. Н. Дубарь*.

Информ. бланк № 2006

Сдано в набор 02.03.78. Подп. в печ. 16.10.78. БФ 00338. Формат 60×90/16. Бумага № 1. Лфт. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 11,5. Уч.-изд. л. 11,63. Тираж 1000 экз. Заказ № 8—609. Цена 2 руб.

Издательство «Наукова думка». 252601, Киев, ГСП, Репина, 3

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров, ул. Горького, 8) с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкинг» Госкомиздата УССР 25057, (г. Киев-57, Довженко, 3), зак. 4589.

2719

„НАУКОБІЛАНКА“