

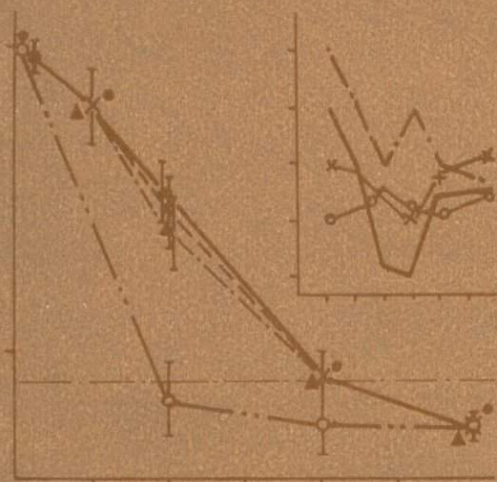
---

---

# АНАЛИЗ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ ПРИ ЗЕМЛЕ- ТЯСЕНИЯХ

---

---



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. <i>Геолого-структурные особенности и инженерно-геологические условия района</i> . . . . .	5
1. Основные черты геологического строения и сейсмичность . . . . .	—
2. Инженерно-геологические условия . . . . .	14
Глава II. <i>Изучение динамических характеристик землетрясений</i> . . . . .	17
1. Методика наблюдений и обработки . . . . .	—
2. Влияние слоя вечномёрзлых крупнообломочных отложений на динамические параметры близких слабых землетрясений . . . . .	23
3. Частотные характеристики мерзлых крупнообломочных грунтов . . . . .	35
4. Связь спектров колебаний скальных грунтов с энергией и эпицентральной дистанцией землетрясений . . . . .	42
5. Поляризация S-волн на мерзлых рыхлых и скальных грунтах . . . . .	49
Глава III. <i>Рассеяние сейсмических волн неоднородностями среды</i> . . . . .	58
1. Анализ пространственного распределения энергии близких землетрясений . . . . .	59
2. Спектрально-временной анализ сейсмических колебаний . . . . .	61
3. Информативность сейсмограммы при изучении динамики сейсмических колебаний . . . . .	64
4. Рассеивающие характеристики скальных грунтов . . . . .	66
5. Сравнительный статистический анализ волнового поля на скальном и рыхлом грунтах . . . . .	68
Глава IV. <i>Анализ записей землетрясений для прогноза колебаний зданий и сооружений</i> . . . . .	71
1. Спектральные закономерности совместных колебаний грунтов и зданий . . . . .	—
2. Результаты физического моделирования зданий как колебательных систем . . . . .	76
Глава V. <i>Выводы и рекомендации</i> . . . . .	80
1. К проблеме эталонных грунтов . . . . .	—
2. К методике сейсмического микрорайонирования . . . . .	87
Литература . . . . .	91

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

# АНАЛИЗ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

4228



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1983



Анализ колебаний грунтов при землетрясениях / Павлов О.В., Дреннов А.Ф., Дреннова Н.Н. и др. - Новосибирск: Наука, 1983.

Изложены результаты экспериментальных исследований сейсмической опасности вечномерзлых рыхлых и скальных грунтов. Исследованы рассеивающие характеристики среды, в которой распространяется сейсмический сигнал, дана физическая интерпретация разброса рядов приращений балльности, получены их основные статистики. Рассмотрена повторяемость приращений балльности по различным выборкам землетрясений. На основе полученных результатов предложена модифицированная методика сейсмического микрорайонирования. Найдено изменение средних спектров Фурье в зависимости от энергии землетрясений и эпицентральных расстояний. Проведен анализ результатов физического моделирования сооружений резонансными системами для выявления наиболее общих закономерностей поведения системы грунт-сооружение при землетрясениях.

Монография представляет интерес для геофизиков, занимающихся вопросами распространения сейсмических волн и оценкой сейсмической опасности грунтов, а также для проектировщиков зданий и сооружений.

Ил. 46. Табл. 14. Библиогр. 122.

Авторы: О.В. Павлов, А.Ф. Дреннов, Н.Н. Дреннова, Ф.И. Иванов, В.А. Потапов, В.В. Ружич, Г.Е. Серова, Л.Г. Соснина

Ответственный редактор канд. физ.-мат. наук В.Н. Табулевич

А  $\frac{1904030000-858}{042(02)-83}$  156-83-IV

© Издательство "Наука", 1983 г.

## ВВЕДЕНИЕ

Круг задач, решаемых при сейсмическом микрорайонировании, чрезвычайно широк — от чисто описательных приемов до получения количественных значений динамических характеристик волновых полей слабых и сильных землетрясений. Однако основными задачами являются прогноз поведения рыхлых грунтов при возможном сильном землетрясении и реакция зданий и сооружений на сейсмическое воздействие. Узловые моменты, определяющие в конечном итоге основные направления исследований, кратко можно представить известной схемой: очаг—среда—грунт—сооружение. Так как исследования проводятся на небольших площадях с малыми базами между регистрирующими системами (будь то сейсмоприемники или сооружения), принимается, что влияние среды, в которой распространяется сейсмический сигнал, на оценку относительной сейсмической опасности пренебрежимо мало. Как правило, относительная сейсмическая опасность рыхлых грунтов, определяемая приращениями балльности либо частотными характеристиками, оценивается средними значениями. При этом разброс их отдельных значений объясняется особенностями излучения сейсмических волн очагом и различным расположением эпицентров землетрясений по отношению к пункту наблюдения. Так, отсутствие оценки особенностей излучения очага и влияния среды привело к тому, что исследования при сейсмическом микрорайонировании сосредоточились в основном на изучении динамических жесткостей слоя рыхлых отложений вне связи с параметрами внешней вынуждающей силы, т.е. произошел разрыв цепочки причинно-следственных связей. Поэтому при изучении относительной сейсмической опасности рыхлых грунтов используются практически все источники упругих колебаний (взрывы, удары, микросейсмы и др.), при которых, как правило, происходит малое заглубление сейсмического луча.

При экспериментальных исследованиях наиболее правильно было бы воспользоваться имеющимися возможностями для изучения причинно-следственных связей, обуславливающих характер распространения сейсмического поля с момента его возникновения до проявления в пункте наблюдения. Один из перспективных способов изучения подобных связей — наблюдение над слабыми землетрясениями с последующей корректировкой полученных результатов на землетрясения большей балльности. Поэтому при планировании исследований, итоги которых изложены в монографии, мы ориентировались на возможность регистрации слабых и среднеэнергетических процессов. Необходимость таких исследований вытекала из полученных ранее результатов [32] по изучению относительной сейсмической опасности рыхлых грунтов Прибайкалья, которые показали, что ряды приращений балльности, а равно и частотные характеристики этих грунтов обладают значительным рассеянием. Это выражалось в довольно больших отклонениях от

дельных значений  $\Delta J$  от среднего значения. То же отмечалось и для частотных характеристик ( $U$ ) на конкретно заданных частотах. Например, для талых песков естественной влажности отношение  $\Delta J_{\max} / \Delta J_{\min}$  достигало 5, а уровень частотных характеристик, полученных по различным землетрясениям на частоте 2 Гц, мог изменяться в пределах 1-9. Вариации уровней частотных характеристик и приращений балльности могут быть обусловлены любым звеном приведенной выше обобщенной схемы. Поскольку в наших исследованиях сооружения представлены физическими моделями, то их частотная характеристика известна.

Выбор места проведения исследований (вечномерзлые скальные и крупнообломочные грунты) был обусловлен тем, что при быстротечных, относительно слабоэнергетических процессах мерзлые грунты можно считать телами, для которых справедлива линейная теория упругости.

Использовано более 500 сейсмограмм землетрясений 7-13-го энергетического класса с эпицентрными расстояниями до 500 км, зарегистрированных в 1976-1979 гг. Исследуемая площадь составляла 10 км<sup>2</sup>. Было рассмотрено влияние слоя вечномерзлых крупнообломочных отложений на интенсивность и частотный состав близких землетрясений. Проведен анализ средних и максимально возможных частотных характеристик крупнообломочных грунтов, поляризационных особенностей рыхлых и скальных грунтов в отношении волны  $S$ . Найдена связь спектров колебаний скального грунта с энергией и эпицентральным расстоянием землетрясений. Изучено влияние рассеивающих свойств среды на формирование сейсмического сигнала и дано представление о пространственной структуре волнового поля и об информативности сейсмограмм при изучении динамики  $S$ -волн близких землетрясений.

На основе сравнительного анализа талых, естественной влажности, обводненных и мерзлых крупнообломочных грунтов обсуждается проблема скальных грунтов как эталонных. Предлагается модификация существующей методики сейсмического микрорайонирования, нацеленная на возможность оценки относительной сейсмической опасности по одному землетрясению с заданной или, по крайней мере, известной точностью.

Авторы благодарны В.И. Виноградову, А.А. Зачиняеву, Н.В. Лизякину, В.И. Тирикову, В.Е. Максименко, Р.С. Шибановой, В.П. Максимовой за помощь, оказанную при сборе и интерпретации фактического материала, а также при оформлении монографии.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА

---

---

1. Основные черты геологического строения  
и сейсмичность

В соответствии с положениями сейсмомикрорайонирования сейсмическая интенсивность на Сьюльбанском полигоне может определяться следующими факторами: 1) процессами в очаге землетрясения (энергией, направленностью излучения, магнитудой, механизмом очага, индивидуальными характеристиками разрушения и др.); 2) строением геологической среды и набором неоднородностей на пути распространения сейсмических колебаний от очага к полигону; 3) физико-механическими особенностями грунтов на площадках полигона. Последний фактор — основной объект рассмотрения в последующих главах. Здесь же в сжатой форме изложены представления авторов, касающихся двух первых факторов — среды и очагов землетрясений. Познакомимся с характеристикой геологической среды, так как процессы в очагах землетрясений тесно связаны со строением геологической среды в сейсмофокальных зонах.

Сьюльбанский полигон был размещен на юго-западном окончании Чарской рифтовой впадины, входящей в систему активно развивающихся структур Байкальской рифтовой зоны. В тектоническом аспекте район расположения полигона считается одним из наиболее сложных как в смысле геологической истории его развития, так и с точки зрения современной структуры. Достаточно подробно эти особенности уже описаны /80, 81, 83, 94/, поэтому можно остановиться только на необходимых структурно-тектонических элементах, характеризующих физико-механические свойства земной коры.

Следует отметить приуроченность района к высокоподвижной краевой части Алданского щитового выступа Сибирской платформы, активность которой по геологическим данным многократно проявлялась с архея и до настоящего времени. В результате этого сформировался очень сложный структурный план с многочисленными неоднородностями в виде разнообразных складок и разломных зон, магматических и метаморфических комплексов, занечатленных в земной коре. Об этом можно судить по приложенной тектонической схеме (рис. I. 1), где отмечены самые общие черты поверхностного структурного плана, выявленного преимущественно геологическими исследованиями.

Из числа структурных элементов, влияющих на становление современного напряженного состояния преимущественно верхней части земной коры, а следовательно на локализацию сейсмофокальных областей и формирование излучаемого сейсмического волнового поля, следует прежде всего назвать разрывные зоны. Выделяются четыре основные системы достаточно крупных разрывов, которые в порядке их суммарной протяженности располагаются следующим образом: субширотная, северо-восточная, северо-западная и субмеридиональная. В неотектонический этап в соответствии с проявлением горизонтальных, преимущественно растягивающих, тектонических усилий северо-западно-

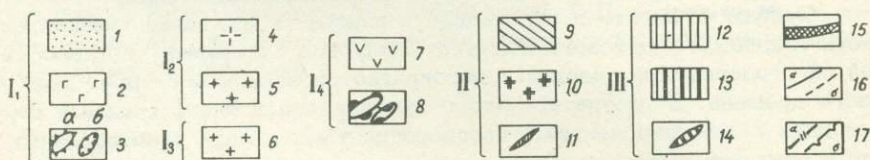
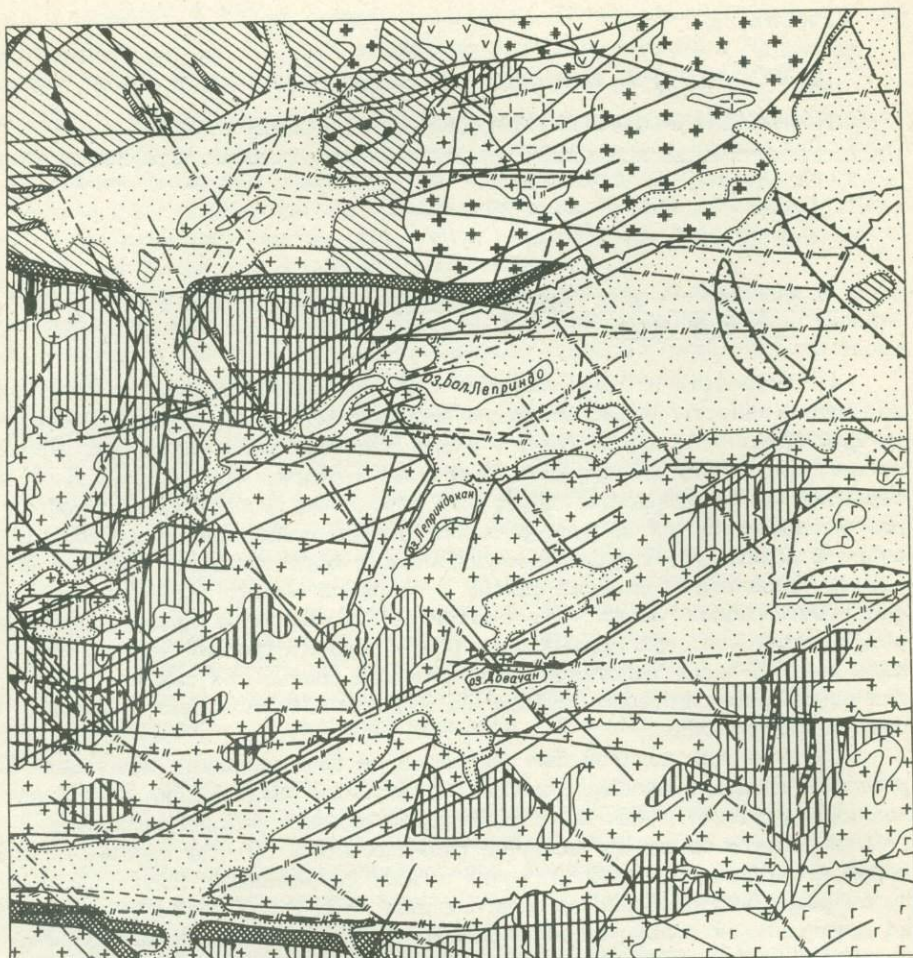


Рис. I.1. Тектоническая схема района Сьюльбанского полигона.

I<sub>1</sub> - I<sub>4</sub> - верхний структурный этаж, сформированный в этапы платформенной активизации (PR<sub>2</sub> - Kz). Структуры, возникшие в кайнозойский рифтогенный этап (I<sub>1</sub>): 1 - отрицательные морфоструктуры, 2 - платобазальты плиоцен-четвертичного возраста, 3 - внутривпадинные структурные элементы второго порядка (а - ядро озерной депрессии, б - осевая часть Верхне-Сакуканского поднятия). Изверженные породы мезозойского этапа (I<sub>2</sub>): 4 - комплекс гранодиоритов и граносиенитов, 5 - комплекс гранитоидов. Интрузивные тела преимущественно кислого состава позднепалеозойского возраста (I<sub>3</sub>): 6 - среднезернистые граниты. 7 - габброидный комплекс и 8 -

го – юго-восточного направления наиболее активно развиваются разломы северо-восточного простирания. Остальные системы разрывов также имеют признаки активного развития, но в меньшей степени. По глубине проникновения на первое место выходят разрывы субширотного и северо-западного направлений. Наличие многочисленных разнонаправленных нарушений сплошности пород в земной коре обусловили, с одной стороны, очень сложное взаимодействие их в процессе неотектонических и современных деформаций и соответствующее размещение высоконапряженных областей, а с другой – очень сильное влияние на волновой процесс распространения сейсмических волн.

Вместе с разрывами анизотропия геологического субстрата проявляется через посредство многочисленных складчатых структур магматических тел преимущественно гранитного состава, зон мигматизации и гранитизации. Здесь необходимо обратиться к геофизическим данным, позволяющим судить о глубинах проникновения перечисленных неоднородностей. По геофизическим данным /40, 60, 64, 69, 96/ выясняется следующая картина глубинного строения района. Лишь отдельные крупные разломы пронизывают земную кору до ее основания, тогда как верхний ее горизонт до глубины 10–12 км весьма насыщен разрывами разных направлений. Гранитные тела, широко распространенные на поверхности, в основном имеют уплощенную форму и прослеживаются на глубину в несколько первых километров. Примерно до глубин 20–25 км породы представлены высокометаморфизованными образованиями, преимущественно гранито-гнейсами, а также гранодиоритами ( $V_p = 5,3-6,3$  км/с). Ниже, судя по скоростному разрезу ( $V_p = 6,35-6,4$  км/с), до подошвы коры (глубины 42–45 км) идут породы преимущественно основного состава, сравнительно однородные и изотропные. Поскольку очаги землетрясений как в пределах района, так и во всей Байкальской рифтовой зоне не выходят за редким исключением из пределов земной коры, мы не будем касаться характеристики аномальной верхней мантии.

Сопоставление поверхностного структурного плана с глубинным приводит к мысли о их значительном различии. Широкое развитие в приповерхностных горизонтах коры процессов ультраметаморфизма и гранитизации привело в конечном счете к существенному структурному преобразованию разреза и скрыло многие структурные элементы. В частности, это относится к некоторым разломам субширотного и северо-западного простираний, зоны которых перекрыты гранитными массивами. Вследствие этого выявление сейсмоконтролирующих тектонических элементов требует обязательного применения геофизических методов.

---

складки второго порядка, возникшие в верхнем протерозое ( $I_4$ ); II – средний структурный этаж, сформировавшийся в позднем архее – раннем протерозое: 9 – осадочно-метаморфогенные образования Кодаро-Удоканского прогиба, 10 – гранитоиды кодарского комплекса, 11 – складчатые дислокации третьего порядка; III – нижний структурный этаж, возникший в раннем архее в период геосинклинального развития: 12 – складчатый комплекс Чарской серии, 13 – ультраметаморфические гранитоиды куандинского комплекса, 14 – складки второго-третьего порядков чарской серии; 15 – зоны разломов глубокого проникновения, заложенные в позднем архее; 16 – региональные и локальные разломы, установленные геологическими методами (а) и скрытые под осадочными отложениями (б); 17 – глубинные разломы по магнитометрическим (а) и гравиметрическим (б) данным.

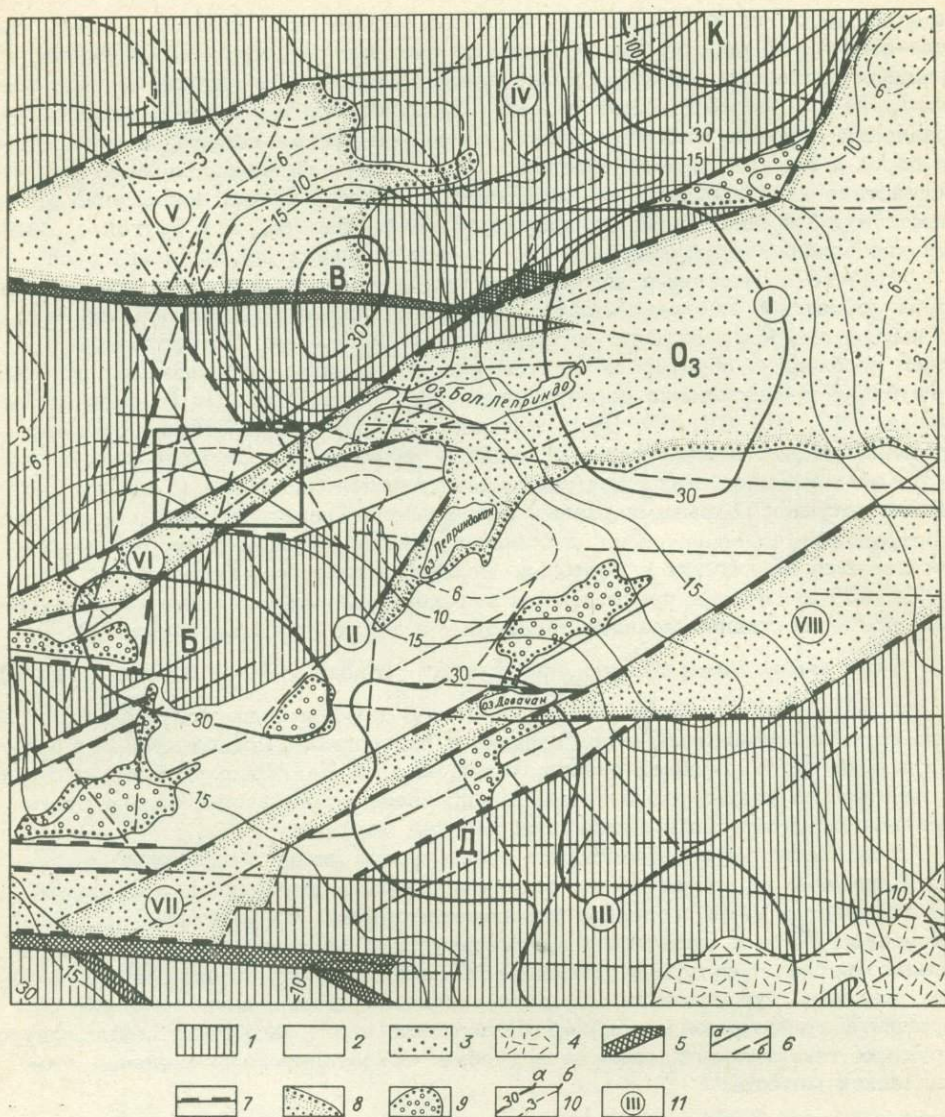


Рис. 1.2. Схема размещения неотектонических структур и эпицентральных полей (Б, В, Д, К, О<sub>3</sub>) в районе Сьюльбанского полигона.

1 - области устойчивого воздымания; 2 - области с промежуточными гипсометрическими положениями, вовлекаемые в относительное погружение; 3 - области относительного погружения, заполняющиеся рыхлыми осадками плиоцен-четвертичного возраста мощностью в сотни метров; 4 - плиоцен-четвертичные базальты; 5 - зоны главных активизированных разломов докембрийского заложения; 6 - разломы, активно развивающиеся в плиоцен-четвертичное время (а) и установленные по геоморфологическим данным и дешифрированию аэрофотоснимков (б); 7 - участки активных разломов с отчетливо проявленными сбросовыми и сбросо-раздвиговыми смещениями; 8 - контур распространения рыхлых отложений, не осложненный разрыв-

Из приведенной краткой характеристики структурно-тектонических элементов видна высокая степень неоднородности среды, ее так называемая "мутность".

К этому необходимо присовокупить и горизонтальные неоднородности в земной коре в виде внутрикорового волновода, имеющего региональное распространение в Байкальской рифтовой зоне, а также аномальные области повышенной электропроводности, локализующиеся в нижнем и среднем этажах земной коры и в верхней мантии. Волноводный горизонт располагается в интервале глубин от 12 до 18 км и отчетливо фиксируется методами ГСЗ за счет аномального снижения скорости пробега упругих волн в среднем на 0,2–0,3 км/с, а также данными МТЗ. Наличие в разрезе коры ослабленного в физико-механическом отношении горизонта, на наш взгляд, значительно снижает несущую способность земной коры в целом, уменьшая ее предельный сейсмический потенциал и влияя на вертикальное размещение очагов землетрясений различных энергий /82/.

После рассмотрения регионального строения земной коры обратимся к некоторым детальным геолого-структурным особенностям Сюльбано-Леприндской перемычки. В неотектоническом плане перемычка в виде небольшого поднятия разделяет западную окраину Чарской впадины и грабен-долину р. Сюльбан (рис. 1.2). Вследствие приуроченности вышеупомянутой перемычки к западной окраине, активно развивающейся Чарской рифтовой впадины, она вовлекается в относительное опускание, которое происходит на фоне растущих хребтов Кодарского – с северной и Удоканского – с южной стороны. Тело перемычки при этом испытывает разнодифференцированные и интенсивные деформации. Полого-выпуклая поверхность перемычки осложнена грабенами и грабенообразными депрессиями, которые приурочены к активно развивающимся разрывным зонам. В пространстве между грабенами располагаются сглаженные ледником выходы выветрелых лейкократовых гранитов. Породы, слагающие тело перемычки, в результате новейших деформаций подверглись интенсивнейшей тектонической переработке, следы которой представлены многочисленными морфологически выраженными разрывными нарушениями. Наиболее развиты дислокации северо-восточного и северо-западного простираний. В меньшей степени представлены разрывы субширотного и субмеридионального направлений. Подробно активные разрывы этого района описаны В.В. Ружичем /79, 81/. Отметим только, что по морфогенетическому типу среди них преобладает отрывной тип нарушений: раздвиги и сбросо-раздвиги. Очень редко встречаются нарушения сколового типа. Протяженность разрывов – метры, сотни метров, хотя встречаются и молодые многокилометровые активно растущие разрывы.

Рассмотренные геолого-структурные неоднородности являются следствием тектоно-магматического развития района, самым поздним

---

ными нарушениями с большими амплитудами; 9 – средне-верхне-четвертичные депрессии, выполненные маломощными рыхлыми отложениями; 10 – основные (а) и дополнительные (б) изолинии плотности эпицентров землетрясений за период наблюдений с 1961 по 1970 г. /54/; 11 – морфоструктуры района: I – Чарская впадина, II – Муйско-Чарская межвпадинная перемычка, III – Удоканское поднятие, IV – Кодарское поднятие, V – Верхне-Сюльбанская впадина, VI, VII – Сюльбанская и Кондинская грабен-долины, VIII – Лурбунская впадина. Рамкой показан контур Сюльбанского полигона.

этапом которого является рифтогенная активизация. Следовательно, геологическая среда в ее современном виде, обладая "структурной памятью", хранит информацию о многочисленных структурных преобразованиях в ходе становления определенных эндогенных режимов развития. Прочитать эту информацию и хотя бы частично ее учесть в анализе волнового поля при землетрясениях весьма трудно, поскольку пути решения проблемы еще только намечаются /104/.

Региональная сейсмичность, сейсмотектоника, а также анализ связи эпицентральных полей и механизмов очагов Чаро-Витимского междуречья со строением земной коры рассмотрены в ряде работ /22, 39, 49, 54, 55, 79, 82, 93/. Можно отметить следующие основные черты сейсмического процесса, которые определяют характер колебаний. Это касается прежде всего энергии и местоположения очагов землетрясений, их механизмов, размеров и конфигураций. С 1957 г. и по настоящее время службой наблюдения было установлено, что наибольшие по энергии очаги землетрясений располагались к юго-западу и северо-востоку от полигона. В первом случае речь идет об эпицентральной поле Муйского катастрофического землетрясения 27 июня 1957 г. с магнитудой 7,5-7,9. Примечательная особенность этого землетрясения - большая длительность афтершоковой деятельности, если можно отнести к афтершокам рой землетрясений высокой плотности, который фиксируется и в настоящее время. Глубина гипоцентра 22 км. Поле удалено от полигона почти на 75 км. Характерной чертой Муйского землетрясения можно считать его приуроченность к пересечению разломов северо-западного и северо-восточного простираний, что подчеркивается соответствующей конфигурацией эпицентрального поля афтершоков.

Механизм рассматриваемого очага отличается от механизма очагов землетрясений, типичного для Прибайкалья, близгоризонтальной северо-восточной ориентировкой оси напряжений сжатия в сочетании с северо-западной направленностью оси растяжения /54/. Сложный характер процесса разрушения в очаге отразился в трех выявленных типах очагов слабых землетрясений. Соответственно и ориентация плоскостей скольжения в очагах также отличается разнообразием, что можно видеть на приведенной схеме (рис. 1.3). Положение гипоцентра под волноводом в земной коре можно интерпретировать как местонахождение стартового разрыва в очаге. Следовательно, излучаемое волновое сейсмическое поле по трассе очаг-приемник претерпело искажающее влияние из-за взаимодействия с неоднородностями среды. Изменения амплитудно-частотных характеристик очагового излучения за счет поглощения, рефракции, рассеивания, отражения и преломления структурными неоднородностями геологической среды закономерно для всех типов источников. По мере того как увеличивается протяженность трассы очаг-приемник, возрастает влияние помех и искажений неоднородностями среды, особенно в таком районе, как Чаро-Витимский.

15 мая 1970 г. к северо-востоку, на расстоянии около 40 км от Сьюлбано-Леприндской перемычки, произошло Кодарское землетрясение с магнитудой 5,5 и афтершоком значительной энергии ( $M=4,8$ ). Эпицентры этих толчков приурочены к юго-восточному склону Кодарского хребта. Глубины гипоцентров у основного толчка и афтершока, по расчетам С.И. Голенецкого /20, 21/, равны соответственно 15 и 10 км. Затухание афтершоковой деятельности до фонового уровня составило примерно 5 лет. Оси сжатия и растяжения в очаге главного толчка располагались в субгоризонтальной плоскости, что не типично для наиболее распространенных в рифтовой зоне механизмов. Подвижки в очаге главного толчка происходили по плоскостям скольжения субширотно-

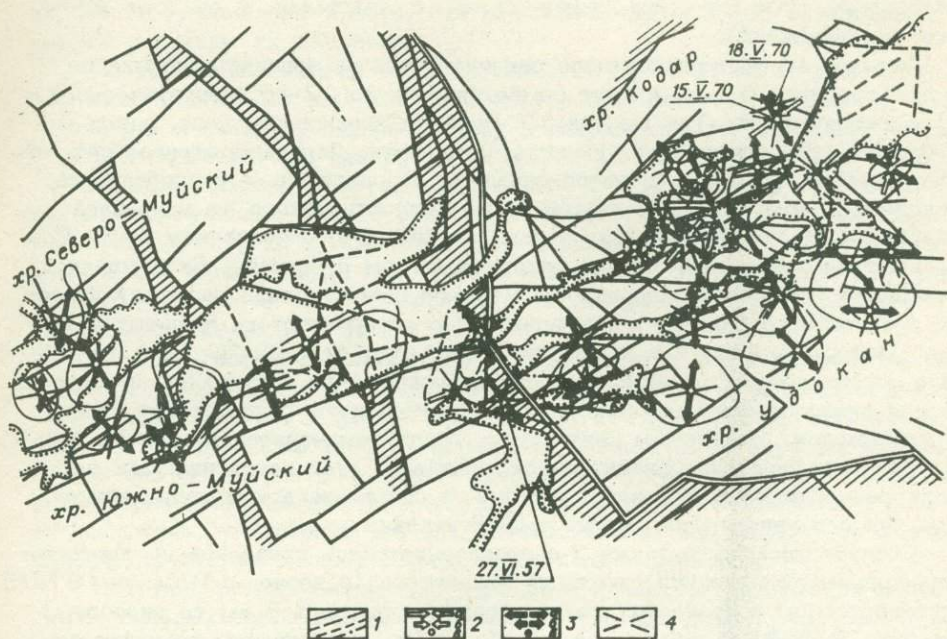


Рис. 1.3. Ориентация осей сжимающих и растягивающих напряжений и простирания возможных поверхностей скольжения в очагах землетрясений Чаро-Витимского района (по Л.А. Мишариной).

1 - контуры эпицентральных областей групп землетрясений; 2 - близгоризонтальные (а), наклонные (б), близвертикальные (в) оси сжимающих напряжений; 3 - то же, для растягивающих напряжений; 4 - простирания возможных поверхностей скольжения в очагах землетрясений. Сплошными линиями показаны разломы региональные, пунктирными - глубинные, двойными - зона краевого шва западной окраины Алданского щита.

го и северо-восточного простираний /54/. В очаге наиболее мощного афтершока с эпицентром, расположенным в 6-7 км восточнее основного эпицентра, механизм изменился весьма существенно, вероятно, в связи с изменением направления вспарывания в сложно построенной геологической среде. Оси напряжений сжатия и растяжения приобрели крутонаклонное положение, а плоскости скольжения были ориентированы в направлениях, близких к широтному. Кроме того, охарактеризуем четыре эпицентральных поля более слабых землетрясений, расположенных на небольшом (до 25-35 км) удалении от полигона. Они показаны изолиниями плотности эпицентров на рис. 1.2.

Верхне-Сюльбанское эпицентральное поле приурочено к южному борту одноименной впадины. Невысокий энергетический уровень фиксируемых здесь землетрясений (К-6-9), умеренная плотность эпицентров позволяют относить этот район к числу слабоактивных. В 1972-1974 гг. здесь отмечалось некоторое усиление сейсмической активности в виде возрастания количества землетрясений и энергии. Вместе с этим наметилась тенденция некоторой миграции эпицентров в восточном направлении, возможно связанной с направленностью активизации протяженного глубоко проникающего разлома вдоль южного борта впадины. Механизмы очагов Верхне-Сюльбанского эпи-

центрального поля по типу очень схожи с таковыми в области Муйского землетрясения.

Озерное эпицентрального поле располагается на западном замыкании Чарской впадины. В него входят землетрясения до 12-го энергетического класса включительно. Так же как и в Верхне-Сюльбанском поле, здесь в 1972-1974 гг. отмечалось усиление активности. Для рассматриваемого поля характерно удлинение в северо-западном направлении. Эта особенность, по-видимому, обусловлена наличием неоднородности такого же направления, фиксируемой по геолого-геофизическим данным на юго-восточном борту Чарской впадины и под ее чехлом в кристаллическом субстрате. Складывается впечатление, что эта неоднородность (скорее всего, в виде разлома) играет роль прочностного барьера и ограничивает с северо-востока эпицентрального поле. Она отражается и в характере очагов группы землетрясений, входящей в состав рассматриваемого эпицентрального поля и имеющей аномальные для рифтовой зоны механизмы и северо-западную ориентировку площадок скольжения. Механизмы двух других групп землетрясений типичны для рифта. Им присуще субгоризонтальное положение осей растягивающих напряжений, развернутых в субмеридиональном и северо-западном направлениях, тогда как оси напряжений сжатия субвертикальны.

Следует упомянуть также и о проявлении здесь признаков пространственно-временной миграции скоплений эпицентров (в период с 1966 по 1974 г.) в юго-восточном направлении на расстоянии порядка 6-8 км со скоростью 1 км/год. В 1981 г. вблизи южного борта Чарской впадины возникло землетрясение 14-го энергетического класса, которое как бы подтвердило указанную тенденцию смещения сейсмической активности.

Эпицентры, входящие в Баронкинское эпицентрального поле, локализируются в среднем течении р. Сюльбан, тяготея к его левобережью. К юго-востоку от него располагается Довачанское эпицентрального поле. Вместе эти два поля трассируют вытянутую в северо-западном направлении зону, о которой будет сказано ниже. Баронкинское скопление эпицентров представлено толчками сравнительно невысокого энергетического класса ( $K=6-10$ ), но в 1958 г. в его пределах отмечено семибальное землетрясение. После него наступил длительный спад активности. Привлекают внимание неоднородные механизмы очагов двух групп землетрясений, входящих в пределы поля. Для одной из них установлено необычное направление оси напряжений растяжения, лежащей в горизонтальной плоскости, но ориентированной в направлении северо-восток-юго-запад. Обе площадки скольжения северо-западного простирания совпадают с простиранием зоны древнего регионального разлома. Установленные механизмы, типы подвижек в очаге и их направление позволяют думать о связи данных очагов с активизацией упомянутого разлома. В этом же пространстве земной коры распространены очаги землетрясений, в которых оси напряжений сжатия и растяжения лежат в горизонтальной плоскости, а площадки скольжения ориентированы субширотно и субмеридионально. Поверхностные разрывы сходного направления, имеющие признаки новейшей и современной активности, в пределах поля выражены достаточно ярко.

Довачанское эпицентрального поле охватывает скопление эпицентров, расположенных в окрестностях оз. Довачан, у северного склона хр. Удокан. Контур поля, очерченный изолиниями плотности эпицентров со значениями 15 и 30, имеет вид двух соприкасающихся овалов, вытянувшихся в северо-западном направлении. Его северо-западная оконечность почти сливается с Баронкинским эпицентрального полем, а юго-восточная захватывает вершинную по-

верхность Удоканского хребта, где располагаются молодые базальтовые эффузивы и центры их излияний.

За период наблюдений сейсмологов с 1961 по 1976 г. улавливается ощутимое (до 15–20 км) смещение центра сейсмической активности поля эпицентров к северу и северо-востоку в направлении от вершинной части хребта к подножию его северного склона. В 1974–1975 гг. там возникли очаги землетрясений соответственно 14-го и 13-го энергетических классов. Складывается впечатление о стягивании эпицентров землетрясений слабых и умеренных энергий к южному борту Чарской впадины, к месту ее заливообразного расширения в виде Нижне-Ингамакитской депрессии. На основании изучения очагов Л.А. Мишариной /54/ в пределах поля выделены три группы механизмов (см. рис. 1.3).

Геолого-геофизические данные указывают на наличие крупной неоднородности северо-западного простирания, скорее всего, в виде активизированной разломной зоны древнего заложения, которая трассируется от оз. Довачан до Верхне-Сюльбанской впадины. В верхней части коры во многих местах она оказалась залеченной палеозойскими гранитами, а в более глубоких горизонтах земной коры находит отражение в геофизических полях. Не исключено, что именно она как прочностной барьер определяет и конфигурацию, и местоположение Довачанского поля эпицентров.

Нетрудно предположить, что сложность процессов разрушения пород в очагах сильных землетрясений отражается в амплитудах и частотном диапазоне волновых колебаний. Высокочастотное, так называемое "жесткое", излучение очагов и его тонкая структура изучались в последние годы многими исследователями /15, 26, 61/. Ими было показано, что источником некогерентного излучения являются сравнительно небольшие разрывы периферийных частей очага или разрушающихся "перемычек" и "шероховатостей" при формировании магистрального разрыва. Естественно, что очаговые спектры сильного и слабого землетрясений будут различаться по амплитудно-частотным характеристикам так же, как и длины возникающих в очагах разрывов. Поэтому выявление характерного по частоте излучения для всей записываемой приемниками гаммы землетрясений будет наряду с другими причинами зависеть и от их энергетического класса.

Рассматриваемая территория Витимо-Чарского региона отличается от большинства других в Байкальской рифтовой зоне высокой степенью сложности строения земной коры, что обусловлено всем ходом длительного геологического становления структуры земной коры. В рифтовом режиме тектонического развития в земной коре, подвергаемой деформациям, в соответствии со сложной структурой возникло весьма неоднородное поле напряжений, вследствие чего мы сталкиваемся с очень разнообразными типами очагов землетрясений и их сложным распространением как по площади, так и по глубинам. Сложное напряженное состояние земной коры в окрестностях Сюльбанского полигона несомненно выражается и в неординарном характере волнового поля, формирующегося в очагах землетрясений и на путях его распространения в неоднородной геологической среде. Ученье все геолого-структурные особенности, влияющие на амплитудно-частотный спектр и другие характеристики сейсмограмм на современном уровне изучения, пока невозможно. А без этого нельзя подойти к выявлению функциональных связей в схеме источник-среда-грунт-сооружение. Остается один путь – выявление характеристик волнового поля статистическими методами.

## 2. Инженерно-геологические условия

Сейсмометрические наблюдения велись в пределах сложного в тектоническом отношении участка, включающего скальные грунты (граниты) от монолитных до раздробленных трещиноватых и крупнообломочные с различной степенью окатанности, сложенные песчаными и супесчаными прослойками.

Ниже приводится инженерно-геологическая характеристика изучаемых грунтов. Для характеристики геолого-литологического разреза в пунктах наблюдения использовались скважины.

Граниты среднезернистые, массивные, светло- и розовато-серые с порфиroidными выделениями калишпата. Нередко они подвержены катаклазу, лимонитизации, особенно по трещинам. Минеральный состав гранитов характеризуется присутствием плагиоклаза (15-40%), калиевого полевого шпата (25-55%), кварца (15-35%), биотита (5-15%). Среди второстепенных минералов отмечаются роговая обманка, хлорит, мусковит. По трещиноватости в массиве, граниты неоднородны. Наиболее трещиноватые встречаются на глубинах 50 м. Направление падения трещин от вертикального до  $15^\circ$  к оси зерна. Поверхности трещин преимущественно ровные. Кроме охристо-бурых гидроокислов железа по поверхности трещин отмечаются грязно-зеленые налеты вторичных глинистых минералов. Удельная трещиноватость составляет 8-10, реже 20%.<sup>6</sup> Раскрытие трещин измеряется 3-5 см и иногда достигает 8 см. В массиве по трещинам повсеместно отмечается лед. Контакты между стенками трещин отсутствуют на глубину до 40-50 м. Анализ материалов исследований позволяет предположить о возможной распученности гранитов в массиве. Объемная льдистость составляет 3-11%, коэффициент трещинной пустотности изменяется от 0,16 до 0,37. Специальному исследованию характера деформирования при динамических воздействиях предшествовало изучение комплекса показателей, характеризующих физико-механические и упругие свойства гранитов с применением ультразвуковых испытаний. Результаты этих исследований сведены в табл. I.0.

Исследование характера возможного влияния свойств гранитов на динамические параметры сейсмических воздействий в лабораторных условиях проводилось на образцах, отобранных в 1973 г. При этом оценивались показатели свойств, соответствующих состоянию на 1980 г. Важная особенность исследуемых образцов гранитов - резкое изменение физического состояния, в частности объемной массы. Для образцов, отобранных из предполагаемых зон распученности, объемная масса почти не изменялась, период релаксации менялся значительно (от  $1 \cdot 10^8$  до  $1,6 \cdot 10^7$  с). Для образцов из зон с высокой концентрацией напряжений относительное изменение объемной массы составило  $1,2 \cdot 10^{-2}$  -  $4,3 \cdot 10^{-2}$ , период релаксации  $1 \cdot 10^6$  -  $1,2 \cdot 10^7$  с.

Состояние пород под нагрузкой свидетельствует, что деформирование скальных пород при оттаивании сопровождается упругими, пластическими и остаточными деформациями. За критерий перехода одного типа деформаций в другой принимались предел упругости, длительная прочность и прочность при мгновенном приложении нагрузки.

Предел длительной прочности мерзлых кодарских гранитов меньше величины мгновенной прочности на 20-25%, а при оттаивании - на 38-43%. При повышении скорости нагружения предел прочности мерзлых гранитов при температуре  $-5^\circ\text{C}$  повышается неоднозначно - зависит от коэффициента трещинной пустотности и степени распученности. Для наиболее прочных, малотрещиноватых образцов при скорости нагружения  $100-500 \text{ кгс/см}^2/\text{с}$  пре-

Таблица 1.0

Показатели свойств (средние значения из 10 определений)	1979 г.	1980 г.
Плотность пород, г/см <sup>3</sup>	2430	2120
Крепость по М.М. Протодяконову	10	8
Модуль сдвига, кгс/см <sup>2</sup> · 10 <sup>5</sup>	0,98	0,77
Модуль Юнга, кгс/см <sup>2</sup> · 10 <sup>5</sup>	2,1	1,99
Модуль объемного сжатия, кгс/см <sup>2</sup> · 10 <sup>5</sup>	0,95	1,0
Коэффициент Пуассона	0,11	1,12
Скорость продольной волны, м/с	3018	2993
Скорость поперечной волны, м/с	1978	1628
Акустическая жесткость, кг/м <sup>3</sup> · м/с · 10 <sup>6</sup>	7,33	6,34
Прочность при одноосном сжатии, кгс/см <sup>2</sup>	1094,3	1082,2
Прочность на сжатие после 5 циклов промораживания, кгс/см <sup>2</sup>	518,4	319,5
Прочность на сжатие в водонасыщенном состоянии, кгс/см <sup>2</sup>	942,9	797,5
Коэффициент размягчения	0,86	0,73
Пористость, %	0,76	0,70

дел прочности увеличивается от 1080 до 1860 кгс/см<sup>2</sup>/с, деформации начинают фиксироваться при нагрузках 180–210 кгс/см<sup>2</sup>/с. Для слабых сильно трещиноватых образцов с коэффициентом трещинной пустотности 0,21–0,37 предел прочности изменяется от 520 до 660 кгс/см<sup>2</sup>/с, деформации начинают фиксироваться при 130 кгс/см<sup>2</sup>/с. Переход процесса деформирования от упругого к остаточному резкий, образцы, теряя прочность, превращаются в дресву.

Зависимость прочности от скорости нагружения носит линейный характер только для талых малотрещиноватых разностей гранитов, для мерзлых образцов с объемной льдистостью 6–11% – нелинейна. Относительная деформация, при которой мерзлый образец разрушался в динамическом режиме нагружения, была значительно ниже, однако затухание деформирования значительно быстрее наступало для талых образцов.

Наличие таких фактов позволяет предполагать о возможном проявлении реологических процессов в мерзлых скальных гранитах кодарского комплекса. Лед, содержащийся в гранитах, может выравнивать механические свойства неоднородного массива только при слабых воздействиях (менее 26 кгс/см<sup>2</sup>/с).

Крупнообломочные грунты исследовались в пунктах 2 и 4 (см. рис. П.1). Представлены они валунно- и гравийно-галечниковым материалом с

песчаным заполнителем, реже с песчано-глинистым. По генезису эти отложения отнесены к среднечетвертичным полупокровного оледенения (пункт 2) и плейстоценовым аллювиальным (пункт 4).

Ледниковые образования (пункт 2) распространены в пределах невысоких пологих водоразделов и состоят из глыб, валунов, гравия с примесью дресвы, песка и суглинка. Слагающий морену материал сортирован, окраска материала желтоватая, реже желтовато-бурая и пепельно-серая. Глыбы — важный компонент морены, хотя и составляют 1/5 часть объема. Размеры их достигают 0,8–0,5 м, реже 1–1,5 м. Форма округлая или слабоуплощенная. Форма обломков и окатанность зависят от состава. Состав в целом местный, многие глыбы представлены среднезернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, легко поддающимися обработке. Нередко встречаются глыбы, образованные песчаниками сакуканской свиты. Они чаще всего имеют уплощенную форму, меньшую окатанность. Необходимо отметить, что только 20–25% глыбового материала встречается на поверхности морены, а большая часть — по разрезу.

Валуны приурочены к верхней части разреза морены. Их размеры колеблются от 10 до 80–50 см.

Мелкозема (песка, суглинка) на поверхности морены мало, он вымывается и выносится. Вниз по разрезу количество заполнителя увеличивается. Коэффициент окатанности обломочного материала морены изменяется от 29 до 34. Количество заполнителя изменяется от 10 до 38%, редко достигает 60%. К заполнителю отнесены фракции диаметром менее 25 мм. Незначительное количество заполнителя (10–15%) указывает на местные особенности материала полупокровной морены и незначительный эффект его истирания. Возраст моренных отложений оценен по взаимодействию отложений двух морен района, по полевым наблюдениям, по результатам дешифрирования аэрофотоснимков и геоморфологическим особенностям местности. Залегают они на поверхности дочетвертичного пенегиена и нигде в долинах не встречены. Мощность этих отложений в пределах экспериментального полигона изменяется от 6–10 до 20 см.

На всю мощность ледниковые отложения находятся в мерзлом состоянии, льдистость составляет 8,0–16,3%, криогенная текстура корковая и массивная. Значительное увеличение льдистости до 29,5% отмечается в небольших по мощности и площади линзах песка. Сложение этих образований довольно плотное, объемная масса их изменяется от 2,09 до 2,51 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем 2,2 г/см<sup>3</sup>. Наличие большого количества заполнителя, низкая отрицательная температура ( $-2,9 \div -3,5^{\circ}\text{C}$ ), плотное сложение придают грунту в массиве значительную жесткость. В талом состоянии при испытаниях на образцах грунт уплотнялся, характер деформирования упругопластический. При быстром нагружении характер диаграммы объемного сжатия приближался к диаграмме скального грунта. Особые изменения характера деформирования наблюдаются в областях фазовых изменений при статическом нагружении. Это рассматривается нами как результат неравномерного распределения напряжений, минеральные компоненты воспринимают более высокое давление, а лед — низкое. Происходит перегруппировка агрегатов в минеральном скелете. При значениях льдистости менее 10%, когда имеет место наличие пор, заполненных воздухом, влияние фазовых состояний на графиках сглажено.

При динамическом нагружении фазовые изменения протекают на пределе мгновенной прочности (т.е. при нагрузке, соответствующей начальному возникновению пластических зон).

Влияние незамерзшей воды в процессе динамических воздействий от землетрясений может резко снизить прочность грунтов на сдвиг, особенно грунтов с хорошей степенью окатанности обломков.

Аллювиальные гравийно-галечниковые грунты (пункт 4) распространены в долине р. Сюльбан и слагают низкую надпойменную террасу. Мощность аллювиальных отложений 3,6–15 м. Залегают они на эродированном цоколе коренных пород. Основную массу современных аллювиальных отложений составляет крупная галька (20–46%), включения валунов изменяются от 10 до 26%. Максимальные размеры валунов 40 см. В разрезе этих отложений в виде линз и карманов отмечаются легкие супеси. Мелкозем наблюдается и в составе гравийно-галечниковых отложений. Его содержание весьма неравномерно изменяется от 7 до 36%. Коэффициент окатанности обломочного материала превышает 52. Грунт мерзлый с температурой  $-2^{\circ}\text{C}$ , с льдистостью 11–47%, неоднородность грунта по составу и льдистости обуславливает неоднородность свойств. Объемная масса в среднем составляет  $1,8 \text{ г/см}^3$  при крайних значениях  $1,4$ – $2,14 \text{ г/см}^3$ . Глубина сезонного оттаивания в пределах террасы изменяется от 1,6 до 5 м.

Песчаные отложения сосредоточены в пределах полигона на второй надпойменной террасе р. Сюльбан и представлены песками мелкими мерзлыми с прослойками пылеватых. Мощность их 2,8–3,6 м. Пески заилены, с растительными слаборазложившимися остатками. Органических включений содержится 5,2 – 10,4%. Объемная масса изменяется от 1,6 до  $1,89 \text{ г/см}^3$  при среднем значении  $1,75 \text{ г/см}^3$ . По плотности сложения в массиве грунт близкий к однородному. Суммарная влажность, несмотря на высокое содержание органики, не превышает 26,4%, сцепление при длительном действии нагрузки в области практически мерзлого состояния составляет  $0,6$ – $0,92 \text{ кгс/см}^2$ . Сцепление в них обусловлено наличием органических включений. Подстилающими для них являются валунно-галечниковые грунты с песчаным заполнителем до 28%. Рыхлые отложения в пределах пункта 3 имеют общую мощность 28–30 м. Кривые уплотнения их при статическом нагружении пологие, что свидетельствует о равномерном уплотнении. Температура на глубине нулевых годовых амплитуд  $-2,1^{\circ}\text{C}$ .

## Глава II

### ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

#### 1. Методика наблюдений и обработки

Исходя из целей и задач проводимых работ, определялись сроки их повторяемостью землетрясений различных энергетических классов. Вследствие того, что в течение года (по состоянию на 1975 г.) в районе исследований (по данным региональной сети) происходило 10–15 землетрясений с  $K=9$ , 5–8 – с  $K=10$ , 1–4 – с  $K=11$  ( $K$  – энергетический класс) и один раз в несколько лет с  $K > 11$ , то регистрация землетрясений была круглогодичной.



## 1.1. Используемая аппаратура

Для записи смещений почвы в непрерывном режиме использовалась стандартная сейсмическая аппаратура в комплекте: ОСБ-УІ + ГБ-4 + СКМ-3. При этом в каждом пункте наблюдения регистрировались три компоненты колебаний грунтов - NS, Z, EW. Схема расположения пунктов наблюдений приведена на рис. II.1.

В связи с получением в дальнейшем спектральных характеристик зарегистрированных землетрясений на скальных и рыхлых мерзлых грунтах к аппаратуре предъявлялось требование достаточной разрешимости записей землетрясений, а это обусловило увеличение скорости развертки регистрира. Она составляет 200-250 мм/мин.

Второе требование состояло в том, чтобы аппаратура в интервале периодов 0,05-0,8-1 с воспроизводила колебания почвы без существенных искажений.

С другой стороны, выбор частотной характеристики для записи того или иного кинематического элемента движения почвы ограничен чисто техническими возможностями используемой аппаратуры.

Учитывая это, для записи смещений почвы при землетрясениях были вы-

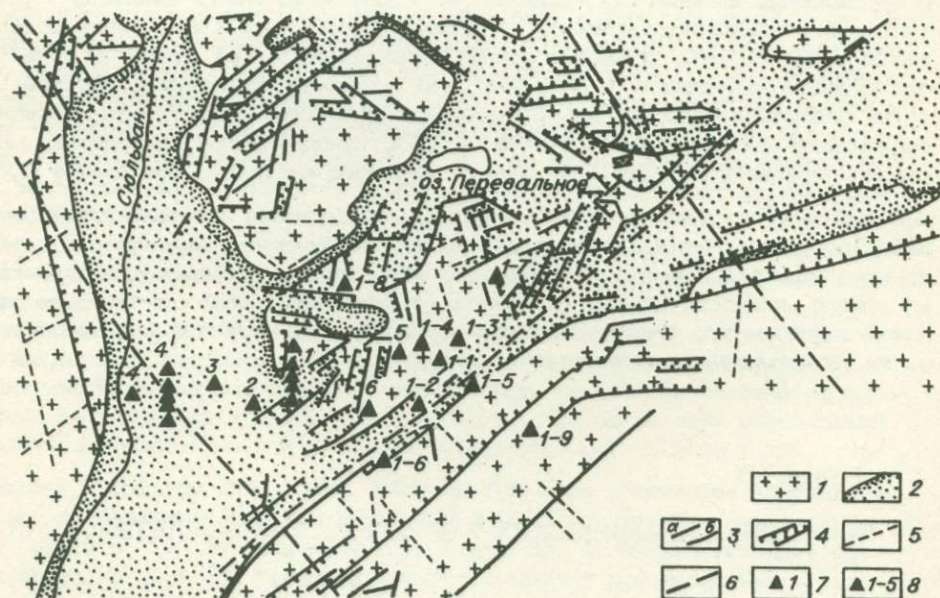


Рис. II.1. Схема расположения пунктов наблюдения при регистрации землетрясений, совмещенная со схемой разрывных нарушений исследуемого района, составленной В.В. Ружичем.

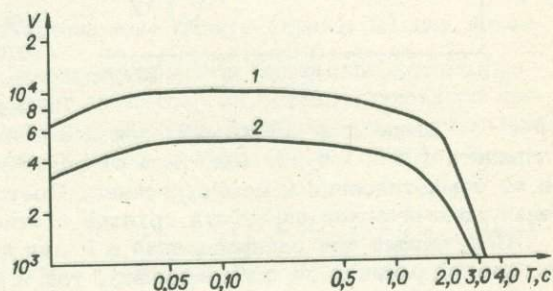
1 - кристаллическое основание, сложенное гнейсами позднего архея и гранитоидами верхнего палеозоя; 2 - тектонические и эрозионно-тектонические депрессии четвертичного возраста; 3 - разрывные нарушения, активные в четвертичное время (а - сбросы, б - прочие разрывы); 4 - разрывы типа раздвигов; 5 - системы трещиноватости; 6 - примерное положение осевых частей зон разломов доверхнепалеозойского заложения; 7, 8 - точки расстановки полевых сейсмических станций по схеме II (7) и по схеме I (8).

браны следующие собственные параметры маятников и гальванометров /1/:

Комплект	$D_1$	$D_2$	$T_1$	$T_2$
ОСБ- VI +ГБ-4+СКМ-3	0,4	4	2	0,07-0,1
Комплект	$\delta^2$	$\bar{V}$	$T_{\min} - T_{\max}$	
ОСБ- VI +ГБ-4+СКМ-3	0,08-0,04	10 000	0,05 - 0,8	

Эти параметры позволили получить амплитудно-частотную характеристику (рис. 11.2) со столообразным участком в интервале периодов 0,05-0,8 с. Относительная среднеквадратичная ошибка в определении амплитудно-частотной характеристики при этом не превышала 10-15%, что вполне удовлетворяло поставленным задачам.

Рис. 11.2. Частотные характеристики сейсмических каналов СКМ-3+ГБ-4(1) и ВЭГИК+ГБ-4(2) для записи смещения почвы.



Последним основным условием, предъявляемым к аппаратуре, являлась ее идентичность. Оно было обусловлено тем, что регистрация землетрясений проводилась одновременно на четырех-шести пунктах наблюдений. Поэтому все сейсмические каналы были идентифицированы.

Дополнительно степень искажения, вносимую аппаратурным звеном, можно было оценить с помощью метода пересчета сейсмограмм в истинное движение почвы /67/. На рис. 11.3 приведен пример этого пересчета. Кроме того, было найдено соотношение спектров сейсмограмм и истинного смещения почвы.

Частота $f$ , Гц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\Delta S/S_x$ , %	14,9	3,1	5,7	9,6	8,0	9,5	14,1	21,7	27,3	28,1
Число случаев	13	8	10	6	8	7	6	6	4	4

Здесь  $\Delta S$  - модуль разности спектральных плотностей истинного движения почвы и сейсмограммы,  $S_x$  - модуль спектральной плотности (спектр) истинного движения почвы.

Отсюда видно, что спектры сейсмограммы и истинного движения почвы достаточно хорошо совпадают между собой в рассмотренном диапазоне частот. Поэтому в дальнейшем мы пользуемся спектрами сейсмограмм.

## 1.2. Методика обработки

Определение сейсмической опасности грунтов в основном проводится по отношению максимальных амплитуд, дополнительно находятся частотные характеристики рыхлых грунтов как наиболее общие характеристики, отражаю-

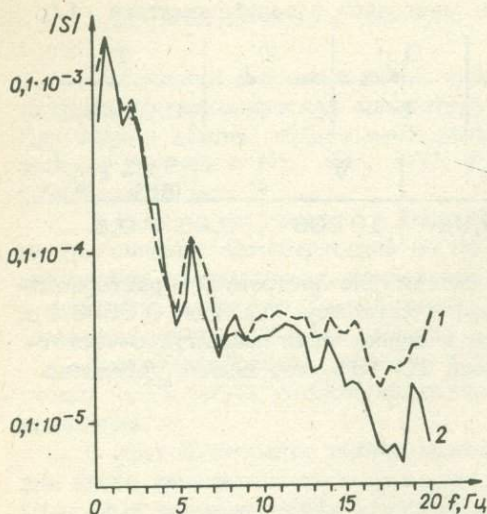


Рис. II.3. Спектры сейсмограммы (1) и истинного движения почвы (2), полученные по одному и тому же землетрясению.

шие динамику поведения рыхлых грунтов при внешних воздействиях (землетрясениях). Нами приращение балльности вычислялось по известной формуле /52/:

$$\Delta I = 3,3 \lg A_i / A_{\ominus}, \quad (\text{II.1})$$

где  $A_i$  и  $A_{\ominus}$  - максимальные амплитуды на  $i$ -м и эталонном грунтах соответственно.

Грунт в реальном своем залегании является физической систе-

мой с  $n$  степенями свободы. В связи с этим ожидалось, что приращение балльности ( $\Delta I$ ) будет меняться от компоненты к компоненте и тем более от землетрясения к землетрясению. Поэтому наиболее приемлем для оценки сейсмической опасности грунтов статистический подход.

Полученный ряд распределений  $\Delta I$  для каждого конкретного грунта должен быть ограничен по оси как снизу, так и сверху. Причиной ограничения являются интерференция и поглощение волн в слое. Наиболее приемлемо для таких рядов распределение Пирсона /56/, основные свойства которого заключаются в следующем.

1. Значение случайной величины  $x$  заключается в определенных пределах. Причем частота ряда распределения не может быть меньше 0.

2. В промежутке между наименьшим и наибольшим значениями частоты ряда распределения возрастают от нуля и достигают для некоторого значения  $\hat{x}$  своего максимума, а затем убывают до 0.

3. Площадь кривой распределения равна сумме всех частот ряда распределения.

Основными статистиками, характеризующими распределение ряда случайных величин, являются средние значения ряда, наиболее вероятное значение его и основное отклонение, определяющее рассеяние ряда. Основное отклонение  $\bar{\sigma}$  связано со среднеквадратичной ошибкой  $\sigma^2$  следующим соотношением:

$$\sigma^2 = \frac{\bar{\sigma}}{\sqrt{n-1}}. \quad (\text{II.2})$$

Для того чтобы установить границы, внутри которых находятся соответствующие параметры общей совокупности, т.е. сделать определенные выводы относительно отдельных свойств случайных величин, применяются критерии согласия Колмогорова, Пирсона и правило Романовского. Нами применен последний критерий.

Если величина

$$R = \frac{|x^2 - \gamma|}{\sqrt{2\gamma}}, \quad (\text{II.3})$$

где  $\nu$  — число степеней свободы,  $\chi^2$  — критерий согласия Пирсона, то при  $R < 3$  отклонение выборочной совокупности от общей случайное, а при  $R \geq 3$  расхождение между общей и данной выборочной совокупностью является существенным и, следовательно, выборка не описывает общую совокупность.

Частотная характеристика физической системы есть отношение спектра на выходе системы к спектру на входе. Следовательно, ошибка в определении частотной характеристики в первую очередь зависит от точности определения спектра. Поскольку спектр вычислялся приближенными методами, в нашем случае методом параболической интерполяции /25/, то при этом неизбежно должны были возникнуть искажения. Эти искажения обусловлены двумя видами ошибок — ошибкой метода и индивидуальными особенностями сейсмограммы и анализатора записи. Ошибкой метода можно задаваться или, по крайней мере, контролировать ее. Для этого необходимо соблюдать два условия /28/: 1) интервал отсчета  $\Delta t$  должен быть не больше  $1/2f_0$ , где  $f_0$  — наибольшая частота, ограничивающая спектр справа; 2) для конечных записей возможность точного оценивания ширины пиков или степень выявления тонких деталей спектра зависит от дисперсии оценки случайного процесса. Значит, нужно удерживать заданный уровень устойчивости. Этого можно добиться задавая желаемое число степеней свободы  $\nu$  и определяя затем длину записи  $T$

$$T = \nu / 2a \quad \text{и} \quad N = \nu / 2a \cdot \Delta t, \quad (\text{П.4})$$

где  $a$  — постоянная тонкой структуры спектра и  $N$  — количество точек на всю длину анализируемой записи. Очевидно, что, задавая  $a$ ,  $\Delta t$ ,  $\nu$ , мы можем тем самым задаваться точностью метода, а зная  $a$ ,  $\Delta t$ ,  $N$ , мы можем узнать доверительный интервал, соответствующий данному числу степеней свободы  $\nu$  /27/. Так как длина записи сейсмического сигнала зависит от силы землетрясения, его удаленности, грунтовых условий, от скорости регистратора, то точность метода будет неодинакова для различных землетрясений. Она будет меньше для близких слабых землетрясений и больше для сильных и удаленных, при условии, что  $\Delta t$  — величина постоянная. Кроме того, чем больше скорость вращения барабана регистратора, тем меньше ошибка метода при прочих равных условиях. В нашем случае наибольшая ошибка метода при  $a = 1$  Гц,  $T = 5$  с не превышала 30% при 80-процентном доверительном интервале. Н.П. Грудева и И.П. Пасечник /25,66/ установили, что 5-процентная ошибка в расчете спектра возможна при 15 точках на период сейсмического колебания (у нас 6–8 точек на период или точность метода 10–15%). Следовательно, можно считать, что наибольшая ошибка метода при расчете спектров не превышала 30% при 80-процентном доверительном интервале.

Ошибки, обусловленные индивидуальными особенностями сейсмограммы, в основном заключаются в неперпендикулярности плоскости качания гальванометра и оси барабана регистратора /121/. Однако эти ошибки связаны с областью низких частот 0–0,5 Гц, которую мы не рассматривали. И наконец, индивидуальные ошибки анализатора записи обусловлены ошибками интерпретатора и ошибками, вносимыми дрейфом нуля цифровой установки. Ошибки интерпретатора включают в себя неточность проведения нулевой линии, обрыв начала и конца анализируемой записи и др. Подробно все эти ошибки рассматриваются Н.П. Грудевой /25/. Они, как правило, мало сказываются на частотах, лежащих выше 0,5 Гц.

Нами были оценены ошибки, вносимые за счет неточности проведения

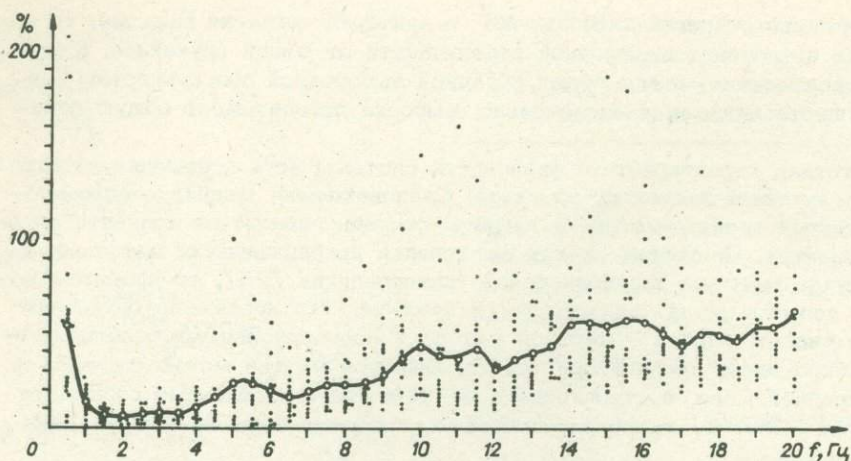


Рис. П.4. Распределение отношений  $S_o/S_i$  по частоте для различных землетрясений и осредняющая их кривая.

нулевой линии и за счет дрейфа нуля цифровой установки. Для этой цели было использовано 12 записей землетрясений. При этом визир установки УЦС /6, 46/ устанавливался по проведенной нулевой линии. Сначала цифровалась анализируемая запись землетрясения, затем только нулевая линия. После чего отдельно считались спектры записи и "нулевой линии" и находилось отношение спектра "нулевой линии" к спектру записи (рис. П.4). Как видно, наибольшее отношение приходится на область частот 0,5–1 Гц, где оно составляет 54%, наименьшее (6%) приходится на основной максимум спектра ( $f = 1-6$  Гц). С дальнейшим увеличением частоты растет и отношение. Это 54% на 15 Гц. По-видимому, ошибка на частотах 0,5–1 Гц связана в основном с неправильностью проведения "нулевой линии" и в некоторой степени с дрейфом нуля. Ошибка же на высоких частотах, вероятно, полностью обусловлена флуктуациями нуля цифровой установки от ординаты к ординате. Действительно, случайные флуктуации нуля цифровой установки представляют собой случайную функцию, заданную дискретными значениями, спектр которой будет приближаться к спектру белого шума [27]. При делении такого спектра на частотную характеристику системы сейсмоприемник-гальванометр ошибка, вносимая цифровой установкой в рассматриваемом интервале частот — 0,5 ÷ 20 Гц, будет главным образом сказываться в низкочастотной области 0,5–1 Гц. Значительная относительная погрешность на высоких частотах ( $f \geq 10$  Гц) обусловлена малостью спектральной плотности полезного сигнала на этих частотах (спектральная плотность на этих частотах на один-два порядка меньше, чем спектральная плотность основного максимума на  $f = 1 \div 5$  Гц).

Итак, спектральная плотность реального сейсмического сигнала в области низких частот (около 0 Гц) будет всегда неопределенной (величина спектральной плотности стремится к бесконечности при стремлении частоты  $f \rightarrow 0$  Гц).

Учитывая большие ошибки на высоких частотах, спектры и частотные характеристики грунтов ограничивались 10–15 Гц.

Нами использованы результаты обработки более чем 500 землетрясений. Многие землетрясения имеют 7-11-й энергетический класс и лежат в интервале эпицентральных расстояний от 10 до 300 км.

## 2. Влияние слоя вечномерзлых крупнообломочных отложений на динамические параметры близких слабых землетрясений

Если рассматривать слой рыхлых отложений как детерминированную неоднородность, то сейсмическое микрорайонирование сведется к определению влияния параметров этой неоднородности на характеристики рассеянного сейсмического поля, а само рассеяние сейсмического сигнала будет зависеть от физико-механических параметров слоя, конфигурации его границ раздела и относительного расположения очага землетрясения. Следовательно, относительная сейсмическая опасность должна определяться как для эталонных, так и для исследуемых грунтов.

Пространственная стабильность поведения скальных грунтов, принятых за эталонные, будет рассмотрена в главе III. Здесь же мы остановимся на влиянии вечномерзлых рыхлых грунтов на динамические параметры близких землетрясений, выраженные через приращения балльности и периоды, соответствующие максимальным амплитудам.

### 2.1. Относительная сейсмическая опасность

Оценка сейсмической опасности вечномерзлых крупнообломочных грунтов на Схольбанском инженерно-сейсмологическом полигоне производилась по трем выборочным совокупностям значений приращений балльности  $\Delta I$ . Это дало нам возможность оценить, во-первых, насколько стабильно значение приращения балльности каждого пункта наблюдения и, во-вторых, насколько сильно зависят статистики  $\overline{\Delta I}$  и  $\hat{\Delta I}$  (соответственно средние и вероятные) от конкретно используемых для их определения совокупностей близких землетрясений. Прежде чем ответить на эти вопросы, рассмотрим более подробно каждую из выборок. Статистики рядов  $\Delta I$  приведены в табл. II.1.

От того, что  $r_3 \neq 0$  и  $r_4 \neq 3$ , полученные ряды  $\Delta I$  для всех пунктов наблюдений не отвечают нормальному распределению. При малых значениях  $r_3$  отдельные распределения становятся практически симметричными и следовательно,  $\overline{\Delta I} \approx \hat{\Delta I}$ .

Из сравнения гистограмм распределений и соответствующих им статистик видно, что различно ориентированные линейные системы по-разному характеризуют относительную сейсмическую опасность мерзлых рыхлых крупнообломочных грунтов в данной точке земной поверхности. Причем различие наиболее вероятных значений  $\Delta I$ , достигающее 0,78 балла для п.н. 3 (I выборка) и 0,45 балла для п.н. 2 (II выборка), в одном случае сохраняется для обеих выборок (п.н. 2), во втором (п.н. 3) не сохраняется.

Применим к полученным статистикам критерий однородности выборочных совокупностей (в качестве оценочного)/56/:

$$\delta \overline{\Delta I} = |\overline{\Delta I}_1 - \overline{\Delta I}_2| > 2 \sigma_{\overline{\Delta I}_1 - \overline{\Delta I}_2}, \quad (II.5)$$

Таблица II.1

П.н.	Компо- нент	n	$\bar{\Delta J}$	$\hat{\Delta J}$	$\bar{\sigma}$	$r_3$	$r_4$
I выборка							
2	а	188	0,12	-0,067	0,47	0,093	3,16
	б	182	0,25	0,071	0,52	0,7	3,82
	в	178	0,35	0,29	0,42	0,234	2,79
	г	548	0,24	-0,04	0,49	0,33	3,46
3	а	187	0,31	0,27	0,65	0,58	3,19
	б	175	1,05	1,05	0,7	0,25	2,25
	в	207	0,99	0,91	0,72	0,12	2,4
	г	569	0,78	0,61	0,77	0,24	2,45
4	а	190	0,96	0,91	0,54	0,19	2,55
	б	160	0,8	0,8	0,62	0,34	2,29
	в	184	0,95	1,08	0,54	0,27	3,26
	г	539	0,91	0,83	0,57	0,2	2,64
II выборка							
2	а	110	0,189	-0,085	0,50	0,17	3,25
	б	120	0,33	0,36	0,49	-0,11	3,92
	в	128	0,27	0,27	0,44	-0,35	4,06
	г	358	0,26	0,26	0,48	-0,09	3,3
3	а	138	0,73	0,73	0,59	0,05	2,81
	б	111	1,02	1,02	0,73	0,15	2,18
	в	149	0,74	0,68	0,66	0,17	2,79
	г	398	0,82	0,72	0,67	0,22	2,71
4	а	129	1,04	1,04	0,60	-0,146	2,87
	б	131	0,96	0,88	0,64	0,135	2,46
	в	127	0,94	0,94	0,51	-0,194	2,86
	г	389	0,98	0,98	0,59	-0,219	2,75
III выборка							
2	а	178	0,29	0,13	0,43	0,51	2,98
	б	165	0,34	0,41	0,49	0,41	2,99
	в	153	0,53	0,43	0,40	0,24	3,65
	г	490	0,35	0,25	0,46	0,25	2,83
3	а	158	0,93	0,87	0,41	0,26	3,1
	б	138	2,0	0,48	0,72	0,51	2,5
	в	178	0,76	0,68	0,61	0,25	3,1
	г	474	0,88	0,88	0,59	0,12	2,9

Примечание. а - компонента NS, б - компонента Z, в - компонента EW, г - суммарное распределение ( NS + Z + EW ). Для всех распределений критерий Романовского  $R < 3$ . n - величина выборки (число ис-

пользованных землетрясений),  $\overline{\Delta I}$  - среднее значение для данной выборки,  $\Delta I$  - вероятное значение ряда  $\Delta I$ ,  $\overline{\sigma}$  - основное отклонение, характеризующее разброс ряда,  $r_3$  - мера косости, указывающая на симметричность ( $r_3 = 0$ ) или ее отсутствие ( $r_3 \neq 0$ ), ряда и  $r_4$  - четвертый основной момент, определяющий меру крутости (если  $r_4 = 3$ , то выравнивающая кривая является нормальной, в остальных случаях нормальность кривой не выполняется), п.н. - пункт наблюдения.

где

$$\sigma_{\overline{\Delta I_1} - \overline{\Delta I_2}} = \sqrt{\sigma_{\overline{\Delta I_1}}^2 + \sigma_{\overline{\Delta I_2}}^2} \quad \text{и} \quad \sigma_{\overline{\Delta I}} = \frac{\overline{\sigma}}{\sqrt{n}}$$

(здесь  $\sigma_{\overline{\Delta I_1} - \overline{\Delta I_2}}$  - основная ошибка разности средних значений, а  $\sigma_{\overline{\Delta I}}$

основная ошибка среднего значения). Выполнение условия (II.5) указывает на то, что отличия между двумя исследуемыми нормальными распределениями будут существенны. Если же это условие не выполняется, то два выборочных нормальных распределения принадлежат одной и той же общей совокупности.

Поскольку полученные нами распределения  $\Delta I$  не отвечают условию нормальности, то мы воспользуемся максимальными значениями критерия однородности  $\left\{ \delta \Delta I \right\}_{\max}$ . Он равен 0,14 для п.н. 2 и не превышает 0,2 для

п.н. 3 и 4. Учитывая критерии согласия Романовского  $R$  (см. табл. II.1) и критерий однородности выборочных распределений, можно заключить, что распределения, построенные по отдельным компонентам для каждого пункта наблюдения, по-разному описывают его сейсмическую опасность. С другой стороны, значения указанных критериев дают право считать, что основные статистики распределений, построенных для отдельных компонент по трем выборкам, относятся к одной общей совокупности. Естественно, сказанное справедливо для средних значений приращений балльности -  $\overline{\Delta I}$ . Исключением является распределение  $\Delta I$ , построенное по NS-компоненте для п.н. 3. Однако этот единственный результат труднообъясним, тем более, что для двух других компонент, а для распределений по I и II выборкам и для NS-компоненты, сохраняется общая закономерность для всех трех пунктов наблюдений.

Так как каждая компонента равноправно характеризует данную точку наблюдения на дневной поверхности, нами были построены распределения  $\Delta I$  по всем трем компонентам (NS + Z + EW). Гистограммы этих распределений и выравнивающие их кривые приведены на рис. II.5, а их статистики приведены в табл. II.1. При сравнении статистик распределений  $\Delta I$  всех трех выборочных совокупностей оказалось, что величина  $\delta \overline{\Delta I}$  не превышает 0,1, что говорит о хорошей повторяемости полученных средних значений  $\overline{\Delta I}$  для каждого пункта наблюдения и их независимости от конечной выборки.

Из сравнения выборочных совокупностей можно сделать вывод о том, что при малых выборках отдельный пункт наблюдения не может характеризоваться значением балльности с точностью, превышающей 0,5 балла.

Теперь попытаемся определить качественную сторону влияния слоя мерзлых рыхлых отложений на величину приращения балльности. В данном случае нас будет интересовать не столько само значение приращения балльности  $\Delta I$  или  $\hat{\Delta I}$ , сколько разброс или рассеяние ряда  $\Delta I$ , определяющееся через основное отклонение  $\bar{\sigma}$ . Подобный подход нам необходим, так как при уменьшении среднего значения полученного ряда  $\Delta I$  (что говорит о меньшем различии физико-механических свойств исследуемого и эталонного грунтов) должно уменьшаться рассеяние  $\bar{\sigma}$ , если большую ответственность за разброс отдельных значений ряда несет непосредственно сам слой рыхлых отложений. Следовательно,  $\bar{\sigma}$  в данном случае приобретает вполне определенный физический смысл.

Отметим важное для дальнейших рассуждений обстоятельство. Сейсмический сигнал, падающий на границу раздела слой-полупространство, испытывает практически те же искажения, что и сейсмический сигнал, регистрируемый на эталонном скальном грунте, поскольку расстояние между пунктами наблюдения невелико ( $l = 1,3$  км) по сравнению с эпицентрными расстояниями ( $30 \leq \Delta \leq 500$  км). Степень же корреляции между ними будет определяться особенностями взаимодействия сейсмического сигнала с неоднородностями среды, в которой он распространяется, т.е. внутренней структурой волнового поля. Однако при использовании множества землетрясений особенности взаимодействия отдельного сейсмического сигнала со средой будут нивелироваться, а сами искажения станут описываться статистически. Значит, рассеяние ряда  $\Delta I$  или (что в принципе одно и то же) отношение максимальных амплитуд  $A_i / A_{\text{э}}$ , полученное на дневной поверхности скальных грунтов, в полной мере характеризует рассеяние ряда  $\Delta I$  или  $A_i / A_{\text{э}}$  на границе раздела слой - полупространство. В силу того, что изменение скорости распространения сейсмических волн в вечномерзлых скальных грунтах с глубиной невелико, среднее значение ряда  $\Delta I$  или  $A_i / A_{\text{э}}$ , полученное на дневной поверхности скальных грунтов, будет характеризовать среднее значение  $\Delta I$  или  $A_i / A_{\text{э}}$  на границе слой-полупространство.

Прямого сравнения распределений рядов  $\Delta I$  на эталонных скальных и рыхлых вечномерзлых грунтах (где бы использовался один и тот же набор землетрясений) провести нельзя, так как исследования на рыхлых и скальных грунтах разнесены во времени. Однако, опираясь на доказанную выше независимость оценки относительной сейсмической опасности от конкретной выборки землетрясений для рыхлых грунтов, мы неизбежно должны прийти к выводу о независимости и для скальных грунтов статистик распределения ряда  $\Delta I$  от конкретной выборки. Следовательно, среднее значение  $\overline{A_i / A_{\text{э}}} = 1$  ( $\overline{\Delta I} = 0$ ) можно приписать полупространству, на котором лежит слой рыхлых отложений. Это справедливо для любой выборочной совокупности землетрясений, по которым находились  $\overline{\Delta I}$  и  $\hat{\Delta I}$  для рыхлых грунтов. Из табл. II.1 видно, что увеличение  $\overline{\Delta I}$  и  $\hat{\Delta I}$  сопровождается увеличением основного отклонения ряда  $\bar{\sigma}$ . Поскольку рассеяние ряда приращений балльности на рыхлых грунтах, выраженное через  $\bar{\sigma}$ , не может быть меньше, чем на скальных грунтах, то даже приписывая им величину  $\bar{\sigma}$  ряда  $\Delta I$ , полученную для п.н. 2, как наименее отличную от скальных грунтов, видно явное увеличение  $\bar{\sigma}$  с ростом  $\overline{\Delta I}$  и  $\hat{\Delta I}$ . Следовательно, слой рыхлых отложений, искажая сейсмический сигнал, вносит определенный вклад в формирование ряда  $\Delta I$ , определяя и разброс ряда. Однако количественно этот вклад оценить нельзя, не изучив предварительно поведение эталонного грунта при землетрясениях (см. главу III).

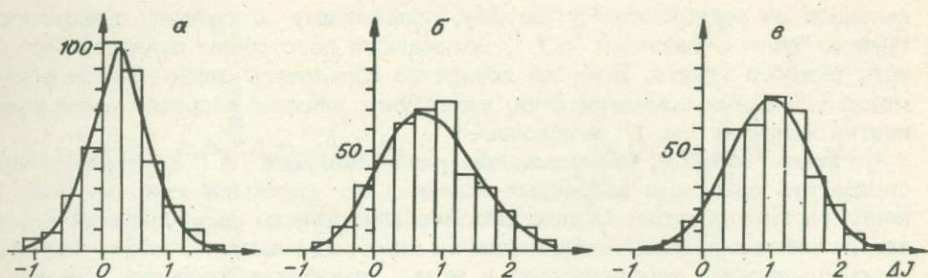


Рис. 11.5. Гистограммы и выравнивающие их кривые приращений балльности, полученные по всем компонентам суммарно (NS + Z + EW) (11 выборка).

а - п.н. 2, б - п.н. 3, в - п.н. 4.

Таким образом, тривиальный вывод о влиянии слоя мерзлых рыхлых отложений - смещение распределения ряда  $\Delta I$  в сторону увеличения его основных статистик  $\overline{\Delta I}$  и  $\widehat{\Delta I}$ . Неодинаковость этого смещения по оси  $\Delta I$  для различных пунктов наблюдения говорит и о различном влиянии слоев рыхлых мерзлых отложений на формирование в них максимальных амплитуд и, следовательно, на отличие их собственных параметров. Влияние последних, как правило, связывается с явлениями преломления (за счет резкого перепада акустической жесткости на границах слой-полупространство) и волнового резонанса в слое (эффект многократного наложения кратных по фазе сейсмических волн). Из результатов, полученных по рассеянию сейсмического поля неоднородностями среды (см. главу III), понятие волнового резонанса в слое, в строгом смысле, становится неприемлемым, поскольку происходит наложение некоррелированных сейсмических сигналов. Мы можем говорить только о наложении прошедшего и многократно отраженного на слое сигналов. Очевидно, максимальное значение приращения балльности на слое рыхлых мерзлых отложений некоторого ряда будет соответствовать близрезонансному наложению двух сигналов.

Итак, в слое произойдет рассеяние сейсмического сигнала, причем степень рассеяния будет зависеть от однородности перепада акустической жесткости на границе слой-полупространство, ее неровностей и однородности собственных параметров слоя (физико-механических и геометрических). В силу многократного отражения сигнала в слое информация о среде распространяется вдоль него, если сохраненные параметры самого слоя отличаются незначительно, в частности сохраняются высокий перепад акустических жесткостей. Это же является причиной большого разброса значений ряда  $\Delta I$  или  $A_1/A_0$  некоторой выборочной совокупности отдельных землетрясений.

Действительно, если бы рассеяние ряда  $\Delta I$  объяснялось только рассеянием сейсмического сигнала в полупространстве, что выражается рассеянием ряда  $\Delta I$  на скальных грунтах, то при переходе сейсмического сигнала в слой наблюдалось бы лишь смещение  $\overline{\Delta I}$  и  $\widehat{\Delta I}$  по оси  $\Delta I$ , в то время как  $\overline{\sigma}$  оставалось бы практически постоянным. Если пункт наблюдения находится в зоне контакта двух различных даже рыхлых грунтов, то основное отклонение  $\overline{\sigma}$  ряда  $\Delta I$  для такого пункта наблюдения должно быть большим по сравнению с пунктом наблюдения, расположенным на таком же грунте, но удаленным от зоны контакта рыхлых грунтов. Следовательно, в подобном случае мы можем встретиться с зависимостью конкретной величины  $\Delta I$  от направленности прошедшего сейсмического сигнала. Другими словами,  $\Delta I$ , опре-

деленное по сейсмическому сигналу, пришедшему со стороны однотипного грунта, будет отлична от  $\Delta I$ , пришедшего со стороны отличного от данного рыхлого грунта. Если же конкретно определены зоны возникновения возможных сильных землетрясений, такой учет влияния направленности излучения на величину  $\Delta I$  необходим.

Таким образом, распределения рядов значений  $\Delta I$  дают возможность определить средние и вероятные значения относительной сейсмической опасности рыхлых грунтов. Однако рассмотрение только распределений рядов  $\Delta I$  для различных пунктов наблюдения не дает возможности оценить однозначность проявления землетрясений в этих пунктах наблюдений. При коррелированных входах (при коррелированности сейсмических сигналов на границе слой-полупространство), при одинаковых собственных параметрах слоев в пунктах наблюдений, на выходе (в точках приема сейсмического сигнала) мы должны получить также коррелированные между собой значения  $\Delta I$ . Поскольку величины  $\Delta I$ , полученные по отдельным землетрясениям и составляющие исходные ряды приращений балльности, отличны от землетрясения к землетрясению, то для одного пункта наблюдения с течением времени мы получим ряд значений  $\Delta I$ , осциллирующих около некоторого среднего. При условии устойчивости собственных параметров слоя и его изотропности в других пунктах наблюдения мы за это же время должны получить ряд значений  $\Delta I$  с одинаковым характером осцилляций приращений балльности около среднего. При этом необязательно равенство средних значений полученных рядов. Подразумевается, что параметры слоя с течением времени не меняются. В реальных средах это возможно за счет изменения мощности сезонномерзлого слоя. Но поскольку на исследуемых грунтах мощность сезонномерзлого слоя не превышает 0,5 м, а сейсмодатчики всегда находятся на мерзлоте, то влиянием этого фактора на значения  $\Delta I$  можно пренебречь. Немаловажную роль могут сыграть также включенные в слой неоднородности. К последним можно отнести неровности границы раздела слой-полупространство, слоистые и линзовые неоднородности.

Очевидно, наиболее приемлемый способ оценки однозначности проявления землетрясений в различных пунктах наблюдений, согласно изложенному выше, — нахождение взаимно-корреляционной функции рядов  $\Delta I$  для различных пар пунктов наблюдений. Для этого необходимо отбирать значения  $\Delta I$ , полученные одновременно на всех пунктах наблюдений.

Ряды  $\Delta I$  имеют неравномерный шаг дискретизации во времени, поскольку возникновение землетрясений не упорядочено. Однако  $\Delta I$  является величиной относительной, зависит только от параметров среды и их изменения и не зависит от времени возникновения землетрясения. Поэтому мы вправе рассматривать  $\Delta I$  как ряд с равномерным шагом дискретизации во времени.

Для расчета взаимно-корреляционной функции использовалась известная формула [7]

$$R_{xy} = \frac{1}{\sqrt{N-k}} \sum_{n=1}^{\sqrt{N-k}} \Delta I_n^i \Delta I_{n+r}^j \quad (11.6)$$

для рядов  $\Delta I$ , предварительно приведенных к нулевому среднему. Здесь  $N$  — длина ряда,  $k$  — смещение,  $r = N - k$ , индексы  $i$  и  $j$  показывают номера пунктов наблюдений.

Расчитанные взаимно-корреляционные функции между отдельными парами пунктов наблюдений для компонент NS и Z приведены на рис. 11.6, а, б.

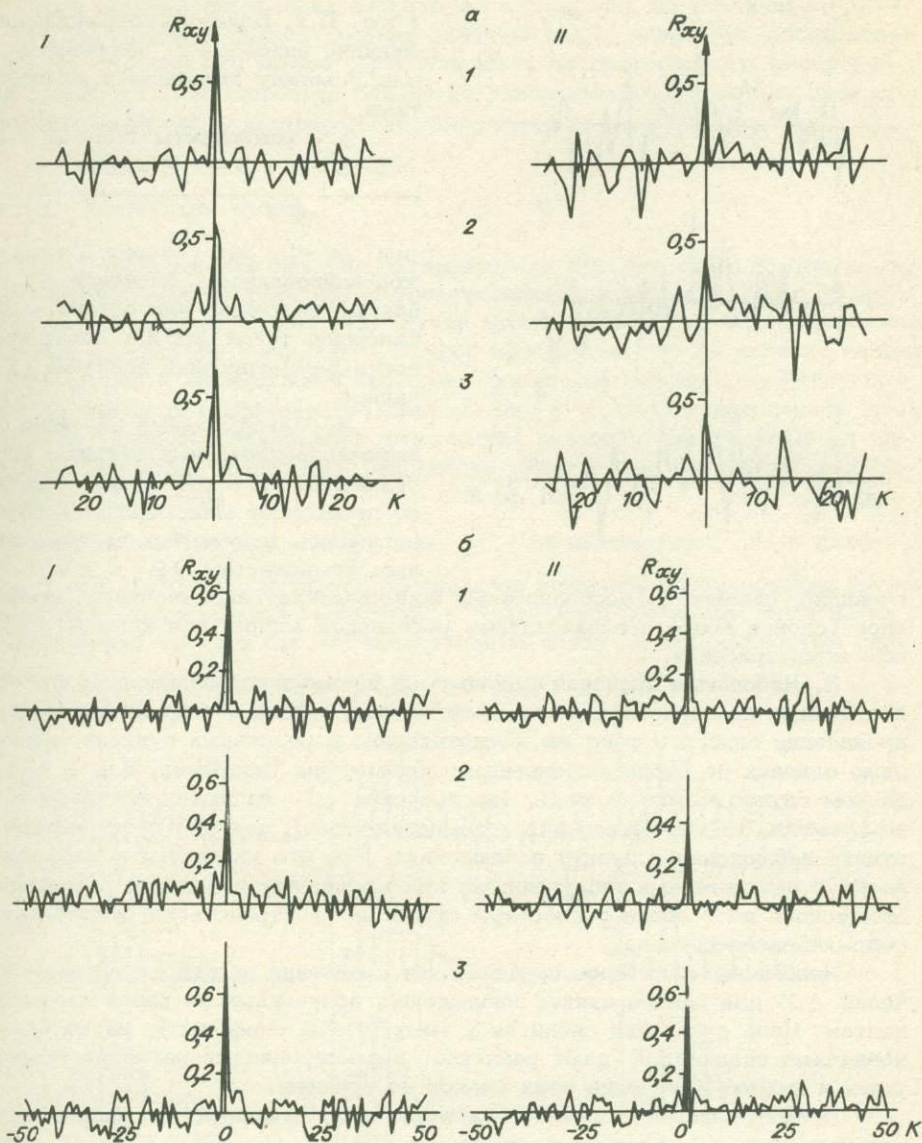


Рис. 11.6. Взаимно-корреляционные функции, полученные по рядам  $\Delta I$  между отдельными парами пунктов наблюдений ( $I$  выборка) (а) и по всей совокупности зарегистрированных землетрясений для разных компонент между отдельными парами пунктов наблюдений (б).  $I$  - компонента  $Z$ ,  $II$  - компонента  $EW$ . 1 - п.н. 2-4; 2 - п.н. 2,3; 3 - п.н. 3,4.

Для  $EW$  - компоненты значения взаимно-корреляционных функций такие же, как и для компоненты  $NS$ .

Анализ этих функций позволяет сделать следующие выводы.

1. Корреляция между рядами  $\Delta I$  для всех пар пунктов наблюдения исследуемых грунтов является единовременной, поскольку  $R_{xy}$  максимальна

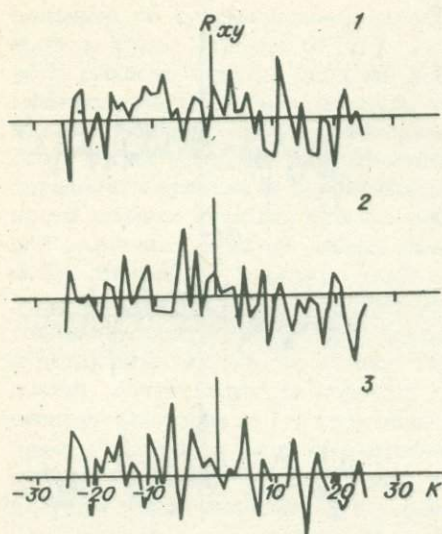


Рис. 11.7. Взаимно-корреляционные функции рядов  $\Delta I$ , полученные для п.н. 3 между отдельными компонентами.

1 - компоненты NS - Z ; 2 - NS - EW ; 3 - Z - EW.

при  $k=0$ . Это говорит о том, что коррелированность значений  $\Delta I$  наблюдается только для одного землетрясения, тогда как для последовательности землетрясений величина  $\Delta I$  случайная.

2. Максимальные значения взаимно-корреляционных функций, полученных по Z - компоненте, значительно превышают максимальные значения последних, полученных по горизонтальным компонентам NS и EW. Это,

очевидно, связано с особенностями формирования сейсмического сигнала в слое (скорее всего с образованием релейской волны) при каждом отдельном землетрясении.

3. Небольшие значения максимумов взаимно-корреляционных функций, полученных по горизонтальным компонентам, указывают на неоднозначность проявления одного и того же землетрясения в различных пунктах наблюдения, даже близких по своим собственным параметрам (например, п.н. 3 и 4). В данном случае можно считать, что значения  $\Delta I$  являются случайными как во времени (от землетрясения к землетрясению), так и в пространстве (от пункта наблюдения к пункту наблюдения). Все это находится в хорошем согласии с результатами, полученными при исследовании влияния рассеяния сейсмического поля неоднородностями среды на пространственную стабильность сейсмического сигнала.

Несомненный интерес представляет сравнение последовательностей значений  $\Delta I$  для одного пункта наблюдения, полученных по различным компонентам. Цель сравнения сводится к тому, чтобы определить, насколько равнозначные оценки  $\Delta I$  дают различно ориентированные регистрирующие системы и каково изменение этих оценок во времени.

Пример взаимно-корреляционных функций, найденных по парам последовательностей  $\Delta I$  различных компонент (NS - Z, NS - EW, Z - EW), приведен на рис. 11.7. По характеру поведения взаимно-корреляционных функций последовательностей  $\Delta I$  для одного пункта наблюдения, полученных по различным компонентам по выборке землетрясений с  $N=148$ , видно, что различно ориентированные регистрирующие системы (в нашем случае сейсмоприемники) дают совершенно неравнозначные оценки как единичных значений  $\Delta I$  (отсутствие максимума взаимно-корреляционной функции при смещении  $k=0$ ), так и самих последовательностей  $\Delta I$  (низкие значения уровня взаимно-корреляционной функции,  $R_{xy} < 0,3$  для всех  $k$ ). На основании этого в

методическом плане можно отметить необходимость обязательного получения полного вектора смещения (трехкомпонентная регистрация) при анализе относительной сейсмической опасности рыхлых грунтов, особенно при оценке сей-

смического эффекта проявления сильных землетрясений на различных грунтах. Что же касается оценок средних значений  $\Delta I$  некоторых последовательностей, то, как это можно было убедиться на гистограммах распределений рядов  $\Delta I$ , они довольно близки по различным компонентам, если сама последовательность достаточно длинна.

## 2.2. Частотный состав

Мы установили, что влияние интерференции присуще всем исследуемым слоям мерзлых рыхлых грунтов. В теоретических разработках /44, 73, 87/ обычно рассматривают предельный случай этого явления для объяснения максимальных приращений балльности. Другой предельный случай явления наложения волн в слое — минимальное значение приращений балльности. Ввиду постоянства значений коэффициентов преломления и отражения для данной границы раздела (данного слоя рыхлых отложений) разнообразие практически наблюдаемых значений приращений балльности будет также объясняться интерференцией волн в слое.

Выражение  $h = (2n - 1) \frac{\lambda}{4}$ , где  $h$  — мощность слоя,  $\lambda$  — длина волны,  $n = 1, 2, 3, \dots$ , является простейшим условием возникновения интерференционной максимальной амплитуды в слое. Оно указывает, если не на количественную, то хотя бы на качественную связь между мощностью слоя

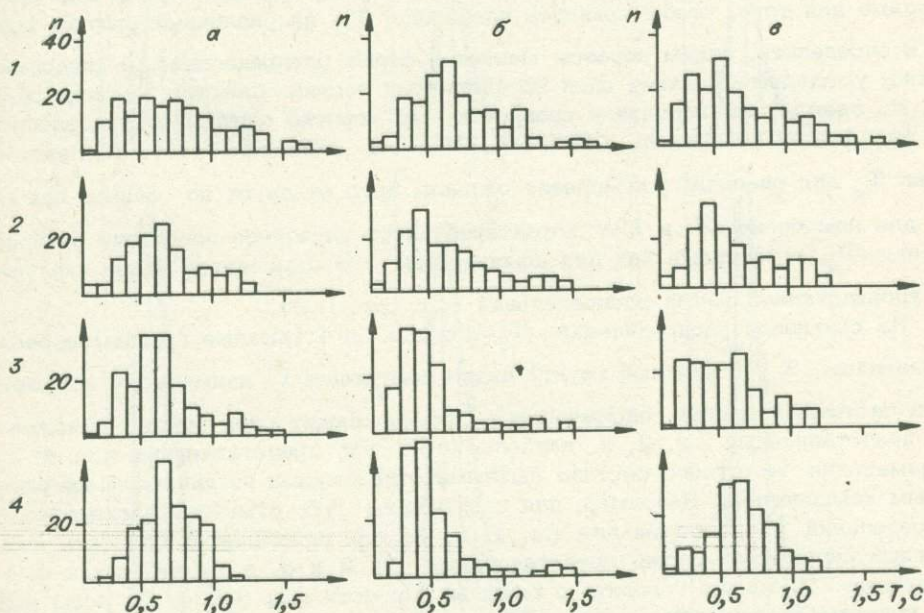


Рис. 11.8. Гистограммы распределения периодов максимальных амплитуд для различных пунктов наблюдения, полученные по различным компонентам (II выборка).

1 — п.н. 1, 2 — п.н. 2, 3 — п.н. 3, 4 — п.н. 4; а-в — компоненты (а-З, б-ЕW, в-NS).

и периодом прошедшей в слой волны, а следовательно, на его фильтрующие свойства, т.е. на частотный состав сейсмического сигнала.

Для рассмотрения влияния слоя мерзлых рыхлых отложений различного состава и физического состояния на периоды, соответствующие максимальным амплитудам, построены распределения  $T_i$  и  $T_{\ominus}$  (рис. II.8), где  $T_i$  - периоды, соответствующие максимальным амплитудам близких землетрясений ( $\Delta \leq 700$  км) на рыхлых грунтах,  $T_{\ominus}$  - то же, на скальном (эталонном) грунте.

В данном случае нет необходимости находить выравнивающие кривые для распределений  $T_{A_m}$ , поскольку оно предполагает зависимость статистик ряда  $T_{A_m}$  от конкретной выборки зарегистрированных землетрясений и зависит от процентного содержания в выборке землетрясений с различными параметрами ( $K$ ,  $\Delta$  и др.)/13/.

Отметим, что различие в распределениях  $T_{A_m}$ , полученных по двум выборкам землетрясений для одних и тех же пунктов наблюдений, не является результатом различного влияния грунтовых условий на частотный состав землетрясений. Однако общая тенденция изменения частотного состава землетрясений рыхлыми грунтами должна соблюдаться.

Мы не интерпретируем распределение  $T_{\ominus}$ , так как в его построении участвуют все землетрясения ( $K=6-12$ ,  $10 \leq \Delta \leq 700$  км). Здесь оно необходимо для того, чтобы сравнить поведение  $T_i$  на различных рыхлых грунтах и определить, каким образом меняется форма распределения, а следовательно, установить влияние слоя на частотный состав близких землетрясений. Но прежде чем перейти к сравнению, мы коротко опишем распределение  $T_{\ominus}$  для разных компонент -  $Z$ ,  $NS$ ,  $EW$ . На скальном грунте распределения  $T_{\ominus}$  для различных компонент отличны друг от друга по форме, причем для компонент  $Z$  и  $EW$  характерно чисто случайное поведение распределения  $T_{\ominus}$ , в то время как для компоненты  $NS$  отмечается более или менее упорядоченная форма распределения (см. рис. II.8).

Из сравнения распределений  $T_i$  для п.н. 2-4 (рыхлые грунты) с распределением  $T_{\ominus}$  (скальный грунт) видно следующее: 1) наименьшие искажения в частотный состав сейсмического сигнала вносит слой рыхлых отложений, представленный п.н. 2, и наибольшие - слой, представленный п.н. 4; 2) изменения частотного состава рыхлыми отложениями неодинаковы по различным компонентам. Например, для компоненты  $NS$  отмечается сходство распределений  $T$  по форме для п.н. 1, 2, 3, т.е. наблюдается близость собственных параметров слоев, представленных п.н. 2 и 3, в то время как по компоненте  $Z$  можно говорить о большей близости п.н. 3 и 4; 3) всем рыхлым грунтам свойственна стабильность в изменении частотного состава землетрясений по компоненте  $EW$ , так как распределения  $T_i$  на всех пунктах наблюдений близки по форме.

Так же, как и для распределений  $\Delta I$ , отмечается неоднородность изменения частотного состава рыхлыми грунтами в различных направлениях. Так же, как и для  $\Delta I$ , мы нуждаемся в более общей характеристике влияния рыхлых отложений на частотный состав близких землетрясений. Мы вос-

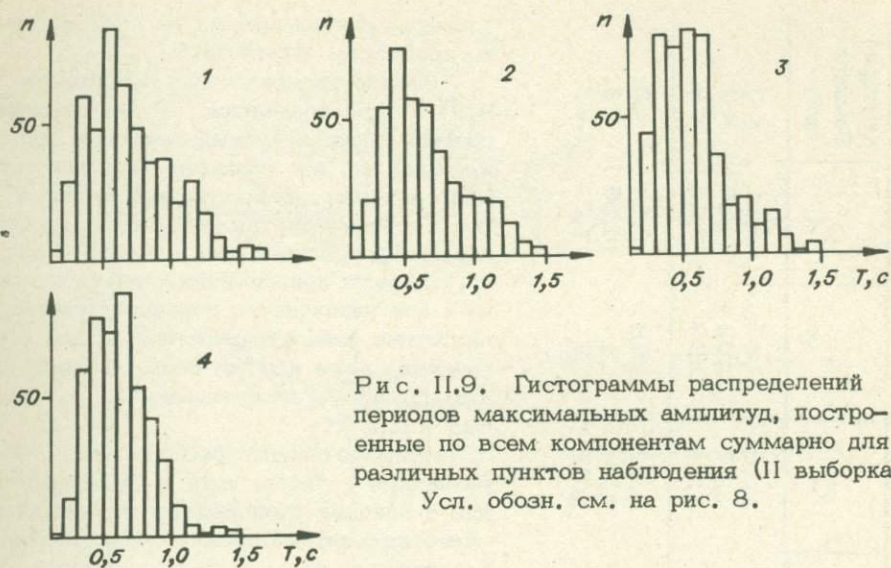


Рис. 11.9. Гистограммы распределений периодов максимальных амплитуд, построенные по всем компонентам суммарно для различных пунктов наблюдения (II выборка). Усл. обозн. см. на рис. 8.

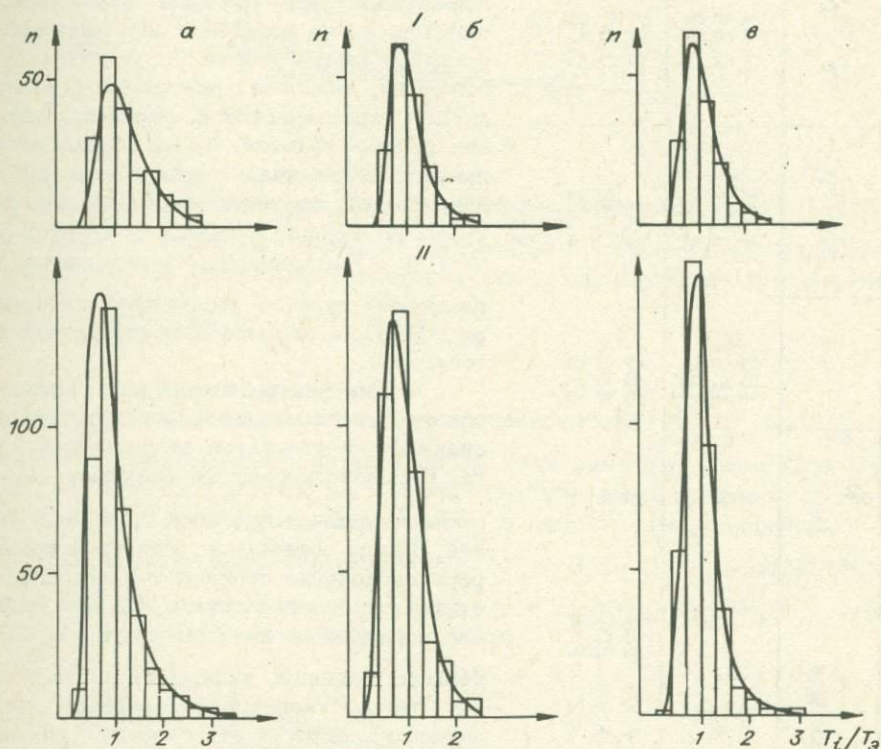


Рис. 11.10. Гистограммы и выравнивающие их кривые для распределений отношений  $T_i/T_0$  (I выборка). I - компонента NS; II - суммарное распределение, полученное по всем компонентам (NS + Z + EW). а - п.н. 2, б - п.н. 3, в - п.н. 4.

Таблица II.2

Вы- борка	Компонента	№ п. н.	n	$\overline{T_i/T_\Theta}$	$\widehat{T_i/T_\Theta}$	$\sigma$	$r_3$	$r_4$	Критерий Романов- ского
I	NS	2	165	1,01	0,81	1,18	0,95	4,1	< 3
	NS	3	156	1,02	0,84	1,17	1,02	4,67	< 3
	NS	4	180	1,17	0,92	1,74	0,93	3,13	< 3
II	NS + Z + EW	2	380	1,0	0,77	1,23	1,68	9,3	< 3
	NS + Z + EW	3	412	0,92	0,67	1,34	1,1	4,55	< 3
	NS + Z + EW	4	419	1,01	0,58	1,68	1,7	7,0	< 3

пользуемся суммарными распределениями по всем трем компонентам.

Общие распределения показывают (рис. II.9): 1) распределение  $T$  на скальном грунте носит случайный характер, подтверждающий то, что мерзлые скальные грунты мало искажают сейсмический сигнал и поэтому частотный состав сейсмического сигнала, зарегистрированного на подобной скале, можно в первом приближении считать неискаженным при переходе из полупространства; 2) частотная избирательность в разной степени присуща всем исследуемым мерзлым рыхлым грунтам - наибольшая п.н. 3 и наименьшая - п.н. 2.

Рассмотренные распределения  $T$  для различных грунтов, хотя и дают представление о влиянии слоя рыхлых отложений на частотный состав сейсмического сигнала и раскрывают суть физических явлений, обуславливающих формирование сейсмического сигнала, но не отражают количественных характеристик изменения частотного состава. Очевидно, наиболее приемлемой в данной ситуации характеристикой, определяющей влияние рыхлых грунтов, будет безразмерная величина, выраженная через отношение периодов, соответствующих максимальным амплитудам на рыхлом и скальном грунтах -  $T_i/T_\Theta$ . Распределения этих величин для различных пунктов наблюдения приведены на рис. II.10, а их основные статистики в табл. II.2.

Форма распределений мало меняется от одного пункта наблюдения к другому, хотя значения их статистик отличны друг от друга. Наиболее вероятные значения  $T_i/T_\Theta$  меньше единицы для всех грунтовых условий. Таким образом, в слое происходит перераспределение периодов максимальных амплитуд на более короткие. Однако присутствие в распределениях значений  $T_i/T_\Theta$ , больших единицы, указывает на то, что те же грунты "увеличивают" периоды максимальных амплитуд по сравнению со скальными. В данной ситуации естественно предположить, что "увеличение" или "уменьшение" периодов максимальных амплитуд на грунтах зависит от частотного состава падающего на границу слой-полупространство сейсмического сигнала. Учитывая это, нами рас-

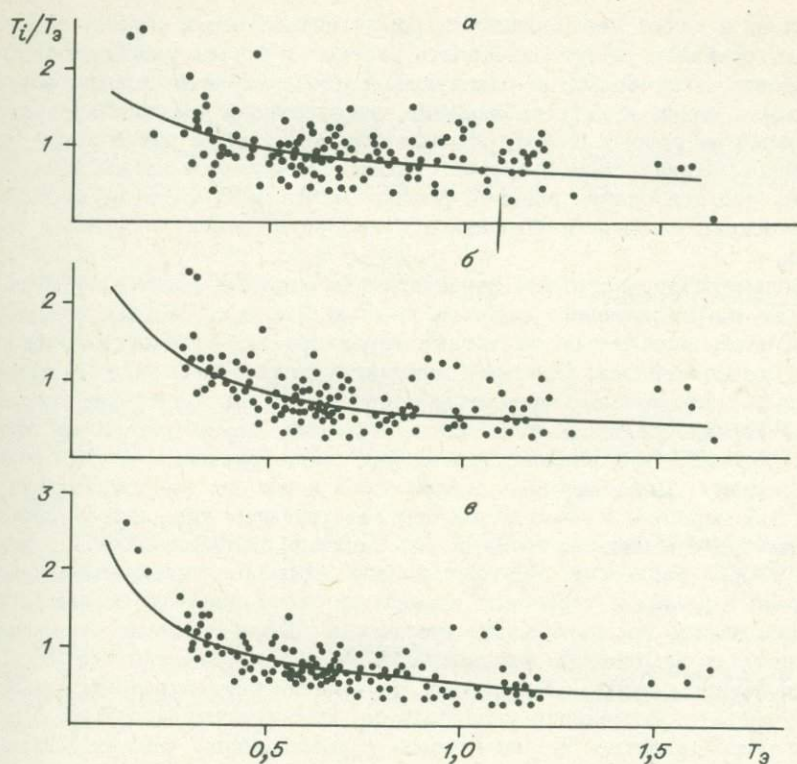


Рис. 11. 11. Распределение периодов максимальных амплитуд  $T_i / T_э$  в зависимости от изменения периодов максимальных амплитуд на эталонном грунте. Сплошной линией показано усреднение распределений (компонента EW, I выборка).

Усл. обозн. см. на рис. 11. 10.

смотрены для всех исследуемых грунтов зависимости  $T_i / T_э = f(T_э)$  (рис. 11.11). Максимальная интенсивность, выражаемая максимальной амплитудой сейсмического сигнала на мерзлых рыхлых грунтах, зависит от частотного состава землетрясений -  $T_i / T_э$  в среднем меньше единицы для  $T_э > 0,4-0,6$  с и больше единицы при  $T_э < 0,4-0,6$  с. Следовательно, периоды 0,4-0,6 с в данном случае являются наиболее вероятными, характеризующими рассматриваемые рыхлые толщи.

### 3. Частотные характеристики мерзлых крупнообломочных грунтов

Уже было показано, что интенсивность сейсмического сигнала в среднем претерпевает значительное увеличение на рыхлых грунтах (по сравнению со скальными). Установлено, что основным фактором, влияющим на флуктуации уровня частотных характеристик, является неоднородность и связанное с ней рассеяние сейсмического сигнала скальными грунтами, принятыми

за эталон, а также неоднородность самих исследуемых рыхлых грунтов. Эти причины, очевидно, будут определять разброс и формы уровня частотных характеристик, полученных по различным слабым землетрясениям, зарегистрированным в одном пункте наблюдения, и флуктуации частотных характеристик, полученных по одному и тому же землетрясению даже для близких по своим физико-механическим и другим параметрам пунктов наблюдения. Отсюда следует, что при оценке влияния рыхлых мерзлых грунтов на интенсивность сейсмического сигнала необходимо использовать средние частотные характеристики.

Большинство частотных характеристик мерзлых рыхлых грунтов находилось по землетрясениям с  $8 \leq K \leq 10$  и  $0 \leq \Delta \leq 500$  км, поэтому возможная связь параметров частотных характеристик от энергетического класса не устанавливалась. Основное внимание уделялось выявлению изменений последних с изменением эпицентрального расстояния землетрясений и на возможную неравноправность описания частотными характеристиками поведения рыхлых грунтов (при воздействии на них землетрясений) от компонентны к компоненте. Действительно, колебания грунта при землетрясениях с энергетическим классом  $K=8-11$  при соответствующем удалении от пункта наблюдения будут являться упругими колебаниями, подчиняющимися законам линейной теории упругости. Поэтому нецелесообразно отыскивать связь между формой и уровнем частотных характеристик с энергией землетрясений.

Нахождение же возможного изменения уровня и формы частотных характеристик с изменением эпицентрального расстояния имеет прямой смысл по нескольким причинам. Во-первых, изменение эпицентрального расстояния подразумевает и изменение угла подхода сейсмического сигнала к границе слой-полупространство и, во-вторых, с увеличением эпицентрального расстояния значительно изменяется частотный состав сейсмического сигнала вследствие поглощения высоких частот средой. Для простейшего случая - гармонических колебаний - влияние угла подхода на степень интенсивности сейсмического сигнала рыхлыми грунтами детально рассмотрено С.В. Пучковым /73/.

Предположение о неравноправности или неоднозначности описания слоя рыхлых отложений частотными характеристиками, полученными по различным компонентам, вытекает из простого соображения о том, что реальный слой рыхлых отложений является системой с  $n$  степенями свободы, обуславливаемыми его упругими параметрами.

Реальные частотные характеристики исследуемых грунтов представлены нами в виде: а) средних частотных характеристик, найденных по совокупностям землетрясений, разбитых по эпицентральным расстояниям -  $0 < \Delta \leq 30$ ;  $30 < \Delta \leq 70$ ;  $70 < \Delta \leq 200$ ,  $\Delta < 200$  км, и б) максимально возможных частотных характеристик для тех же интервалов эпицентральных расстояний. Последние получены путем соединения близлежащих (в данном случае  $\Delta f = 0,5$  Гц) максимальных уровней частотных характеристик для соответствующих интервалов эпицентральных расстояний. Средние частотные характеристики отражают усредненную реакцию данного грунта на сейсмическое воздействие. Это усреднение нивелирует возможную связь между уровнем такой частотной характеристики с относительным расположением очага и пункта наблюдения. Кроме того, при усреднении мы не получаем информацию о возможном уровне частотной характеристики на той или иной частоте /34/. Следовательно, теряется информация о наиболее опасных в сейсмическом отношении частотах. Поэтому использование максимально возможных частотных характеристик не только является вполне оправданным, но и служит допол-

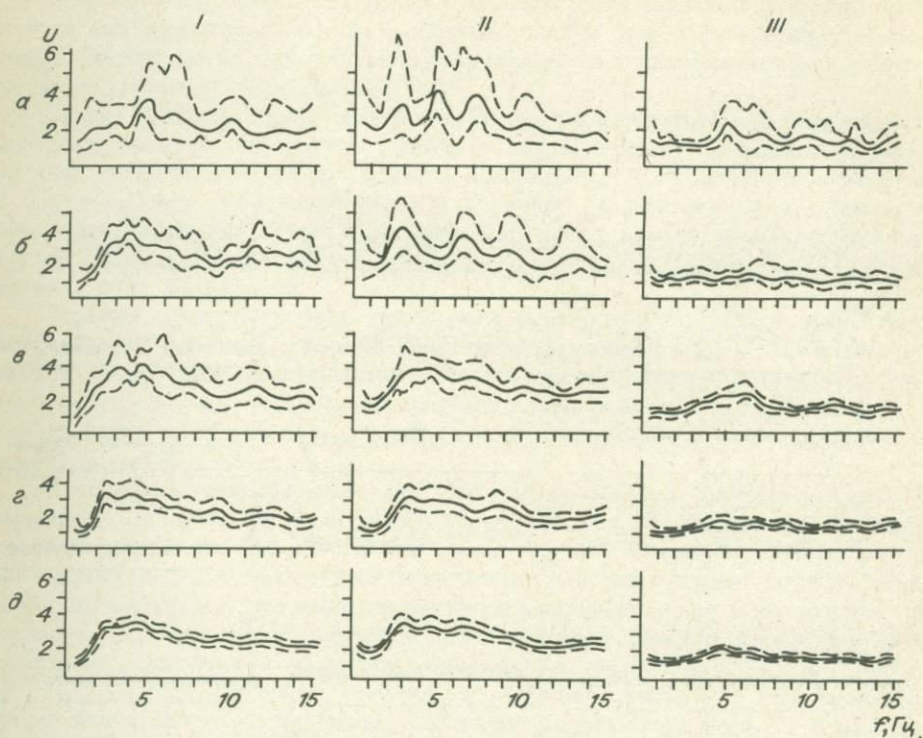


Рис. 11.12. Средние частотные характеристики ( $U$ ), полученные по  $Z$ -компоненте для различных интервалов эпицентральных расстояний и пунктов наблюдений.

I - п.н. 4, II - п.н. 3, III - п.н. 2; а -  $\Delta \leq 30$ , б -  $31 \leq \Delta \leq 70$ , в -  $31 \leq \Delta \leq 200$ , г -  $201 \leq \Delta \leq 500$  км, д - обобщенная частотная характеристика, полученная по всем эпицентральных расстояниям -  $\Delta \leq 500$  км.

нительным элементом анализа относительной сейсмической опасности рыхлых грунтов.

Прежде всего рассмотрим средние частотные характеристики мерзлых крупнообломочных грунтов (рис. 11.12; 11.13). Общий характер изменения средних частотных характеристик, полученных по  $NS$ -компоненте, с эпицентральной расстоянием и от пункта наблюдения к пункту наблюдения, так же как их форма и уровень, соответствует средним частотным характеристикам, полученным по  $EW$ -компоненте. Поэтому  $NS$ -компоненту в дальнейшем рассматривать не будем.

Сопоставление частотных характеристик, приведенных на рисунках, позволяет нам выделить лишь одну, общую черту - однозначность градации уровня частотных характеристик для различных пунктов наблюдения. Так, наибольший их уровень присущ п.н. 3,4, наименьший - п.н. 2. Дальнейший анализ средних частотных характеристик проведем отдельно для каждой из компонент.

По  $Z$ -компоненте для различных пунктов наблюдения с изменением эпицентрального расстояния они, хотя и претерпевают незначительные изменения, в целом сохраняют свой уровень. Более изменчива частота максимального

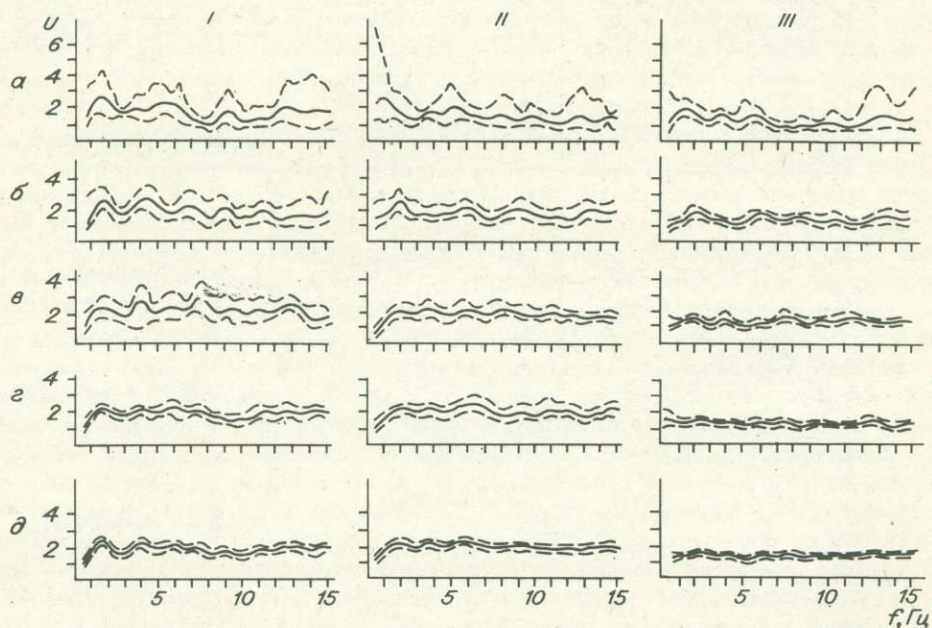


Рис. 11.13. Средние частотные характеристики мерзлых крупнообломочных грунтов, полученные по EW-компоненте для различных интервалов эпицентральных расстояний.

Усл. обозн. см. на рис. 11.12.

уровня. С ростом  $\Delta$  максимум средней частотной характеристики для п.н. 3 и 4 смещается на более низкие частоты — с 4,5–5 до 2,5–3 Гц для землетрясений с эпицентрными расстояниями  $\Delta \leq 30$  и  $\Delta > 200$  км соответственно. Во всех пунктах наблюдения начиная с максимума очень четко прослеживается закономерное спадание уровня с ростом частоты. Этот спад отражает влияние поглощающих свойств мерзлого рыхлого грунта на формирование сейсмического сигнала в слое. Частотные характеристики всех исследуемых крупнообломочных грунтов не являются резонансными. Судя по форме средних частотных характеристик (довольно резкое возрастание уровня до максимального и плавное его убывание с ростом частоты), в слое происходит дальнейшее формирование сейсмического сигнала.

Сглаженную картину мы отмечаем при рассмотрении средних частотных характеристик, полученных для тех же пунктов наблюдения по горизонтальным компонентам, в частности по компоненте EW. Для них характерно очень слабое влияние поглощающих свойств рыхлых грунтов. Это сказывается на характеристиках, полученных по близким землетрясениям с  $\Delta \leq 30$  км. Если учесть доверительные интервалы, то они практически неразрешимы по частоте, начиная с 1 Гц. Их уровень, хотя и слабо, но меняется с изменением эпицентрального расстояния. Большой уровень присущ средним частотным характеристикам, полученным по землетрясениям с  $\Delta \leq 70$  км.

С ростом эпицентрального расстояния уровень уменьшается. Особенно это заметно для характеристик п.н. 2. Так же, как и для  $Z$  - компоненты, средние частотные характеристики, полученные по горизонтальным компонентам не являются резонансными.

Таким образом, форма средних частотных характеристик, полученных по горизонтальным компонентам, резко отлична от формы подобных характеристик, полученных по вертикальной компоненте. А их максимальные уровни меньше, чем максимальные, полученные по вертикальной компоненте. Относительное изменение уровня частотных характеристик различных пунктов наблюдения однозначно изменению приращений балльности, определенных в этих же пунктах.

Отражая средний уровень увеличения интенсивности сейсмического сигнала рыхлыми грунтами, средние частотные характеристики в то же время слабо отражают наиболее опасные в сейсмическом отношении частоты. На рис. II.14 приведены частотные характеристики, полученные по землетрясениям из одной очаговой зоны. Видно, что они имеют значительный разброс уровней на разных частотах.

Максимально возможные частотные характеристики, полученные по EW-компоненте в п.н. 2, 3, 4, значительно отличаются от средних частотных характеристик. Основное их отличие состоит в том, что максимально возможным частотным характеристикам свойственна довольно резкая дифференциация уровня по частотам. Эта дифференциация неравнозначна для всех пунктов наблюдения. Так, для п.н. 2 наиболее сложная форма присуща частотным характеристикам, полученным по землетрясениям с  $\Delta \leq 30$  км и  $31 \leq \Delta \leq 70$  км (рис. II.15). В то же время отмечается довольно стабильное поведение максимума частотной характеристики, лежащего на частотах 5-6 Гц, с изменением эпицентрального расстояния. Подобная же стабильность отмечается и для максимума, лежащего на частотах 11-12 Гц. Оба эти максимума естественно отражаются в обобщенной по всем рассмотренным эпицентральным расстояниям максимально возможной частотной характеристике.

Для п.н. 3 эти характеристики резко отличаются друг от друга в зависимости от того, по какой выборке землетрясений они получены. Имеется в виду интервал эпицентральных расстояний. Как и в п.н. 2, наибольшая дифференциация уровня отмечается для максимально возможных частотных характеристик, полученных по землетрясениям с эпицентральными расстояниями до 70 км. Наблюдаются и общие черты максимально возможных частотных характеристик, полученных по различным интервалам эпицентральных расстояний. Так, наибольшие изменения уровня происходят в интервале частот 2-10 Гц. У всех частотных характеристик прослеживается пик на частоте 3 Гц, величина уровня которого колеблется незначительно. Все это сказывается на форме и изменении уровня обобщенной максимально возможной частотной характеристики, полученной по всем землетрясениям.

Максимально возможные частотные характеристики п.н. 4 имеют наибольшие различия по эпицентральным расстояниям. Так, для близких землетрясений уровень частотной характеристики в среднем либо растет с ростом частоты ( $\Delta < 30$  км), либо остается практически постоянным ( $31 \leq \Delta \leq 70$  км). В то же время для этих интервалов эпицентральных расстояний наблюдается некоторое сходство формы частотных характеристик, конечно, в общих чертах. Влияние поглощающих свойств слоя мерзлых отложений, представленных п.н. 4, начинает сказываться в частотных характеристиках, полученных по землетрясениям с эпицентральными расстояниями, большими 70 км. Форма общей максимально возможной частотной характеристики, най-

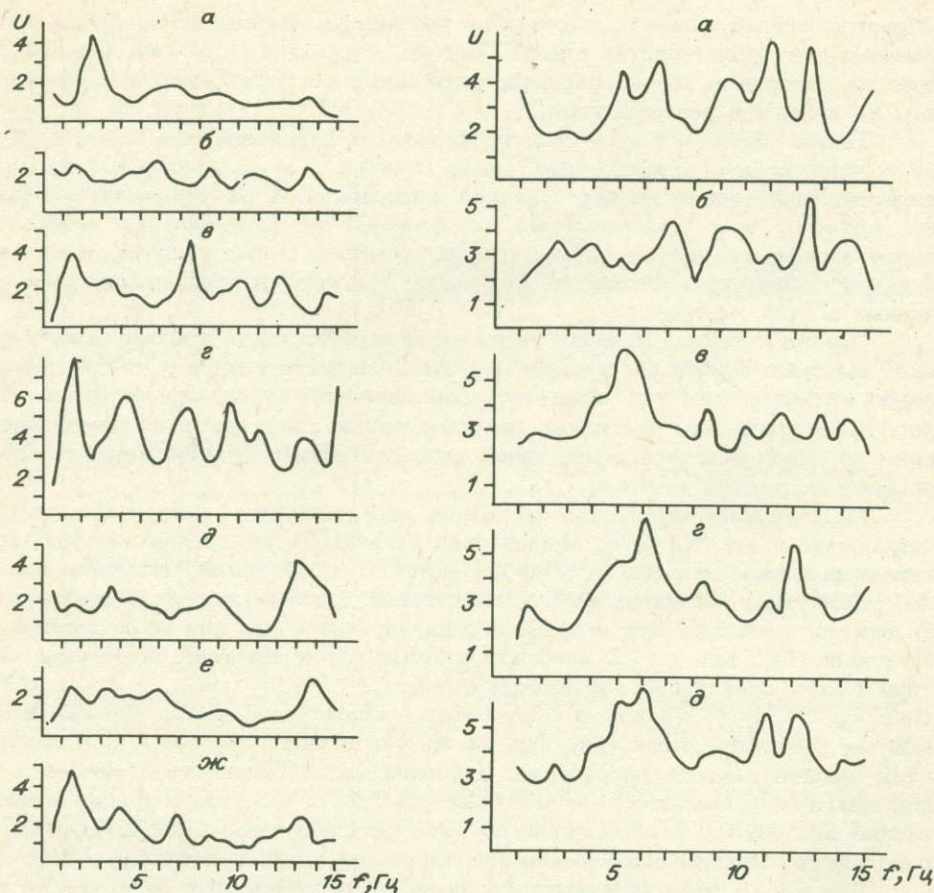


Рис. 11.14. Частотные характеристики (а-ж), полученные по отдельным землетрясениям одной очаговой зоны для п.н. 4 по EW -компоненте.

Рис. 11.15. Максимально возможные частотные характеристики п.н. 2, полученные по землетрясениям с  $\Delta < 500$  км (число отдельных частотных характеристик, использованных для построения  $n = 51$ ).

а -  $\Delta \leq 30$ , б -  $31 \leq \Delta \leq 70$ , в -  $71 \leq \Delta \leq 200$ , г -  $201 \leq \Delta \leq 500$  км, д - суммарная по а-г.

денной по землетрясениям всех рассматриваемых эпицентральных расстояний, определяется в основном частотными характеристиками, полученными по землетрясениям с  $\Delta > 70$  км. Частотные характеристики меньших эпицентральных расстояний вносят лишь мелкие детали в обобщенную частотную характеристику. Обобщенная максимально возможная частотная характеристика п.н. 4 по форме наиболее близка соответствующей средней частотной характеристике по сравнению с подобными двух других пунктов наблюдения (2 и 3).

Максимально возможные частотные характеристики для всех пунктов наблюдения, полученные по записям землетрясений горизонтальными компо-

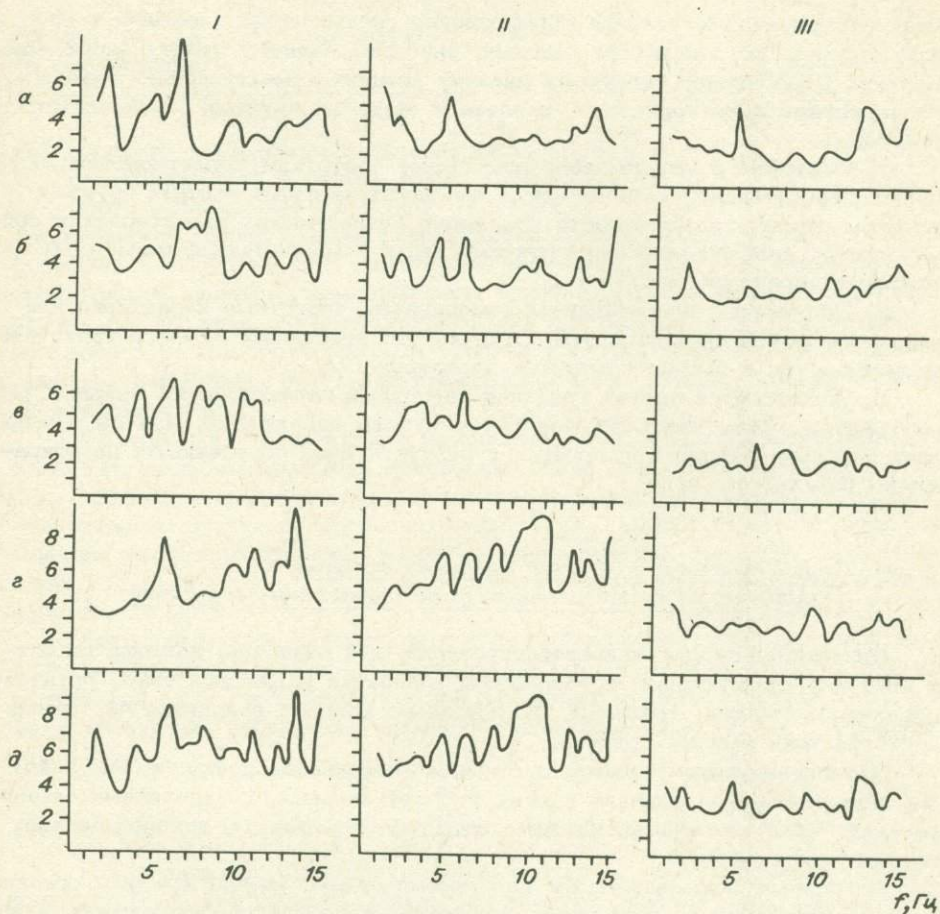


Рис. 11.16. Максимально возможные частотные характеристики п.н. 2-4, полученные по компоненте EW.

Усл. обозн. см. на рис. 11.12.

нентами NS и EW, приведены на рис. 11.16. Различия, отмеченные для средних частотных характеристик, полученных по вертикальной и горизонтальным компонентам, сохраняются и для максимально возможных частотных характеристик соответствующих пунктов наблюдений. Эти различия одинаково относятся как к обобщенным, так и к максимально возможным частотным характеристикам, найденным по землетрясениям с различными эпицентрными расстояниями. Средние и максимально возможные частотные характеристики, полученные по горизонтальным компонентам (NS и EW), в общих чертах сохраняют те же различия, что и частотные характеристики, соответствующие вертикальной компоненте. Это — большая дифференциация уровней максимально возможных частотных характеристик по сравнению со средними. Напомним, что каждая частота обобщенных средних и максимально возможных частотных характеристик представлена более чем 50 уровнями отдельных частотных характеристик.

Таким образом, максимально возможные частотные характеристики, от-

ражая экстремальные условия формирования сейсмического сигнала в слое, несут информацию о наиболее опасных, присущих данному пункту наблюдения, частотах. Подводя итог краткому анализу средних и максимально возможных частотных характеристик различных мерзлых грунтов, можно отметить следующее.

1. Средние и максимально возможные частотные характеристики описывают относительную сейсмическую опасность мерзлых рыхлых грунтов. При этом степень разрешимости искажения динамических характеристик сейсмического сигнала рыхлыми грунтами выше у максимально возможных частотных характеристик.

2. Полученные по различным компонентам частотные характеристики резко отличаются друг от друга. Отличие это проявляется в несоответствии как формы, так и уровня частотных характеристик.

3. Наблюдается четкая градация частотных характеристик мерзлых рыхлых грунтов, представляющих различные пункты наблюдения. Причем эта градация довольно хорошо согласуется с результатами, полученными по приращению балльности  $\Delta I$ .

#### 4. Связь спектров колебаний скальных грунтов с энергией и эпицентральной расстоянием землетрясений

При сейсмическом микрорайонировании, как известно, важным является изучение спектральных особенностей колебаний различных типов грунтов и, в первую очередь, скальных, относительно которых находятся частотные характеристики рыхлых грунтов.

Для исследуемого района, как и для большинства сейсмических районов, имеются записи близких слабых и более сильных, но удаленных землетрясений. Практический же интерес представляют спектры записей близких сильных землетрясений.

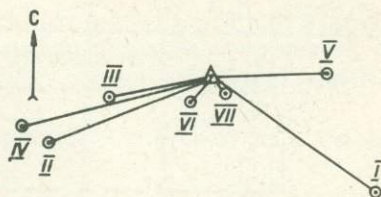
Отправным положением при нахождении связей уровня и формы средних спектров колебаний с изменением энергетического класса землетрясений явилось предположение о том, что при переходе от слабоэнергетических коровых землетрясений к землетрясениям более высоких энергий не происходит каких-либо скачкообразных качественных изменений в самом механизме очага и не накладывается дополнительных (например, нелинейных) эффектов при распространении сейсмического сигнала в среде. Естественно, к такого рода эффектам нельзя отнести поглощение, рассеяние сейсмических волн средой и их геометрическое расхождение. Сразу отметим, что мы ограничились нахождением эффективного коэффициента затухания спектральной плотности ( $n$ ).

Следовательно, наша задача сводилась к отысканию зависимостей средних спектров Фурье с изменением энергетического класса и эпицентрального расстояния для сейсмических сигналов, зарегистрированных в пределах распространения упругих деформаций. Очевидно, эти зависимости будут определяться взаимным или относительным расположением очаг-пункт наблюдения.

Все закономерности находились для мерзлых скальных грунтов, как менее всего искажающих сейсмический сигнал. Зная частотные характеристики рыхлых грунтов, нетрудно найти соответствующие им спектры, умножая спектр колебаний скального грунта на частотную характеристику.

Так как сильные землетрясения охватывают значительные объемы зем-

Рис. II.17. Схема расположения очаговых зон (I-VII) относительно пункта наблюдения.



ной коры, то слабые землетрясения не будут характеризовать в полной мере очаговую зону сильного землетрясения. В то же

время спектр каждого отдельного слабого землетрясения несет в себе информацию об особенностях данной очаговой зоны /106/. Естественно, что совокупность спектров землетрясений будет в большей степени характеризовать ее. В связи с этим целесообразно для характеристики всей зоны использовать не индивидуальные, а средние спектры, которые находились из спектров колебаний грунта при отдельных слабых землетрясениях с близкими координатами.

Трансформация спектров с изменением силы землетрясения рассматривалась по записям смещений поперечных волн, полученных на скале. На рис. II.17 представлена схема расположения рассматриваемых очаговых зон относительно пункта регистрации. Зоны VII и I расположены от пункта наблюдения вкост простирания основных геологических структур, остальные зоны VI, III, II, IV - вдоль простирания. В табл. II.3 приведены основные характеристики зон.

Регистрирующая аппаратура и способ оцифровки позволяют надежно рассчитать спектры в интервале частот  $1 \div 10$  Гц с шагом 0,5 Гц. Для количественной характеристики спектров колебаний скального грунта были приняты следующие параметры: величина максимума спектра ( $S_m$ ), значение соответствующей ему частоты ( $f_{S_m}$ ), а также значения спектральных составляющих ( $S_i$ ) правой ветви спектральной кривой.

Изменение максимального уровня спектра с эпицентральной расстоянием. Считая, что уровень максимума спектра отражает силу землетрясения, примем  $S_m$  за его основной параметр и найдем изменение максимальной спектральной плотности с расстоянием. Для этой цели были использованы спектры отдельных землетрясений с  $K=8-11$ , эпицентры которых расположены по профилю вдоль простирания геологических структур.

Сопоставление значения максимальной составляющей спектра с максимальной амплитудой колебания ( $A_m$ ) соответствующей записи показало, что их логарифмы связаны линейно уравнениями вида

$$\lg S_m = a + b \lg A_m, \quad (II.7)$$

где  $a$  и  $b$  - коэффициенты. Пределы их изменения следующие:  $a = (-0,52 \pm 0,08) \div (-0,23 \pm 0,03)$ ,  $b = (0,73 \pm 0,11) - (1,00 \pm 0,09)$ ,  $[A_m] = \text{мм}$ ,  $[S_m] = \text{мм} \cdot \text{с}$ . Коэффициент корреляции ( $R$ ) полученных уравнений не ниже 0,7 для  $K=8$  и  $R \geq 0,9$  - для  $K > 9$ .

При  $A_m = 0$  должны получить  $S_m = 0$ , а с ростом  $A_m$  растет и  $S_m$ , поэтому в принципе настоящая зависимость не должна иметь свободного члена. Наиболее вероятной причиной того, что по экспериментальным данным  $a \neq 0$ , является завышение спектральной плотности в результате дискретизации записи сигнала, неточности проведения нулевой линии и другими подобного рода ошибками.

Таблица II.3

Зона	Координаты		Интервал эпицент- ральных расстояний, км	Интервал энерги- ческих клас- сов земле- трясений	Кол-во земле- трясе- ний
	$\varphi^{\circ}\text{C}$	$\lambda^{\circ}\text{B}$			
I	54,10-54,15	121,95-122,24	400-424	9-13	8
II	55,35-55,44	110,83-111,64	370-388	7-11	13
III	56,29-56,34	113,46-113,58	222-230	9-11	11
IV	55,71-55,78	110,43-110,00	417-430	9-13	11
V	56,52-56,66	121,00-121,11	237-245	8-10	10
VI	56,17-56,26	116,31-116,49	64-72	7-10	11
VII	56,31-56,44	117,40-117,65	34-50	7-10	10

Наличие такой связи позволяет допустить, что эффективные коэффициенты затухания  $n_A$  и  $n_S$  должны иметь близкие значения, так как коэффициенты при  $\lg A_m$  в уравнении II.7 близки к 1. Средние эффективные коэффициенты затухания для  $S_m$  (полученные нами) и для  $A_m / 91 /$  следующие:

$\Delta$ , км	$n_S$	$n_A$
10-70	-	2,06
70-200	$0,99 \pm 0,20$	0,98
200-1000	$1,94 \pm 0,21$	2,01

Из полученных результатов видно, что для учета изменения максимальной составляющей спектра с расстоянием можно пользоваться эффективными коэффициентами затухания максимальной амплитуды.

Спектры колебаний мерзлой скалы, как правило, имеют максимумы на низких частотах  $\sim 1$  Гц. Возможно, поэтому изменение частоты основного максимума с увеличением эпицентрального расстояния вследствие поглощения будет незначительным. К тому же спектр уверенно определяется только с частоты 1 Гц (см. рис. II.4). Сдвиг максимума в сторону низких частот, если он существует, в рассматриваемых нами спектрах при шаге по оси частот в 0,5 Гц незаметен.

Рассматривая трансформацию формы индивидуальных спектров с расстоянием по такому параметру, как ширина спектра, трудно заметить регулярное изменение формы из-за большого разброса данных. По средним же спектрам можно заметить уменьшение его ширины с увеличением расстояния. Например, при изменении эпицентрального расстояния с 200 до 400 км спектр становится уже на  $0,5 \div 1$  Гц.

Таким образом, с изменением эпицентрального расстояния максимальная составляющая спектра затухает по тем же законам, что и максимальная амплитуда записи. Смещения частоты максимума спектра обнаружить не удалось, при этом спектр в среднем становится уже с увеличением эпицентрального расстояния.

Характеристика формы спектра. Для количественного описания формы спектра рассмотрим изменение спектральной плотности на фиксированной

частоте в зависимости от значения максимума спектра. При этом используется вся совокупность средних спектров колебаний скального грунта по землетрясениям конкретной очаговой зоны. Пример средних спектров приведен на рис. II.18.

Такой подход позволяет описать спектры одной очаговой зоны семейством кривых для ряда частот, имеющих вид:

$$\lg(\bar{S}_m / \bar{S}_i) = A + B \lg \bar{S}_m, \quad (II.8)$$

где  $\bar{S}_i$  – средние значения спектральной плотности для частот 2, 3, ..., 10 Гц; А, В – коэффициенты, изменяющиеся с частотой. Подобные зависимости получены для каждой очаговой зоны. В табл. II.4 в качестве примера приведены значения коэффициентов зависимости (II.8) для двух зон – ближней и удаленной.

Изменения коэффициентов А и В с частотой всех рассматриваемых зон обнаруживают следующие тенденции. Значения А в интервале частот 2–6 Гц заметно возрастают, а начиная с частоты 7 Гц его изменение сравнимо с ошибками определения. Коэффициент В на всем рассматриваемом интервале частот меняется слабо.

Сопоставление спектров, рассчитанных по формуле (II.8), и средних спектров, полученных из наблюдений, показывает их удовлетворительное совпадение (рис. II. 19). Следовательно, полученное нами количественное описание формы спектра в виде семейства уравнений (II.8) позволяет рассчитать средний спектр.

Связь спектров с энергией землетрясений. Для исследуемого района мы

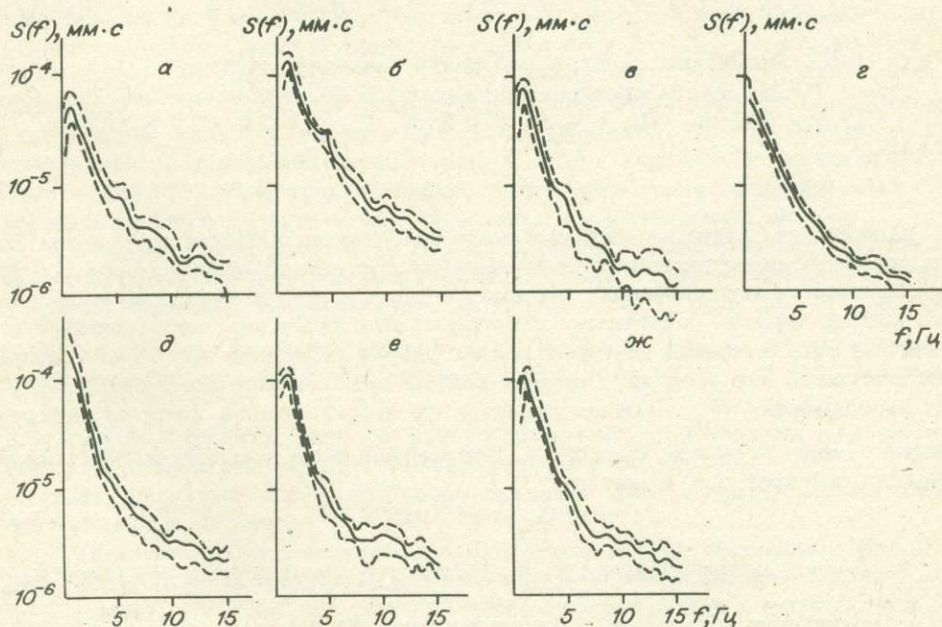


Рис. II.18. Средние спектры колебаний мерзлого скального грунта при землетрясениях различных очаговых зон.

а – К=8 (зона VI); б – К=8 (VII); в – К=9 (III), г – К=9 (V); д – К=10 (II); е – К=10 (IV); ж – К=10 (I).

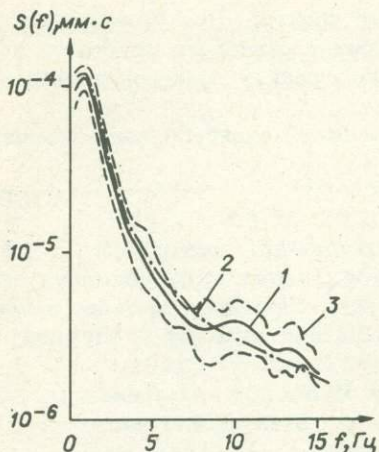


Рис. 11.19. Спектры колебаний скального грунта.

$K=10$ ,  $\Delta = 222-230$  км; 1 - реальный средний спектр, 2 - расчетный спектр, 3 - доверительный интервал среднего спектра для уровня вероятности  $P=0,9$ .

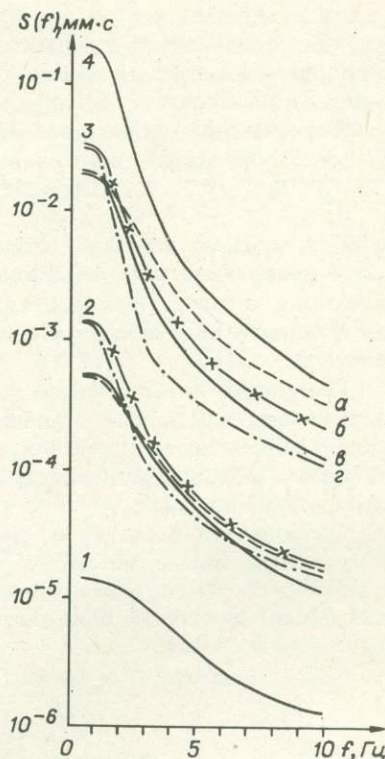


Рис. 11.20. Расчетные спектры колебаний скального грунта.

$\Delta = 70$  км, а-г - спектры, рассчитанные по землетрясениям для зон: а - VI, б - IV, в - VII, г - I; 1 -  $K=7$ , 2 -  $K=10$ , 3 -  $K=13$ , 4 -  $K=15$ .

не располагаем записями сильных землетрясений из ближних очагов зон. Чтобы получить представление о спектральном составе колебаний скалы при более сильных землетрясениях, которые могут возникнуть в исследуемом районе, воспользуемся расчетными спектрами. Для этого нам необходимо знать величину максимальной спектральной плотности колебаний при землетрясении интересующей нас энергии. Поэтому для каждой очаговой зоны были найдены зависимости  $\bar{S}_m$  средних спектров от энергии очага, которую характеризуем энергетическим классом  $K$ . Полученная связь максимального уровня средних спектров и  $K$  имеет вид

$$\lg \bar{S}_m = a + bK. \quad (11.9)$$

Значения коэффициентов  $a$  и  $b$  для разных очаговых зон даны в табл. 11.5

Наклон прямых, отражающих зависимость (11.9), в пределах погрешности сохраняется для всех очаговых зон. Аналогичная зависимость для максимальных амплитуд скоростей получена В.В. Штейнбергом [102] по землетрясениям с  $K=10 \div 14$  и  $\Delta = 80 \div 90$  км для района Камчатки.

Следует заметить, что находить спектр сильного землетрясения для эпицентрального расстояния, меньшего 60-70 км, не имеет смысла, потому

Таблица II.4

f, Гц	VII зона, $\Delta = 34 - 50$ км			I зона, $\Delta = 400 - 424$ км		
	A	B	R	A	B	R
2	$0,74 \pm 0,36$	$0,14 \pm 0,09$	0,6	$1,18 \pm 0,11$	$0,23 \pm 0,03$	0,9
3	$1,38 \pm 0,47$	$0,24 \pm 0,12$	0,7	$2,12 \pm 0,15$	$0,37 \pm 0,04$	0,9
4	$1,68 \pm 0,46$	$0,27 \pm 0,11$	0,7	$2,22 \pm 0,20$	$0,31 \pm 0,06$	0,9
5	$1,89 \pm 0,33$	$0,27 \pm 0,08$	0,8	$2,38 \pm 0,21$	$0,30 \pm 0,06$	0,8
6	$2,25 \pm 0,19$	$0,32 \pm 0,05$	0,9	$2,56 \pm 0,32$	$0,32 \pm 0,06$	0,8
10	$2,91 \pm 0,35$	$0,39 \pm 0,09$	0,9	$3,01 \pm 0,19$	$0,37 \pm 0,05$	0,9

Таблица II.5

$\Delta$ , км	№ зоны	$\Delta K$	a	b	R
34-72	VI+VII	7-10	$-8,52 \pm 0,21$	$0,52 \pm 0,03$	0,98
222-230	III	9-11	$-8,94 \pm 0,96$	$0,53 \pm 0,09$	0,93
370-388	II	9-12	$-9,76 \pm 0,41$	$0,60 \pm 0,04$	0,99
400-430	I+IV	9-13	$-8,55 \pm 0,34$	$0,46 \pm 0,03$	0,95

что, во-первых, для полученных выше зависимостей нами использовались в основном спектры записей землетрясений с  $\Delta > 50$  км, во-вторых, при более близких  $\Delta$  на проявлении землетрясения могут заметно сказываться неравномерность излучения сейсмического поля очагом, эффекты рассеяния поля средой и размеры самого очага (см. главу III). Именно поэтому мы ограничились эпицентральной расстоянием  $\Delta = 70$  км при нахождении расчетных спектров колебаний скального грунта для землетрясений разной силы. Схему подобного расчета можно представить в следующем виде.

Используя зависимости (II.9), мы находим средние значения максимальных составляющих спектров для различных энергетических классов. Затем, учитывая эффективный коэффициент затухания  $\bar{S}_m$ , приводим это значение к интересующему нас эпицентральному расстоянию ( $\Delta = 70$  км). При этом частоту максимума спектра полагаем равной 1 Гц ( $f_{\bar{S}_m} = 1$  Гц), так как

для реальных средних спектров явного изменения этой частоты ни с расстоянием, ни с энергетическим классом обнаружить не удалось.

Из уравнения (II.8) определяем значения спектральных составляющих для остальных частот.

Таким образом, использование экспериментально полученных зависимостей (II.8), (II.9) позволяет рассчитать спектры сейсмических колебаний мерзлого скального грунта при более сильных землетрясениях, учитывающие реальные условия распространения упругих волн.

По этой схеме нами были получены средние расчетные спектры колебаний скальных грунтов для землетрясений различных энергий ( $K=7, 10, 13, 15$ ) фиксированного эпицентрального расстояния ( $\Delta = 70$  км) (рис. II.20).

Спектры колебаний скального грунта при землетрясениях из очаговых

зон (УГ, Г), расположенных вкост простираения основных геологических структур, уже спектров колебаний из зон вдоль геологических структур, (VII, IV), причем это становится заметным лишь для землетрясений с  $K > 10$ . Спектры, рассчитанные по экспериментальным зависимостям, соответствующим дальним очаговым зонам, по своему максимальному уровню выше спектров, при расчете которых использовались зависимости, соответствующие близким очаговым зонам. Это, возможно, объясняется тем, что зависимости для дальних зон получены с использованием записей более высоких энергетических классов (см. табл. 11.5).

И наконец, спектры колебаний обнаруживают зависимость своей формы от энергии землетрясения. Так, при увеличении  $K$  низкочастотная часть спектра (1-3 Гц) возрастает быстрее, чем высокочастотная, т.е. интенсивность длиннопериодных колебаний, излучаемых очагом, возрастает с увеличением энергии очага сильнее, чем интенсивность короткопериодных колебаний. Например, для спектров колебаний скального грунта при возрастании энергетического класса от  $K=10$  до  $K=15$   $\bar{S}_m$  возрастает примерно в 200 раз, а спектральная плотность на частоте  $f = 10$  Гц - в 50 раз. Подобное поведение спектров отмечается также В.В. Штейнбергом /102/, Л.М. Плотниковой /68/.

Для того чтобы проверить применимость полученных зависимостей, мы воспользовались данными об интенсивности сейсмических колебаний ( $A_m$ ) различных энергий, взятыми из каталогов землетрясений региональной сети сейсмических станций. Конечно, это сравнение носит качественный характер, поэтому оно проводилось только для максимальной спектральной составляющей. Весь спектр получить нетрудно, так как спектральные компоненты связаны с величиной  $\bar{S}_m$ . Используя зависимость (11.5) с учетом эффективного коэффициента затухания максимальной спектральной плотности, оценили значения  $\bar{S}_m$ , приведенные к  $\Delta = 70$  км, которые показаны в табл. 11.6, ( $\bar{S}_{min} \div \bar{S}_{max}$ ) - интервал изменения величины  $\bar{S}_m$ . Для землетрясений с  $K=10-12$  амплитуды брались по сейсмостанции "Калар", расположенной на мерзлых крупнообломочных грунтах, а с  $K=13-14$  - по сейсмостанции "Чита" (талый скальный грунт).

Учитывая, что крупнообломочные грунты могут завьшать спектральную амплитуду колебаний в 1,2-2 раза, можно отметить удовлетворительное совпадение значений  $\bar{S}_m$ , найденных по максимальным амплитудам сейсмостанций региональной сети, и  $\bar{S}_{m(1)}$ ,  $\bar{S}_{m(2)}$ , рассчитанными по полученным зависимостям, соответствующим ближней и более удаленной очаговым зонам соответственно.

Таким образом, получены средние спектры поперечных колебаний мерзлого скального грунта при землетрясениях ближних очаговых зон ( $\Delta = 30-70$  км) и более удаленных ( $\Delta = 400-430$  км).

Средние спектры смещений почвы независимо от расположения очаговых зон относительно пункта наблюдения, их удаленности имеют одинаковый характер распределения спектральной плотности с частотой: максимум лежит в низкочастотной области на частотах до 1 Гц, значения спектральных составляющих правой ветви спектра связаны с величиной его максимумом с зависимостью вида

$$\lg(\bar{S}_m / \bar{S}_i) = A + B \lg \bar{S}_m.$$

Таблица 11,6

K	По сети сейсмических станций		По нашим данным, мм·с	
	$\bar{S}_m$ , мм·с	$S_{\min} \div S_{\max}$	$\bar{S}_{m(1)}$	$\bar{S}_{m(2)}$
10	$8 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4} - 1,3 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
11	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3} - 3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$
12	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-3} - 3,8 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$
13	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2} - 6,8 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$
14	$8,7 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-1}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$9,2 \cdot 10^{-2}$

Установлено, что максимальная составляющая спектра колебаний мерзлого скального грунта затухает с эпицентральной расстоянием по тем же законам, что и максимальная амплитуда записи землетрясения.

Связь значения максимальной составляющей спектра с энергетическим классом землетрясения определяется линейной зависимостью

$$\lg \bar{S}_m = a + bK.$$

Рассмотрена одна из возможных схем получения расчетных спектров при сильном землетрясении на близких расстояниях по имеющимся средним спектрам записей более удаленных или слабых близких землетрясений. В основу схемы положены экспериментальные зависимости максимальной спектральной плотности от расстояния, связи ее значения с энергией землетрясения и связи значений спектральных компонент с уровнем максимума среднего спектра для интервала  $K=7 \div 13$  и  $\Delta=40-400$  км. По этой схеме рассчитаны спектры колебаний скального грунта для землетрясений разных энергетических классов (до  $K=15$ ) и фиксированного эпицентрального расстояния  $\Delta=70$  км. При этом для землетрясений с энергетическим классом  $K > 10$  отмечается неоднородность проявления землетрясения на скальном грунте в зависимости от того, в какой очаговой зоне оно произошло.

### 5. Поляризация S-волн на мерзлых рыхлых и скальных грунтах

Анализ приращений бальности  $\Delta I$  по отдельным компонентам разноориентированных в пространстве линейных систем показал, что оценка сейсмической опасности грунтов является неоднозначной.

Можно использовать полный вектор колебания  $A$ , переменный по величине и направлениям, параметры которого различны в зависимости от выбранной системы координат. Проекция этого вектора на оси  $x$ ,  $y$ ,  $z$  в прямоугольной системе координат характеризуют положение частицы на траектории ее движения. В плоскости вектор  $A$  определяется двумя величинами. Установлено, что для различных типов волн траектории движения частиц неодинаковы /8, 88/, т.е. волны могут быть поляризованы различно. Прежде чем перейти к конкретному рассмотрению поляризации S-волн, на-

помним некоторые положения и понятия, вытекающие из теории поляризации сейсмических волн. В результате исследований выявлено /9, 17/, что поляризация S-волн очень чувствительна к неоднородностям среды и является независимым, дополнительным источником сведений о ней.

Волны SH поляризованы в горизонтальной плоскости перпендикулярно направлению распространения сейсмической волны. При их распространении на границе раздела не возникают обменные волны. Волны SV поляризованы преимущественно в вертикальной плоскости вдоль направления сейсмического луча. Волны SV и SH, распространяясь с разными скоростями, смещаются во времени относительно друг друга и, интерферируя между собой, могут образовывать колебание, поляризованное по эллипсу. Характер и параметры эллипса будут изменяться в зависимости от условий наложения волн. Е.И. Гальперин /17/ под понятием "характер поляризации" подразумевает тип траектории (линейная, эллиптическая, пространственная и др.), а под понятием "параметры поляризации", которые определяют саму траекторию, — форму траектории, положение ее в плоскости, в пространстве и направление движения частиц по ней. В своих рассуждениях мы будем опираться на эти положения.

В нашу задачу входил только качественный анализ поляризации S-волн местных землетрясений на Сьюльбанском полигоне при прохождении их через различные типы грунтов и влияние этих грунтов на их поляризацию. Для этой цели было использовано 7 землетрясений, зарегистрированных в п.н. 1-6. Азимуты землетрясений различны. Их эпицентральные расстояния изменяются в пределах 7,5-700 км.

Станции наблюдения были разнесены на расстояния от 300 до 1200 м. Описание грунтов п.н. 1-6 и их физико-механические свойства даны в главе I.

Поляризация колебаний грунтов изучалась графическим путем. Его преимущества заключаются в том, что траектории движения частиц можно строить во времени и по всей сейсмограмме. Длина анализируемых записей, в которую обязательно входила группа максимальных колебаний, от начала вступления S-волн, составляла 10 с.

Максимальная энергия S-волн использованных землетрясений приходится на частоты 1-6 Гц. Графики поляризации строились в плоскостях XY и XZ. Изучение поляризации S-волн на скальных грунтах связано с тем, что они являлись эталонными на Сьюльбанском полигоне. Рассмотрение траекторий движения частиц в S-волне на этих грунтах (п.н. 1, 5, 6), возможно, позволит уточнить особенности поведения их при землетрясениях.

Графики поляризации S-волн п.н. 1, в плоскости XY близки к эллипсам. Характер поляризации S-волн каждого отдельного землетрясения во времени различный. Эллиптические траектории, соответствующие в основном областям максимальных амплитуд, сменяются более сложными кривыми (рис. II.21,1). Положение траекторий в плоскости относительно осей X и Y, их форма и направление движения частиц по траекториям меняются. Из исследований поляризации S-волн известно /17/, что такие изменения могут быть связаны со сменами типа волн, изменением сдвига фаз между интерферирующими волнами или существованием скоростных границ. Исключение составляют траектории частиц для двух землетрясений с  $\Delta = 72$  и 700 км. Исходя из известных положений теории поляризации S-волн /17/, можно отметить, что в этих землетрясениях преобладают волны типа SH. Поляризация S-волн для землетрясения с  $\Delta = 130$  км

отличается наибольшей сложностью. Наблюдается резкая смена направления движения частиц по всей исследуемой записи, что, очевидно, связано с отражением и преломлением  $S$ -волн на глубинной границе раздела пространства с сильно отличающимися акустическими жесткостями.

Сравнение поляризации  $S$ -волн для разных землетрясений в данном пункте наблюдения показывает, во-первых, неоднозначность изменения направления траекторий движения частиц во времени и, во-вторых, на отсутствие закономерности в ориентации осей эллипсов даже для области максимальных колебаний в  $S$ -волне.

В плоскости  $XZ$  п.н. 1 характер поляризации  $S$ -волн также различен. Ориентация траекторий относительно осей  $X$  и  $Z$ , их характер и форма (за исключением землетрясения с  $\Delta = 72$  км) и направление движения частиц изменяются во времени. У графиков поляризации  $S$ -волн для землетрясения с  $\Delta = 30$  км в плоскости  $XZ$  наблюдается более упорядоченная картина (рис. II.22, А, I). Траектории в этой плоскости близки к эллипсам и ориентированы по оси  $Z$ , направление движения частиц — против часовой стрелки. Колебания с такой поляризацией /88/ относятся к волнам Рэлея в полупространстве. Для остальных землетрясений в вертикальной плоскости поляризации  $XZ$  невозможно с достаточной достоверностью выделить преобладающий тип волны.

Пункт наблюдения 5 (как и п.н. 1) расположен на скальных грунтах. Поляризация  $S$ -волн в плоскости  $XY$  для каждого из рассмотренных землетрясений имеет разный характер и параметры. Ориентация траекторий относительно осей  $X$ ,  $Y$  и направления распространения волны меняется во времени. Форма траекторий имеет вид довольно сложных кривых, свидетельствующих о сложной волновой картине на скальном грунте. Из рис. II.21, II видно, что направление движения частиц по траекториям также не остается постоянным.

Для всех землетрясений п.н. 5 (как для п.н. 1) общей закономерности в характере поляризации не наблюдается.

Для скального грунта, представленного п.н. 6, колебания  $S$ -волн в плоскости  $XY$  характеризуются более устойчивой поляризацией  $S$ -волн во времени, чем в п.н. 1 и 5. В каждом отдельном землетрясении, особенно для области максимальных колебаний, ориентация больших осей эллипсов близка к оси  $X$  и параллельна направлению распространения сейсмической волны. Такое положение эллипсов сохраняется в основном на протяжении всего рассматриваемого участка сейсмограммы. Однако направление движения частиц по эллипсам непостоянно (см. рис. II. 21, III). При сравнении поляризации  $S$ -волн для всех землетрясений в п.н. 6 можно выделить области максимальных колебаний, в которых поляризация характеризуется, примерно, одной и той же ориентацией около оси  $X$  и одним направлением движения частиц (против часовой стрелки). Это говорит об устойчивости сдвига фаз для одних и тех же волн /37/.

Ввиду относительной упорядоченности поляризации  $S$ -волн в плоскости  $XY$  для п.н. 6 траектории движения частиц в плоскости  $XZ$  были рассмотрены только для одного землетрясения с  $\Delta = 30$  км. По всей сейсмограмме поляризация  $S$ -волн в этой плоскости неустойчива (рис. II.23). Но для максимальных колебаний траектория движения частиц имеет форму эллипса, большая ось которого ориентирована вдоль оси  $Z$ . Такой вертикальный эллипс поляризации (как уже указывалось ранее) может быть результатом возникновения движения частиц среды при распространении волны Рэлея /88/.

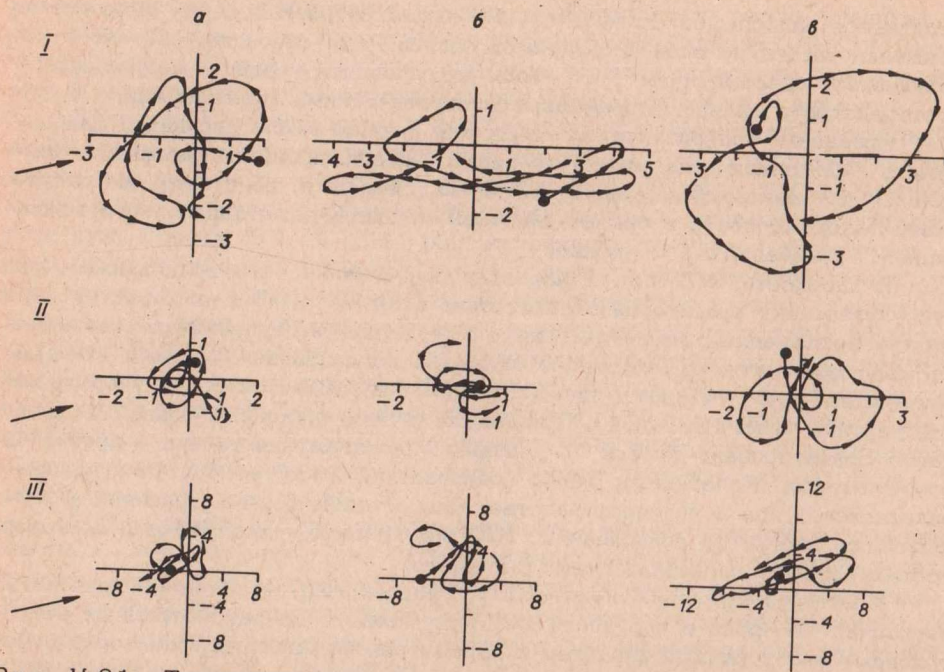


Рис. 11.21. Траектории движения частиц  $S$ -волн во времени на скальных грунтах в плоскости  $XY$  для землетрясения с  $\Delta = 30$  км.

I - п.н. 1, II - п.н. 5, III - п.н. 6; а-з - здесь и далее соответствуют участкам исследуемой записи сейсмограммы с равными промежутками времени.

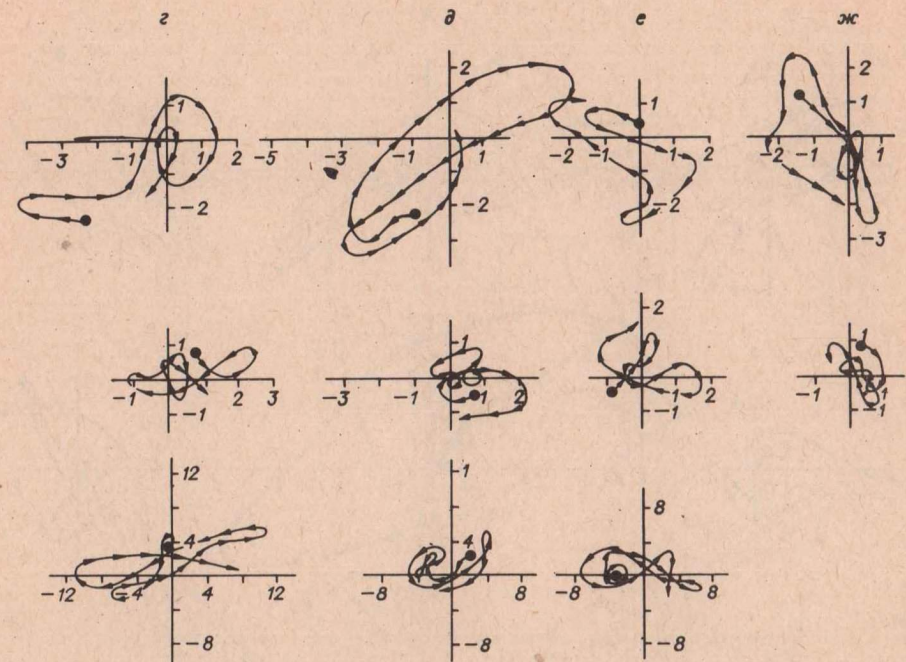
Следует отметить, что при сравнении поляризации  $S$ -волн на скальных грунтах в п.н. 1, 5 и 6 в колебаниях, предшествующих максимальным, для каждого землетрясения наблюдается резкое изменение направления движения частиц или инверсия фаз. Это позволяет предположить существование в данных скальных грунтах резкой границы раздела, в результате взаимодействия с которой  $S$ -волн происходит смещение по фазе в этих волнах по всему фронту.

Таким образом, поляризация  $S$ -волн на скальных грунтах имеет следующие особенности: в пределах одного землетрясения для каждого пункта наблюдения она не всегда стабильна. На всех трех пунктах наблюдения для одного и того же землетрясения общей закономерности в поляризации  $S$ -волн не отмечается. Доминирующие колебания в землетрясениях для одного пункта наблюдения по типу волны могут быть различными.

Обнаружено [17], что поляризация  $S$ -волн может быть весьма неустойчивой, так как она сильно зависит от наличия в разрезе тонких слоев мощностью не больше длины волны. В нашем случае мощность мерзлых рыхлых крупнообломочных отложений значительно меньше длины волны (см. главу I).

Проследим влияние этих рыхлых грунтов на траектории движения частиц в  $S$ -волнах.

Одним из пунктов наблюдения, расположенных на таких грунтах, был п.н. 2. Графики поляризации, построенные для землетрясений в плоскости



$XY$  в этом пункте, наблюдения показывают (рис. 11.24, II), что по характеру поляризации и ориентации относительно осей  $X$ ,  $Y$  они различны. Максимальные колебания в каждом землетрясении имеют траектории в виде вытянутых эллипсов, главные оси которых перпендикулярны к направлению распространения волны. Направление движения частиц по траекториям часто меняется. Для разных землетрясений в этом пункте наблюдения ориентация эллипсов по оси  $Y$  сохраняется только для области максимальных колебаний  $S$ -волны, исключая землетрясения  $\Delta = 72$  и  $130$  км. Судя по характеру и параметрам поляризации  $S$ -волн, доминирующими колебаниями являются волны типа  $SH$ .

В плоскости  $XZ$  поляризация  $S$ -волн в п.н. 2 для различных землетрясений также нестабильна. В результате интерференции волн строго выделить признаки поляризации какой-либо определенной волны не представляется возможным. Но следует отметить (см. рис. 11.22, Б, I), что для максимальных колебаний можно проследить тяготение больших осей эллипсов поляризации к ориентации, близкой к оси  $X$ . Это позволяет предположить преобладание в них горизонтально-поляризованных колебаний, что мы и наблюдаем в плоскости  $XY$ .

В п.н. 3 поляризация  $S$ -волн в плоскости  $XY$  более устойчива, чем в п.н. 2. Для эллипсов поляризации выдерживается их ориентация в основном вдоль оси  $X$  и параллельно направлению сейсмического луча (см. рис. 11.24, III). Область максимальных колебаний для всех землетрясений на этом пункте наблюдения обладает также более устойчивой поляризацией, как и в п.н. 6. Положение эллипсов относительно направления сейсмической волны позволяет интерпретировать эти колебания как волну  $SV$ . Преобладание в максимальных колебаниях в данном пункте наблюдения волн  $SV$ , а не  $SH$ , как следовало ожидать при наличии слоя, дает возможность предположить существование особенностей в залегании рыхлых грунтов в окрестнос-

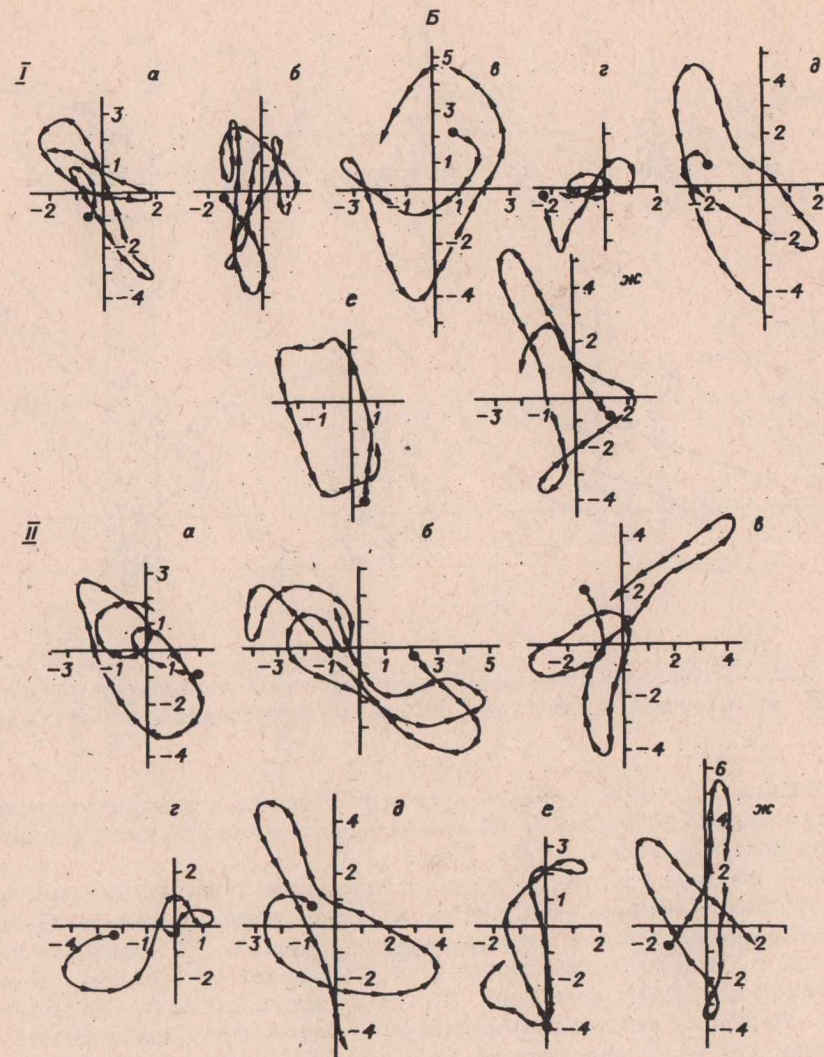
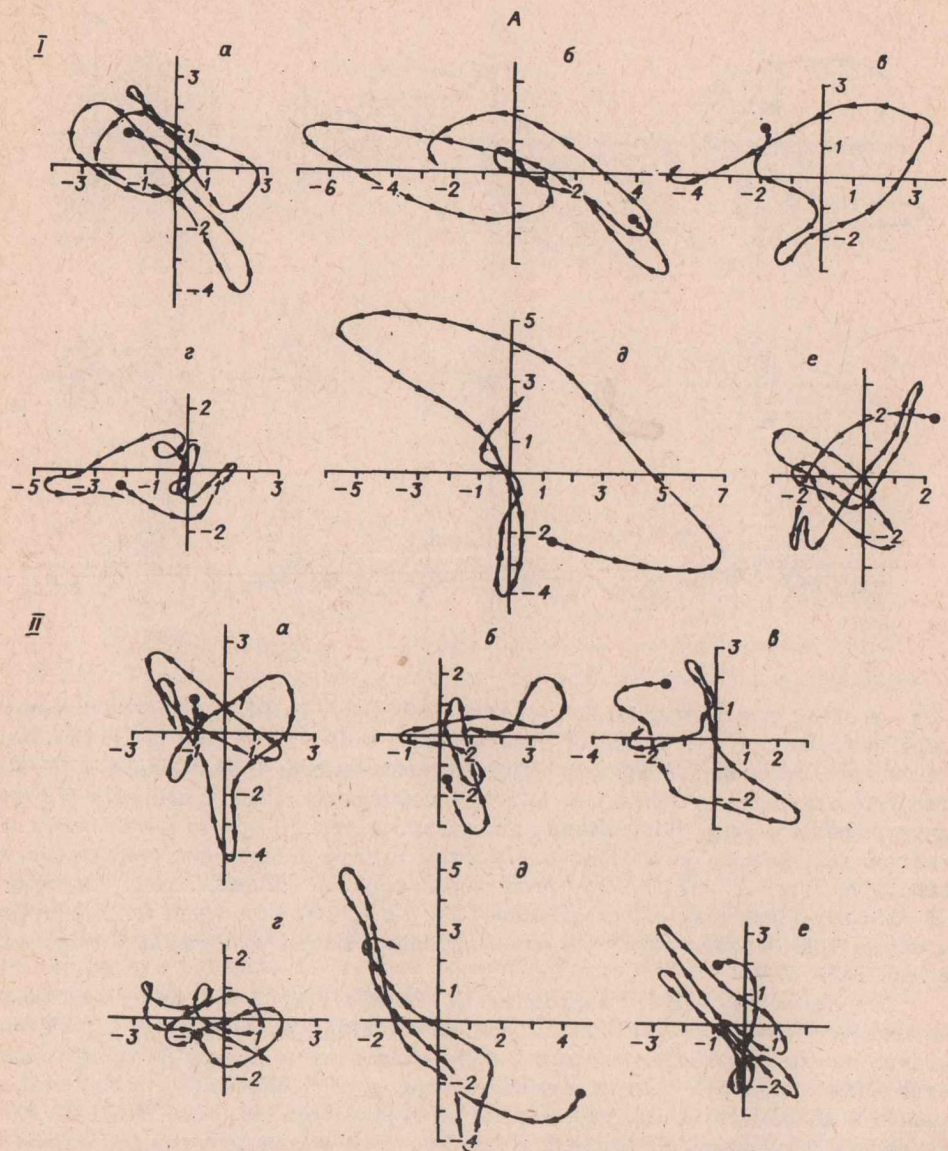


Рис. 11.22. Траектории движения частиц  $S$ -волн во времени на скальном (А) и рыхлом (Б) грунтах для землетрясения с  $\Delta = 30$  км.  
 I - в плоскости  $YZ$ , II - в плоскости  $XZ$ .

тях п.н. 3. Это вероятно потому, что п.н. 3 находился вблизи довольно резкой границы зоны контакта грунтов, различных по своим физико-механическим свойствам (см. главу I).

По сейсмической опасности п.н. 4 является худшим в сравнении с другими мерзлыми грунтами. Поляризация  $S$ -волн в плоскости  $XY$  в этом пункте наблюдения (см. рис. 11.24,1) также неустойчива в пределах одного землетрясения, исключая землетрясения с  $\Delta = 72$  и 700 км. Частая смена направления движения частиц, особенно для землетрясения с  $\Delta = 130$  км, свидетельствует об увеличении интерференции  $S$ -волн на данном грунте, а нестабильность в ориентации эллипсов поляризации - о частой смене типа волн. Положение эллипсов относительно осей  $X$  и  $Y$  в этом пункте на-

блюдения сохраняется только для максимальных колебаний  $S$ -волны. Так как главные оси эллипсов перпендикулярны направлению распространения волны, мы можем предположить, что эти колебания аналогичны волне  $SH$ .

Траектории движения частиц в плоскости  $XZ$  в данном пункте наблюдения по характеру различны. Их форма и направление движения частиц меняются на всем исследуемом участке сейсмограммы. По своей ориентации большие оси эллипсов максимальных колебаний  $S$ -волн близки к положению около оси  $X$ .

Следовательно, как и в п.н. 2, можно предположить, что максималь-

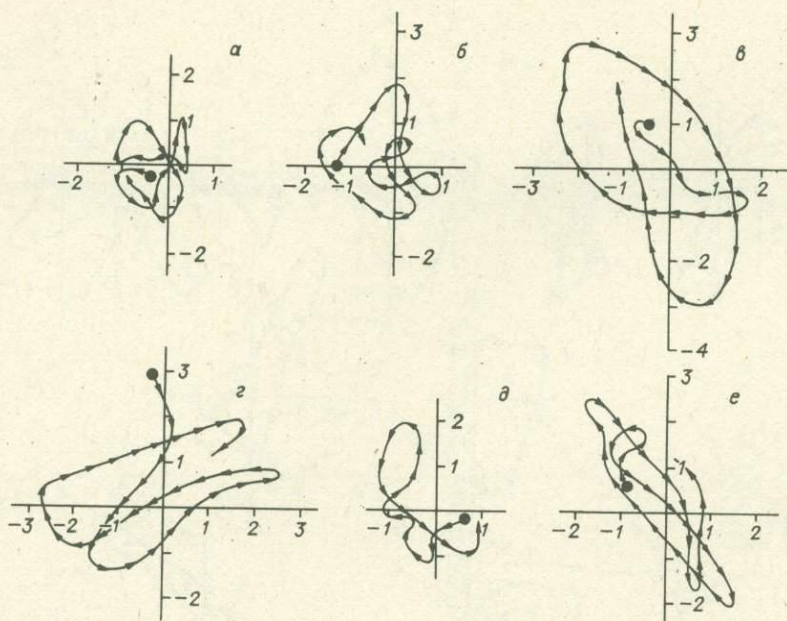


Рис. 11.23. Траектории движения частиц  $S$ -волн по времени в плоскости  $XZ$  на скальном грунте (п.н. 6) для землетрясения с  $\Delta = 30$  км.

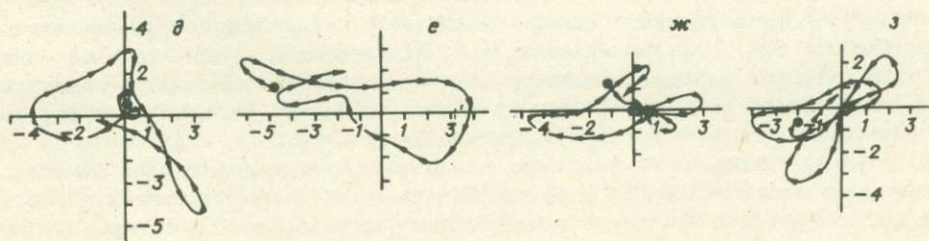
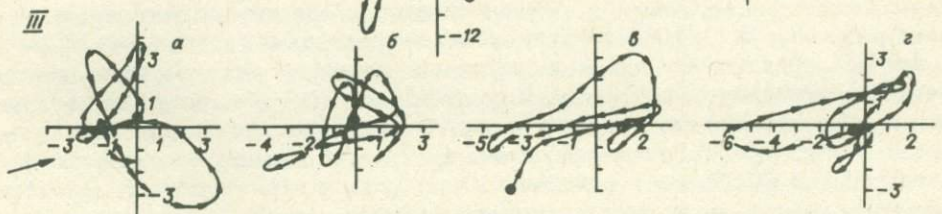
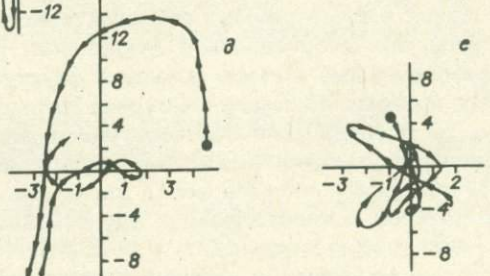
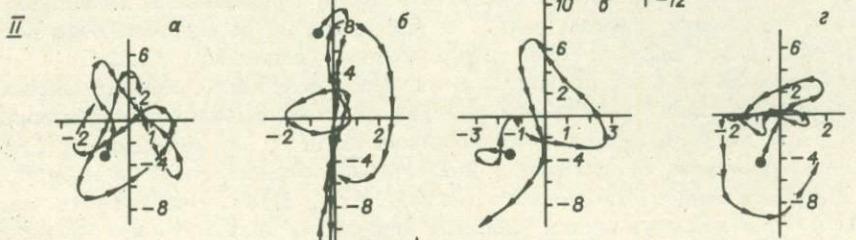
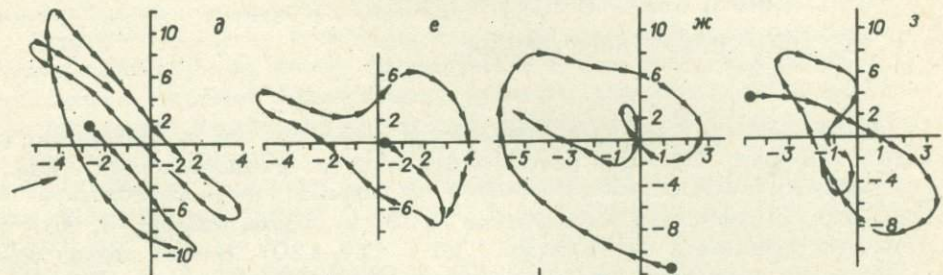
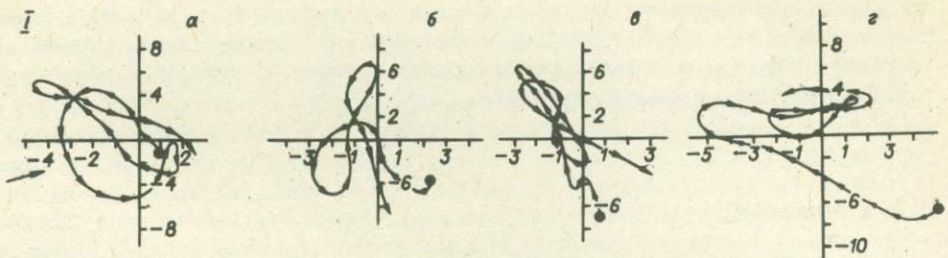
ные колебания  $S$ -волн в данном пункте наблюдения в основном горизонтально поляризованные. Судя же по их поляризации в горизонтальной плоскости  $XU$ , они являются волнами типа  $SH$ .

Таким образом, при рассмотрении поляризации  $S$ -волн на мерзлых рыхлых грунтах выявилось, что каждое отдельное землетрясение в одном пункте наблюдения обладает неустойчивой поляризацией  $S$ -волн, за исключением п.н. 3. Относительной стабильностью обладает поляризация  $S$ -волн в области максимальных колебаний. Это сохраняется для всех землетрясений и на каждом из пунктов наблюдения. Относительная закономерность в поляризации  $S$ -волн для каждого землетрясения между различными пунктами наблюдения отмечается только для области максимальных амплитуд. Преобладание  $SH$ -волн в максимальных колебаниях в п.н. 2 и 4 говорит о влиянии слоя мерзлых рыхлых крупнообломочных грунтов небольшой мощности на тип волны в этих колебаниях. Изменение типа преобладающих волн, возможно, связано с особенностями залегания мерзлых рыхлых грунтов.

Подводя итоги анализу поляризации  $S$ -волн на мерзлых скальных и рыхлых грунтах, можно отметить следующее: 1) поляризация  $S$ -волн на скальных грунтах в основном неустойчива и может зависеть от множества факторов, например, таких, как интерференция волн, неоднородности, возможное существование глубинных границ раздела; 2) слой мерзлых рыхлых круп-

Рис. 11.24. Траектории движения частиц  $S$ -волн по времени в плоскости  $XU$  на рыхлых грунтах для землетрясения с  $\Delta = 30$  км.

1 - п.н. 4, II - п.н. 2, III - п.н. 3 (валунно-галечниковый грунт с песчаным заполнителем).



нообломочных отложений небольшой мощности выступает в качестве своеобразного поляризационного фильтра, выделяя в  $S$ -волнах преобладающий тип, главным образом в группе максимальных колебаний, играющих важную роль в сейсмическом микрорайонировании.

### Глава III

## РАССЕЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

### НЕОДНОРОДНОСТЯМИ СРЕДЫ

К настоящему времени в сейсмологии сложились два теоретических подхода к описанию рассеяния сейсмических волн на неоднородностях среды, описываемых статистически. Первый из них опирается на теорию однократного рассеяния, разработанную в акустике /103/ и радиофизике /3, 4, 85/, получившую развитие в сейсмологии /109, 114-120/. Второй подход основывается на представлении, что распространение сейсмических колебаний, вследствие отражения, преломления и рассеяния на различного рода неоднородностях, может быть описано диффузионным уравнением /122/.

Основываясь на этих подходах, в экспериментальных методах широко распространился анализ хвостового участка сейсмограммы - коды, который находится вне вступления детерминированных волн и, как показывают существующие результаты, определяется исключительно рассеянной на неоднородностях составляющей сейсмического сигнала /75, 104/. Ряд свойств кода-волн /104/ оказываются очень удобным аппаратом для изучения всех этапов формирования сейсмограммы: от характеристик источника до таких параметров среды, как добротность и коэффициент рассеяния.

Экспериментальные методы изучения флуктуаций сейсмических колебаний, в основу которых положена методика группирования, направлены, в первую очередь, на исследование эффектов рассеяния  $P$ -волн.

На основе результатов исследования рассеивающих свойств среды /58, 59, 62, 63/ введена и изучена новая характеристика среды - "мутность", определение которой основывалось на флуктуациях амплитуд  $P$ -волн (прямых, отраженных, рефрагированных). В сейсмологических исследованиях изучение рассеяния сейсмических колебаний связано с задачами структурной и очаговой сейсмологии. Данные, полученные на таких крупных группах, как NORSAR и LASA, убедительно продемонстрировали существенность эффектов рассеяния в формировании волн сжатия. Полученные на LASA результаты показывают, что уровень флуктуаций  $P$ -волн телесеизмических колебаний достигает 20% /2, 108/. Детальный анализ флуктуаций далеких землетрясений на территории СССР дан в работах /16, 63, 105/. На группе NORSAR проведены работы по экспериментальной проверке модели, в которой предполагается, что волновое поле под NORSAR отвечает теоретическим разработкам Л.А. Чернова /103, 110/. Исследования проводились по флуктуациям времен прихода и амплитуд первого вступления  $P$ -волн. Результаты показали, что на основе этой теории можно объяснить 84% изменений в аномалиях времен пробега и 78% флуктуаций амплитуд.

Отсюда следует, что основное внимание исследований в этой области направлено на исследование строения Земли и очага землетрясения. Из задач определяются и применяемые методики: используются либо первые вступ-

ления Р-волн, в которых эффект рассеяния выражен наиболее чисто, либо кода-волны, следующие за вступлениями детерминированных волн и определяющиеся преимущественно рассеянными, вторичными волнами. В инженерной сейсмологии основной интерес представляют динамические характеристики близких землетрясений и, в первую очередь, участок сейсмограммы, несущий максимальную энергию. Этот участок занимает промежуточное положение между прямыми волнами и кодой. Здесь мы имеем дело со сложной картиной, представляющей смесь детерминированной и флуктуационной составляющих. Анализ показал, что уровень флуктуаций сравним с уровнем детерминированной компоненты /19, 35, 36, 41/.

Это обстоятельство (учитывая, что на исследовании динамики землетрясения основываются многие теоретические и экспериментальные методы в сейсмологии) требует внимательного изучения. Основным положением, которое определило и методику наблюдений, и методику обработки при изучении флуктуаций волнового поля близких землетрясений, явилось предположение о случайности рассеяния сейсмических колебаний на неоднородностях среды. Методика наблюдений основывалась на группировании сейсмоприемников /10, 24, 43, 45, 98/. Всего было использовано две схемы расстановки (см. рис. П.1). На первой схеме регистрировалась только NS-компонента сейсмических колебаний. Использован стандартный комплект аппаратуры: ОСБ- VI -ГБ-4-ВЭГИК. Регистрация землетрясений второй схемой наблюдения велась трехкомпонентными установками (ОСБ- VI-ГБ-4-СКМ-3).

В процессе регистрации землетрясений групповыми схемами наблюдений получено и обработано более 50 сейсмограмм с эпицентрными расстояниями 16-250 км и энергетическими классами  $K=7-10$ .

В качестве методики обработки использован аппарат спектрально-корреляционного анализа случайных процессов /5, 7, 11, 12, 23, 29, 78, 111, 112/ с привлечением цифровой фильтрации /14, 74, 76/ и методов анализа сигналов с помощью свойств функции когерентности /77, 113/.

### 1. Анализ пространственного распределения энергии близких землетрясений

Рассмотрим корреляционные характеристики волнового поля землетрясения на поверхности скальных грунтов. Пусть  $f(r_1, t_1)$  и  $f(r_2, t_2)$  - сейсмограммы, зарегистрированные в пунктах наблюдения с расстоянием между ними  $\Delta r$ . Тогда коэффициент корреляции  $R(r)$  будет отражать степень взаимосвязи колебаний. В однородной среде, естественно, сигналы, зарегистрированные в различных точках поверхности, коррелированы. Однако присутствие неоднородностей обуславливает рассеяние волн, которые, накапливаясь на первичную волну, вызывают флуктуации амплитуды и фазы результирующего поля и, как следствие, уменьшение корреляции между сигналами, записанными в различных точках поверхности. Если поле не содержит регулярной составляющей, то при большом разнесении пунктов наблюдения сигналы независимы и корреляция между ними исчезает /103/. Вопрос взаимосвязи корреляционных характеристик среды и рассеянного поля достаточно хорошо изучен /4, 5, 14/. Отметим лишь одно свойство, необходимое для интерпретации полученных нами данных. В случае точечного источника с расходящимся фронтом радиус корреляции поля увеличивается с расстоянием от рассеивающего объема до пункта наблюдения /85/. Этот факт непосредственно связан с геометрическим расхождением волн. Действительно, при ре-

гистрации поля вблизи неоднородности некоторым набором датчиков мы охватываем значительный сектор рассеяния, включающий область тени, отбрасываемой неоднородностью, и выходящий за нее. С удалением от рассеивающего объема, сохраняя базовые расстояния, в измерения включается все меньший участок фронта волны (обратно пропорционально расстоянию) и, как следствие, уменьшается информация о рассеивающем объеме. Следовательно, наибольшее влияние на корреляционные характеристики поля оказывают неоднородности, непосредственно прилегающие к исследуемому участку.

Коэффициент корреляции  $R$  между каждой парой сейсмограмм оценивался по максимуму взаимно-корреляционной функции. Статистическая обработка результатов проводилась на основе методики, использованной [2] при анализе корреляционных характеристик  $P$ -волн телесеismicических колебаний ( $\Delta > 1000$  км). Она сводится к следующему.

Анализируемый диапазон базовых расстояний разбивается на участки, все точки внутри которых рассматриваются как принадлежащие одной совокупности. Распределение случайной величины

$$Z = 1/2 \ln |(1 + R)/(1 - R)| \quad (\text{III.1})$$

близко к нормальному [2, 72]. Тогда, переходя от значений  $R$  к  $Z$ , мы можем воспользоваться общепринятыми методиками оценки среднего и доверительных интервалов. После чего, используя обратное преобразование

$$R = \text{th } Z, \quad (\text{III.2})$$

возвращаемся к области значений  $R$ .

В соответствии с этим кривая на рис. III.1 проведена по средним значениям  $R$ , рассчитанным для каждого интервала. Вертикальными отрезками показано среднеквадратичное отклонение среднего. На кривой отчетливо виден перегиб в районе точки  $r = 0,5$  км, после чего наблюдается медленный спад графика от значений  $R = 0,55$  до  $R = 0,4$ . Таким образом, характер изменения зависимости указывает на то, что в формировании seismicических колебаний неоднородности среды играют существенную роль. Свыше 500 м стабилизация коэффициента корреляции определяется, очевидно, детерминированной составляющей сигнала. Для количественной оценки корреляционных характеристик поля часто используется такая величина, как радиус корреляции [4]. В нашем случае его естественно определить точкой прогиба графика  $R(r)$ . Это расстояние равно 500 м.

Рассмотрим корреляционные характеристики различных землетрясений.

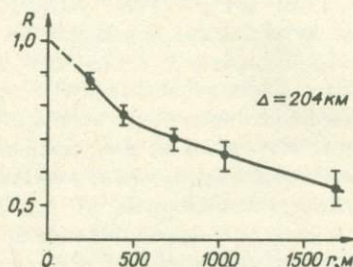
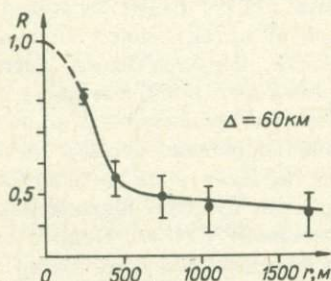


Рис. III.1. Зависимость коэффициента корреляции seismicического поля отдельного землетрясения от расстояния между пунктами наблюдений,  $\Delta = 60$  км.

Рис. III.2. Коэффициент корреляции seismicического поля отдельного землетрясения,  $\Delta = 204$  км.

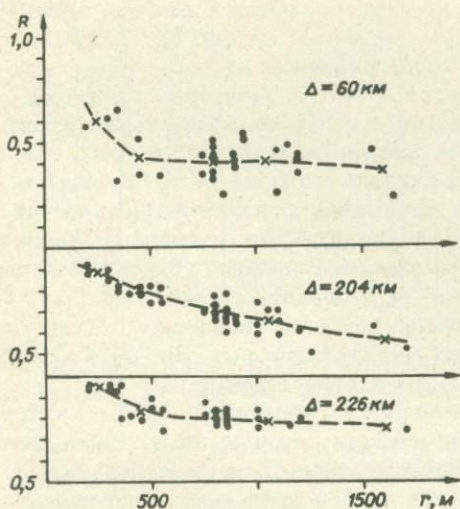


Рис. III.3. Пример корреляционных характеристик различных землетрясений.

до очага растет и радиус корреляции. Данная закономерность сохраняется и для телесейсмических колебаний. Так, при анализе корреляционных характеристик Р-волн [2] землетрясений с эпицентрными расстояниями порядка  $10^3 - 10^4$  км показано, что радиус корреляции 30 км.

Отмеченную закономерность естественно связать с изменением спектрального состава колебаний за счет увеличения эпицентрального расстояния. Действительно, в результате поглощения спектр сигнала с увеличением расстояния до очага землетрясения обедняется высокими частотами. Видимые периоды колебаний соответственно увеличиваются. Следовательно, меняется и характер взаимодействия сигнала с неоднородностями среды. Мы обратились к изучению корреляционных характеристик различных спектральных компонент сейсмического сигнала с целью более детального определения полученной закономерности.

## 2. Спектрально-временной анализ сейсмических колебаний

Для анализа рассеяния различных спектральных компонент сейсмических колебаний нами использовался аппарат функции когерентности и цифровая фильтрация сигналов. Методика изучения статистических характеристик поля с помощью функции когерентности подробно описана М. Фостером, Н. Гуинцем [113]. Цифровая фильтрация использовалась в качестве промежуточного этапа для выделения сейсмических колебаний в определенной полосе частот. Для отфильтрованных компонент, так же как и в случае использования широкополосных сигналов, находились взаимно-корреляционные функции и строились зависимости  $R(r)$ .

Цифровые фильтры строились на основе последовательностей конечной длины [74, 76]. К преимуществам данного метода в первую очередь отно-

На рис. III.2 показан график  $R(r)$  для землетрясения с эпицентрным расстоянием, равным 204 км. На рис. III.1 и III.2 видно заметное различие корреляционных характеристик сейсмического поля для приведенных землетрясений. В то время как для кривой  $R(r)$ , полученной по землетрясению с  $\Delta = 60$  км (см. рис. III.1), наблюдается отчетливое разделение области убывания и выполаживания ( $r = 500$  м), для кривой, приведенной на рис. III.2, область выполаживания находится за пределами размеров регистрирующей группы. Изменчивость корреляционных характеристик сейсмических колебаний отмечается для всех землетрясений, использованных в анализе (рис. III.3).

Отчетливо прослеживается связь радиуса корреляции поля с эпицентрным расстоянием анализируемого землетрясения: с увеличением расстояния

сится возможность построения фильтров со строго линейной фазовой характеристикой, т.е. на выходе такого фильтра мы имеем сигнал без фазовых искажений, что особенно существенно при корреляционном анализе. При расчете фильтров применялся метод взвешивания [74]. В качестве сглаживающего окна использовалось окно Кайзера, которое является оптимальным в том смысле, что оно имеет минимум энергии за пределами заданной частоты. Выбранные параметры обеспечили подавление сигнала в полосе частот пропускания порядка 60 дБ, что вполне приемлемо для анализа близких землетрясений во всей полосе частот, присутствующих в сигнале. Как уже отмечалось, анализ ошибок, возникающих на всех этапах трансформации колебаний грунта в спектр, показал, что минимальные искажения присущи диапазону частот 1–6 Гц. В связи с этим мы и ограничились при фильтрации данным диапазоном. Частотные характеристики выбранного набора фильтров показаны на рис. III.4. Центральные частоты фильтров равны 1,3 и 5 Гц соответственно.

Корреляционные характеристики сейсмических колебаний  $R(r)$  отдельного землетрясения для различных частот показаны на рис. III.5. Видно, что характер поведения коэффициента корреляции широкополосного канала (см. рис. III.2) и характер низкочастотной составляющей колебаний точно повторяют друг друга. Это объясняется, вероятно, тем, что максимум спектра всех анализируемых землетрясений приходится на диапазон частот, вырезаемых первым фильтром. С увеличением же центральной частоты фильтра уровень корреляции заметно смещается вниз. Причем общий характер поведения коэффициента корреляции с ростом базового расстояния между сейсмоприемниками указывает на отчетливую связь между корреляционными характеристиками отфильтрованного сигнала и соответствующей центральной частотой фильтра: увеличение частоты влечет за собой уменьшение размеров области, где колебания коррелированы. К такому же результату приводит анализ колебаний на основе функции когерентности. На рис. III.6 показан спектр когерентности для рассмотренного ранее землетрясения с  $\Delta = 204$  км (см. рис. III.2) в функции от базового расстояния между сейсмоприемниками. Наблюдается полное соответствие результатов, полученных с помощью фильтрации сейсмического сигнала и с помощью функции когерентности. Однако разрешимость разделения флуктуаций поля при использовании функции когерентности оказалась меньше. Это обусловлено тем, что функция когерентности учитывает только флуктуации амплитуды колебаний, соответствующих данной частоте, в то время как коэффициент корреляции включает в себя, кроме амплитудных вариаций, флуктуации фазы волны. Этим же объясняется несколько больший уровень функции когерентности по сравнению с корреляционными характеристиками для одних и тех же землетрясений.

Таким образом, в методическом плане для изучения корреляционной структуры колебаний более выгоден прямой корреляционный анализ.

На рис. III.7 представлены графики  $R(r)$ , усредненные по совокупности землетрясений (на малых базовых расстояниях  $r = 20$  м результаты получены по второй схеме наблюдений, см. рис. II.1). Прослеживается отчетливая связь  $R(r)$  с частотой.

Таким образом, радиус корреляции флуктуаций сейсмических колебаний  $r_0$  функционально связан с длиной волны.

Выявление связи  $r_0(\lambda)$  затруднено по нескольким причинам. Во-первых, фильтры пропускают сигнал в некоторой полосе частот, т.е. точная идентификация корреляционных характеристик с длиной волны невозможна. Во-вторых, недостаточная густота точек на графиках  $R(r)$  не позволяет с боль-

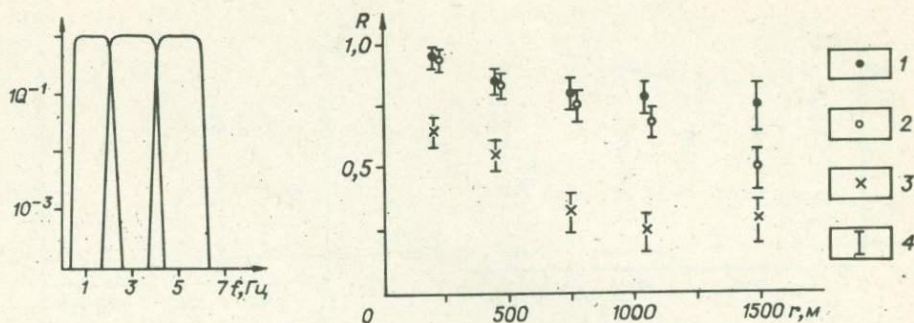


Рис. III.4. Частотные характеристики набора цифровых фильтров, использованных при анализе сейсмограмм.

Рис. III.5. Корреляционные характеристики различных спектральных компонент отдельного землетрясения ( $\Delta = 204$  км, см. рис. III.2).

1-3 - центральная частота фильтра: 1 -  $f_{ц} = 1$  Гц, 2 -  $f_{ц} = 3$  Гц, 3 -  $f_{ц} = 5$  Гц; 4 - 70-процентный доверительный интервал.

шой точностью определить пересечение кривой  $R(r)$  с заданным уровнем корреляции. И кроме того, некоррелированные шумы квантования несколько снижают общий уровень  $R(r)$ . Это снижение может быть неравномерным для различных частот.

Мы произведем оценочный расчет  $r_0(\lambda)$ . По данным сейсморазведки, скорость S-волн в исследуемом районе составляет порядка 3 км/с, уровень корреляции для определения радиуса корреляции зададим равным 0,5. Для этого уровня оценка  $r_0(\lambda)$  может быть представлена в виде

$$r_0 \approx \lambda / 2. \quad (\text{III.3})$$

Теория однократного рассеяния при регистрации поля в непосредственной близости от рассеивающего объема дает следующее. В случае крупномасштабных неоднородностей радиус корреляции должен быть сопоставим по величине с характерным масштабом флуктуаций среды "а", т.е. должно выполняться равенство  $r_0 = a$ . Рассеяние на мелкомасштабных неоднородностях приводит к соотношению  $r_0 \sim \lambda$ . Значит, прямая зависимость  $r_0$  от длины волны (в рамках борновского приближения) существует только при условии, когда  $\lambda \gg a$ . Таким образом, чтобы теоретические и экспериментальные данные находились в согласии, размер неоднородностей, рассеяние на которых определяет корреляционные характеристики поля, должен быть меньше длины волны зондирующих сигналов. В основном в формировании флуктуаций сейсмических колебаний, регистрируемых на поверхности, участвуют мелкомасштабные неоднородности. Размер их определится условием  $\lambda > a$ , т.е. при длинах волн, характерных для землетрясений с эпицентрными расстояниями 100-200 км, "а" не должно превышать 2-3 км.

Приведенные оценки справедливы только при условии однократного рассеяния на неоднородностях среды. Однако они находятся в качественном согласии с данными, полученными различными методами. А.В. Николаевым /58/

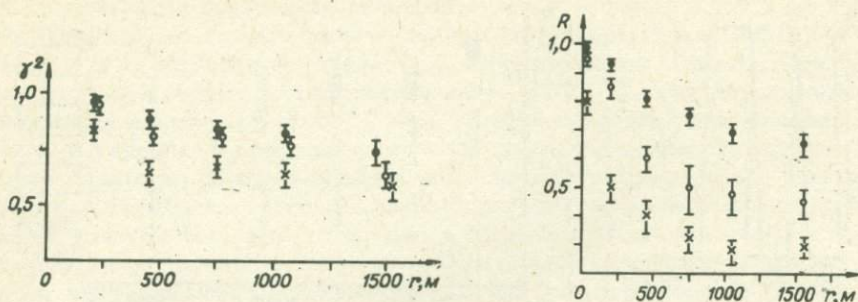


Рис. III.6. Спектр когерентности отдельного землетрясения, соответствующий  $\Delta = 204$  км (см. рис. III.2).

Усл. обозн. см. на рис. III.5.

Рис. III.7. Корреляционные характеристики различных спектральных компонент, усредненные по совокупности землетрясений.

Усл. обозн. см. на рис. III.5.

при анализе первых вступлений Р-волн, производимых взрывами на расстояниях от регистрирующей аппаратуры (сейсморазведочная станция "Поиск" КМПВ) 40 и 200 км, получены значения размера неоднородностей порядка 0,3–0,5 км. К. Аки /107/ при анализе кода-волн землетрясений ближней зоны дает оценки "а", лежащие в интервале 0,1–1 км. У Ю.Ф. Копничева /47/ преобладающий размер неоднородностей равен 1 км.

### 3. Информативность сейсмограммы при изучении динамики сейсмических колебаний

Для полного описания поля в рамках спектрально-корреляционного анализа необходим анализ абсолютного уровня флуктуаций колебаний. Результаты изучения флуктуаций максимальных амплитуд и спектральных характеристик в пределах распространения скальных грунтов были описаны в главе II. Здесь рассмотрим соотношение флуктуационной и детерминированной компонент в терминах отношения шум/сигнал.

В основу расчета были положены два независимых метода. Первый из них представляет собой метод оценки отношения шум/сигнал, использующий свойства функции когерентности, второй – прямой, через оценку среднего поля.

Метод функции когерентности изложен во многих работах /7, 53, 101/. Анализ пространственных флуктуаций сейсмических колебаний вторым способом проводился по следующей схеме.

Оценка среднего спектра колебаний  $\bar{S}(f)$  может быть представлена соотношением

$$\bar{S}(f) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_i(f), \quad (\text{III.4})$$

где  $n$  – число сейсмоприемников в группе;  $S_i(f)$  – спектр колебаний, зарегистрированный в  $i$ -й точке.

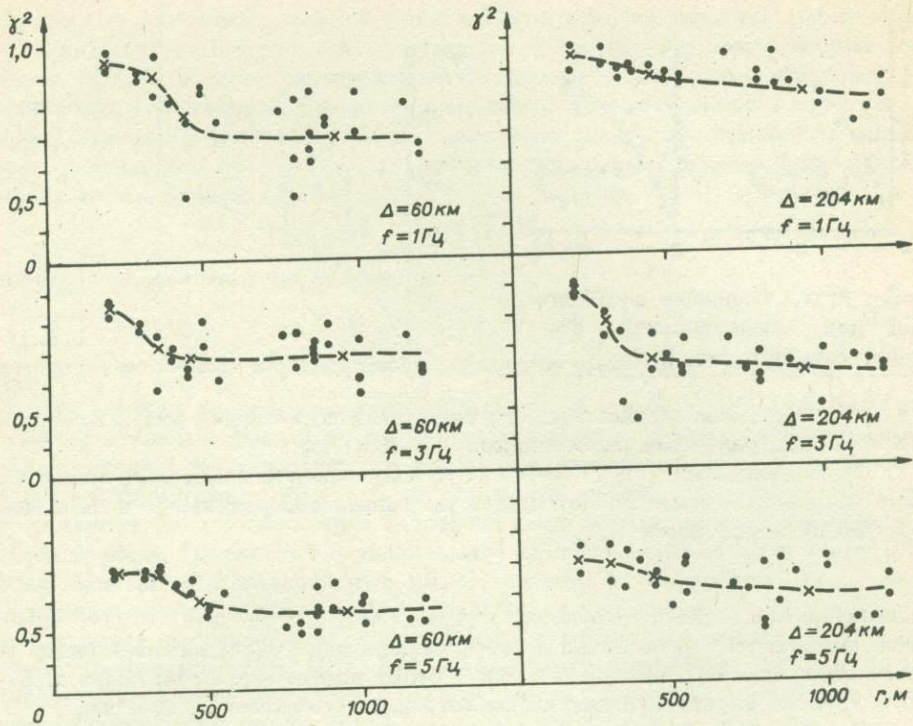


Рис. III.8. Спектры когерентности для отдельных землетрясений.

Тогда в качестве отношения шум/сигнал может служить выражение

$$S/G(f) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i(f) - \bar{S}(f))^2}{(n-1) \cdot \bar{S}^2(f)}} \quad (III. 5)$$

Основное условие применимости указанных методов состоит в требовании некоррелированности флуктуаций. Результаты показали, что радиус корреляции флуктуаций и длина волны колебаний связаны зависимостью  $r_0 \approx \lambda/2$ .

Отсюда следует, что в расчетах  $S/G(f)$  должны участвовать пункты наблюдения, расстояние между которыми превышает величину  $r_0$ . Для частот  $f > 2$  Гц это условие выполняется при  $r > 0,8$  км и легко реализуется на используемой схеме наблюдений. Для частоты 1 Гц потребовался индивидуальный подход к каждой сейсмограмме.

В качестве примера рассмотрим последовательность расчетов для двух землетрясений с эпицентрными расстояниями 60–204 км. Результаты расчета функции когерентности  $\gamma^2$  по каждой паре пунктов наблюдения представлены на рис III.8. Кривые проведены в соответствии с допущениями, изложенными выше. Выплаживание графиков  $\gamma^2(r)$  начинается с расстояния, равного 500 м. Для частоты 1 Гц радиус корреляции находится за пре-

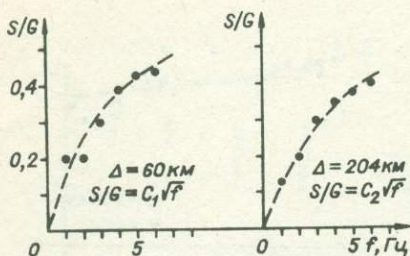


Рис. III.9. Отношение шум/сигнал для землетрясений, соответствующих рис. III.8.

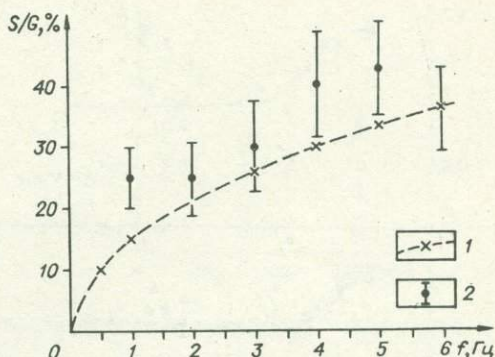


Рис. III.10. Изменение среднего отношения шум/сигнал для землетрясений с эпицентрными расстояниями 60–250 км.

1 – зависимость  $S/G = \Psi(f)$ , полученная с помощью функции когерентности; 2 – прямым методом с указанием доверительных интервалов для уровня вероятности 0,7.

делами размеров регистрирующей группы. Строгого расчета  $S/G$  для этой частоты мы провести не можем. Однако для точек, расположенных на расстоянии свыше 1 км, расчет  $S/G$  будет достаточно объективно отражать уровень флуктуаций для низкочастотной составляющей спектра.

На рис. III.9 показаны графики отношения шум/сигнал, рассчитанного по данным рис. III.8. Расчетные точки  $S/G$  с хорошей точностью аппроксимируются кривой  $C\sqrt{f}$ , причем  $C_1 \approx C_2$ . Из равенства коэффициентов следует, что для более точной оценки уровня флуктуаций сигнала мы можем воспользоваться значениями  $S/G$ , усредненными по совокупности землетрясений. Кривая на рис. III.10 проведена методом наименьших квадратов по совокупности  $S/G$  всех анализируемых землетрясений. Полученная зависимость имеет вид

$$S/G(f) = 0,15 \cdot f^{1/2}. \quad (\text{III.6})$$

Согласие двух способов расчета вполне удовлетворительное. Отчетливо наблюдается закономерный рост соотношения рассеянной компоненты сейсмического сигнала к детерминированной.

Таким образом, мы можем охарактеризовать "информативность" отдельного пункта наблюдения. Действительно, при изучении динамики сейсмических колебаний необходима информация о детерминированной составляющей поля. Флуктуации же можно рассматривать как шум, затемняющий полезную информацию о сигнале. Полученные результаты дают основу для количественного учета и последующего исключения флуктуаций.

#### 4. Рассеивающие характеристики скальных грунтов

Оценку рассеивающих свойств среды по полученной зависимости для района исследований можно дать из следующих соображений. Из равенства коэффициентов  $C_1$  и  $C_2$  (см. рис. III.9) можно заключить, что слой, ответ-

ственный за рассеяние, меньше минимального эпицентрального рассеяния анализируемых землетрясений. Для оценки его мощности можно воспользоваться данными о тектонической трещиноватости в исследуемом районе. Раздробленность характерна только для верхних горизонтов земной коры /80/. Ниже границы Конрада (  $H=15$  км) состояние вещества полагается однородным и изотропным. За мощность рассеивающего слоя примем величину  $H$ . Исходя из выражения /103/

$$\alpha_p = S/G/H, \quad (III. 7)$$

где  $\alpha_p$  - коэффициент рассеяния, находим

$$\alpha_p = 0,01\sqrt{f} \text{ км}^{-1}. \quad (III. 8)$$

Теория же рассеяния волн на неоднородностях среды дает следующую зависимость энергии рассеянного поля от частоты  $\alpha_p = k \cdot f^4 / 103$ . Значит, экспериментальные данные и теоретические выводы теории распространения волн в случайно неоднородных средах не согласуются между собой. Такое несоответствие трудно объяснить на основании имеющихся данных. Возможно, это объясняется особенностями рассеяния волн на разрывных нарушениях. Отставание роста "мутности" с увеличением частоты отмечается и в других работах. Зависимость, аналогичную (III.8), получил У.Накамура /119/ при объяснении природы лунных сейсмограмм на основе диффузионного уравнения. Исследования рассеивающих свойств среды в районе Гарма привели к аналогичному результату /48, 75/. Как по характеру изменений с частотой, так и по уровню оценки "мутности", полученные по различным методикам, очень близки между собой (табл. III.I).

Таким образом, "мутность" реальной среды растет по закону корень квадратный из частоты. Причем соответствие по уровню оценок "мутности", полученных для разных районов, позволяет утверждать, что все закономерности, полученные в данной работе, будут характерны и для других областей. Важнейшая же задача инженерной сейсмологии - оценка динамических характеристик слоя рыхлых отложений при воздействии землетрясения. Слой, в свою очередь, может влиять и на статистические характеристики колебаний. Действительно, резкая скоростная граница слой - полупространство обуславливает волноводное распространение сейсмических волн в слое, что ведет к сглаживанию флуктуаций поля. С другой стороны, неоднородность самого

Таблица III.1

Район	Коэффициент "мутности", км <sup>-1</sup>		
	Частота, Гц		
	1,25	2,5	5,0
Гарм, южная часть /48/	$0,9 \cdot 10^{-2}$	$3,10 \cdot 10^{-2}$	$4,30 \cdot 10^{-2}$
Гарм, северная часть /48/	$0,17 \cdot 10^{-2}$	$0,51 \cdot 10^{-2}$	$1,00 \cdot 10^{-2}$
Гарм /75/	$0,50 \cdot 10^{-2}$	$1,80 \cdot 10^{-2}$	$2,60 \cdot 10^{-2}$
Данные авторов	$1,10 \cdot 10^{-2}$	$1,58 \cdot 10^{-2}$	$2,24 \cdot 10^{-2}$

слоя и шероховатость его границ еще больше искажают сейсмический сигнал. При этом все будет зависеть от собственных физико-механических и геометрических параметров слоя.

В связи с этим проведена одновременная регистрация близких землетрясений на скальных и рыхлых грунтах для сравнительного анализа флуктуаций на их поверхности (см. главу II, рис. II.1). Статистические характеристики волновых полей землетрясений на слое рыхлых отложений изучались (как и на скальном грунте) в рамках спектрально-корреляционного анализа.

### 5. Сравнительный статистический анализ волнового поля на скальном и рыхлом грунтах

Исследования показали, что корреляционные характеристики волнового поля на скальных грунтах связаны с эпицентральным расстоянием до очага землетрясения: с увеличением эпицентрального расстояния вследствие поглощения растет и радиус корреляции.

Для практических же целей в инженерной сейсмологии необходима устойчивая характеристика рассеяния сейсмического сигнала на неоднородностях (см. главу II). Поэтому мы ограничились землетрясениями с эпицентральными расстояниями до 150 км, представляющими основной интерес в сейсмическом микрорайонировании.

Изменение среднего значения коэффициента корреляции волнового поля (по шести землетрясениям) на скальном грунте показано на рис. III.11. Вертикальными отрезками обозначен 70-процентный доверительный интервал. Отчетливо видны области убывания и выполаживания графика  $R(r)$ , причем точка перегиба приходится на 500 м (уровень корреляции 0,44), что полностью согласуется с результатами предыдущего раздела.

Таким образом, один пункт наблюдения на скальном грунте характеризует участок радиусом 500 м. На больших расстояниях (при решении задач сейсмического микрорайонирования) сейсмические сигналы, приходящие из очагов близких землетрясений ( $\Delta \leq 150$  км), можно считать некоррелированными.

Пространственная однородность характеристик волнового поля на скальных грунтах позволяет считать, что и на подошве слоя рыхлых отложений данные результаты справедливы. Однако на поверхности слоя это условие не выполняется.

На рис. III.12 показано поведение коэффициента корреляции, усредненно по семи землетрясениям, относительно четырех пунктов наблюдения, которые сведены в начало координат. Коэффициент корреляции сейсмического поля для п.н. 3-5 лежит в пределах ошибки для всех базовых расстояний. Естественно, участок полигона, который охвачен этими пунктами наблюдения, однороден по своим сейсмическим свойствам. Однако из общей картины выпадает п.н. 2. Коэффициент корреляции волнового поля около него резко уходит вниз до расстояния 300 м (ввиду отсутствия промежуточных точек между 0 и 300 м интерпретировать этот участок затруднительно) и затем наступает медленный спад вплоть до 900 м.

Очевидно, причиной такого поведения являются некоторые отличия в физико-механических свойствах грунтов (см. главу I. 2), различные температурные условия и, возможно, краевой эффект в слое. Отсюда следует, что коэффициент корреляции сейсмического поля на слое является функцией абсолютного положения приборов (а не относительного, как на скальном грунте)

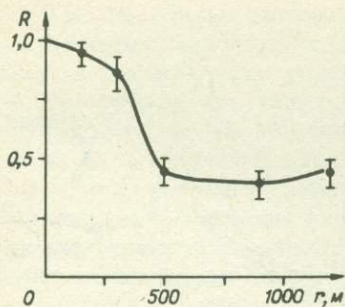


Рис. III.11. Корреляционные характеристики землетрясений с  $\Delta \leq 150$  км.

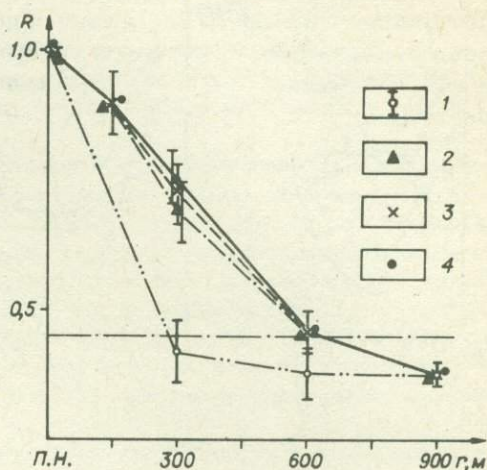


Рис. III.12. Изменение коэффициента корреляции в зависимости от расстояния между сейсмоприемниками для различных пунктов наблюдения на слое рыхлых отложений.

1 - п.н. 2; 2 - п.н. 3; 3 - п.н. 4; 4 - п.н. 5.

и должен рассматриваться для каждого пункта наблюдения отдельно. Общий вид кривой коэффициента корреляции на слое рыхлых отложений характерен тем, что в его поведении не намечается выход на какой-то определенный уровень корреляции, как это было на скальном грунте. Этот факт подтверждает предположение о причинах стабилизации коэффициента корреляции в пределах скального полупространства, сделанное выше. Действительно, при переходе волны в слой перераспределяется энергия как в пространственной, так и во временной структуре поля, а значит теряется информация об источнике колебаний, определяющая стабилизацию коэффициента корреляции на скальном грунте.

Из рис. III.12 видно, что для локально однородного участка, охваченного п.н. 3-5, радиус корреляции флуктуаций  $r_0 = 600$  м. Для п.н. 2 его значение не превышает 300 м.

Таким образом, присутствие регулярных неоднородностей в слое рыхлых отложений дестабилизирует сейсмический сигнал, что выражается в уменьшении радиуса корреляции поля. Однако в условиях однородного участка корреляционные характеристики сейсмического сигнала в пределах ошибок тождественны результатам, полученным на скальном грунте.

Для изучения особенностей статистических характеристик сейсмических колебаний на слое рыхлых отложений в спектральном представлении был использован аппарат функции когерентности. На рис. III.13 представлены совместные графики функции когерентности  $Z$ -компоненты двух землетрясений. На этом же рисунке показана функция когерентности между сигналами, зарегистрированными на скальном и рыхлом грунтах. Ярко выраженный провал  $\gamma^2(f)$  на частоте 3 Гц определяется собственной частотой слоя. Это видно из рис. III.14, на котором изображены соответствующие частотные характеристики.

Таким образом, слой рыхлых отложений проявляет себя при анализе

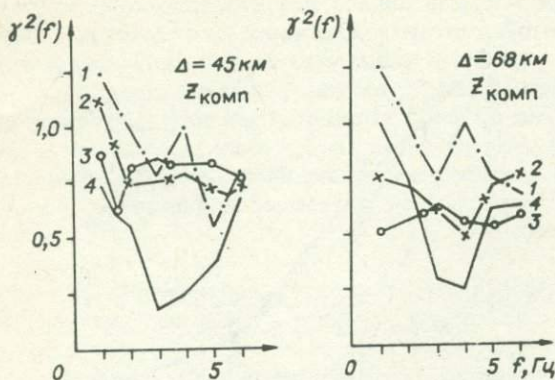


Рис. III.13.

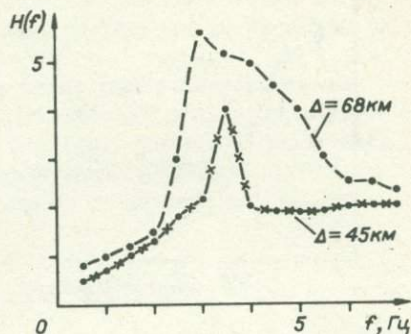


Рис. III.14.

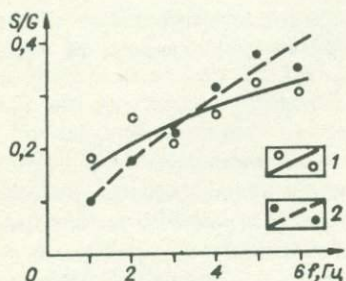


Рис. III.15.

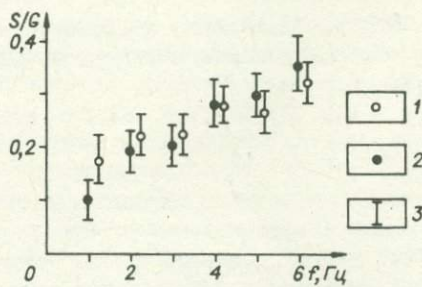


Рис. III.16.

Рис. III.13. Изменение значений когерентности с частотой для отдельных землетрясений на скальном и рыхлом грунтах ( $Z$ -компонента).

1-4 - грунт: 1 - рыхлый,  $L = 300$  м; 2 - скальный,  $L = 500$  м; 3 - скальный,  $L = 1200$  м; 4 - скальный-рыхлый.

Рис. III.14. Частотные характеристики слоя рыхлых отложений для землетрясений, соответствующих рис. III.13.

Рис. III.15. Отношение шум/сигнал на слое рыхлых отложений (2) и на скальном грунте (1) для отдельного землетрясения.

Рис. III.16. Отношение шум/сигнал, усредненное по совокупности землетрясений.

1 - скальный грунт; 2 - рыхлый грунт; 3 - 70-процентный доверительный интервал.

статистических характеристик колебаний как детерминированная неоднородность, вносящая регулярные искажения в сейсмический сигнал, регистрируемый на поверхности.

Для количественной оценки рассеяния сейсмических колебаний в слое используем расчетное отношение флуктуационной и детерминированной составляющей сигнала.

На рис. III.15 показаны результаты расчета отношения шум/сигнал на слое рыхлых отложений и на скальном грунте для отдельного землетрясения. Отмечается некоторое уменьшение уровня шума для слоя рыхлых отложений на низких частотах. Однако статистическая обработка по совокупности землетрясений (рис. III.16) показывает, что значимого изменения в уровне шума на слое не наблюдается.

Таким образом, сравнительный анализ статистических характеристик сейсмических колебаний на скальных и рыхлых грунтах показал, что: а) детерминированные неоднородности, к которым можно отнести собственно слой и его неоднородные включения, вносят неслучайные, регулярные изменения в структуру сейсмического сигнала, что отчетливо проявляется при анализе корреляционных характеристик поля; б) для локально однородного участка слоя рыхлых отложений вероятностные характеристики сейсмического сигнала в пределах ошибок совпадают с результатами на скальном грунте, что говорит о незначительном влиянии слоя на статистические характеристики колебаний.

Естественно, что данные, касающиеся статистических характеристик колебаний на рыхлых грунтах, относятся только к конкретно изучаемому участку и не допускают обобщения, поскольку (как уже отмечалось) все будет определяться собственными характеристиками слоя наносов. Однако следует ожидать, что качественно изложенные результаты будут повторяться и на других участках. Результаты по изучению "мутности" земной коры методами сейсморазведки подтверждают это /58, 59/.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить основные закономерности, которым подчиняются статистические характеристики волнового поля близких землетрясений. Краткие результаты исследований:

1. Изучены корреляционные характеристики сейсмических колебаний близких землетрясений на скальных грунтах. Установлена связь радиуса корреляции волнового поля с длиной волны колебаний, что отвечает борновскому приближению в теории рассеяния.

2. Изучены "информативные" свойства отдельного пункта наблюдения и установлена функциональная связь уровня флуктуаций сейсмического сигнала с частотой.

3. Оценены рассеивающие свойства среды в районе исследований и полученные результаты сопоставлены с данными для других регионов.

## Глава IV

### АНАЛИЗ ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

#### ДЛЯ ПРОГНОЗА КОЛЕБАНИЙ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ

##### 1. Спектральные закономерности совместных колебаний грунтов и зданий

Совершенствование динамического метода расчета зданий и сооружений на сейсмические нагрузки включает в себя решение двух основных аспектов этой проблемы. К ним относятся, во-первых, изучение колебаний грунтов при сейсмических воздействиях для получения статистически достоверных спектров их колебаний, амплитудного уровня, определение колебаний макси-

мальной интенсивности в той или иной форме. Вторая важная сторона совершенствования расчета сооружений на сейсмические нагрузки — определение динамических параметров колебаний зданий и сооружений, изучение зависимости этих параметров от грунтовых условий, обоснование учета форм колебаний конкретных конструкций, исследование реакции конструкций на сейсмические нагрузки в общей колебательной системе грунт — сооружение. Решение этого круга вопросов позволит уточнить коэффициент динамичности для систем грунт — сооружение в сейсмоопасных районах Восточной Сибири, включая и специфические вечномёрзлые грунты.

Приведем некоторые полученные нами характеристики колебаний жестких зданий на скальных мерзлых и крупнообломочных грунтах и результаты физического моделирования зданий на них, оценим аналоги коэффициента динамичности для конкретных систем грунт — сооружение.

Дифференциальное уравнение колебаний системы (здания) при учете одной степени свободы имеет вид:

$$\ddot{x} + 2n\dot{x} + p^2 x = (Q/K) p^2 \sum_i \sin \omega_i t, \quad (\text{IV.1})$$

где  $n$  — коэффициент затухания системы,  $p$  — собственная круговая частота системы,  $K$  — коэффициент жесткости,  $Q/K$  — статическое отклонение от положения равновесия,  $\omega_i$  — частота возмущающей силы. Решение этого дифференциального уравнения для амплитуды вынужденных колебаний следующее:

$$A = x_{\text{ст}} \frac{1}{\sqrt{\left(1 - \frac{\omega^2}{p^2}\right)^2 + \frac{4n^2 \omega^2}{p^4}}}, \quad (\text{IV.2})$$

или

$$A = \frac{A_0 \omega^2}{p^2} \frac{1}{\sqrt{\left(1 - \frac{\omega^2}{p^2}\right)^2 + \frac{C_1^2}{K^2}}} = \frac{\ddot{A}_0 \beta}{p^2}. \quad (\text{IV.3})$$

Здесь  $\beta$  — коэффициент динамичности, принятый для расчета зданий на сейсмостойкость,  $A_0$  — ускорение на входе. Первый представляет собой частотную характеристику здания для одной степени свободы, для расчета смещений по заданным ускорениям /89/.

При расчете зданий на сейсмостойкость при землетрясениях коэффициент динамичности имеет несколько иной вид, чем при взрывах, так как учитывается затухание колебаний грунта /89/.

В связи с этим определение реальных амплитудно-частотных характеристик колебаний зданий, их собственных частот и затуханий является актуальной задачей.

Нами проведено определение амплитудно-частотных характеристик жестких кирпичных и крупнопанельных зданий на скальных, гравийно- и песчано-галечных грунтах, суглинках, супесчаных грунтах. Методика определения амплитудно-частотных характеристик колебаний зданий подробно изложена В.А. Потаповым /71/. Амплитудно-частотные характеристики колебаний зда-

ний получены в форме  $U = \bar{V} \zeta$ , где  $\bar{V}$  — собственно частотная характеристика колебаний здания,  $\zeta$  — коэффициент формы колебания. Для кирпичных

зданий  $\zeta = 1,5 \frac{h_1}{H}$ . Жесткие здания высотой до пяти этажей можно счи-

тать упругими системами, имеющими основную форму колебаний. Нами не обнаружено различия собственных периодов колебаний зданий, возведенных на разных грунтах. В результате исследования зависимости логарифмических декрементов затухания и амплитудно-частотных характеристик колебаний зданий от величины возмущающей силы в области сравнительно слабых воздействий сделан вывод об уменьшении значения амплитудно-частотной характеристики и в 1,2-1,3 раза при изменении интенсивности от 2-3 до 7-8 баллов /71/.

Рассмотрим сначала вопрос о соотношениях максимальных значений спектров колебаний зданий и подстилающих их грунтов в зависимости от формы спектров колебаний грунтов и амплитудно-частотных характеристик колебаний зданий. Спектр колебаний системы равен произведению спектра сигнала на входе ( $F_{вх}$ ) на амплитудно-частотную характеристику колебаний системы. Частота максимума спектра колебаний системы определится из условия минимума производной спектра колебаний системы:

$$F' = F'_{вх} U + F_{вх} U' = 0,$$

тогда

$$\frac{F'_{вх}(f)}{F_{вх}(f)} = - \frac{U'(f)}{U(f)}.$$

Последнее равенство, очевидно, выполняется, если  $F'_{вх}(f_0) = U'(f_0) = 0$ ,

т.е. частоты максимумов амплитудно-частотной характеристики и спектра входного сигнала совпадают. В других случаях производные  $F'_{вх}$  и  $U$  должны иметь разные знаки на частоте  $f$ , причем эта частота не является частотой максимума функций  $F_{вх}$  и  $U$ . В этом случае отношение максимумов спектров сигналов на входе и выходе системы в общем случае не определяется ни значением амплитудно-частотной характеристики на частоте максимума входного сигнала, ни максимальным значением амплитудно-частотной характеристики. Отношение максимальных амплитуд сигналов на выходе и входе системы определяется формой амплитудно-частотной характеристики системы и формой спектра сигнала на входе.

В работе В.А. Потапова /71/ найдена эмпирическая формула для отношений максимальных амплитуд колебаний зданий и подстилающих их грунтов в зависимости от формы спектра колебаний грунта ( $F_{гр}$ ) и амплитудно-частотной характеристики колебаний здания ( $U$ ). Эта формула применима для оценки смещений, скоростей и ускорений колебаний зданий:

$$\frac{A_{\max \text{ зд}}}{A_{\max \text{ гр}}} / U_{\max} = 0,12 + 0,76 \frac{F_{гр f \text{ зд}}}{F_{гр \max}}. \quad (IV.4)$$

Здесь  $F_{гр f \text{ зд}}$  — спектральная плотность колебаний грунта на собственной частоте здания.

Рассчитаны осредненные спектры колебаний скального, мерзлого гравийно-галечного грунта при воздействии близких землетрясений (до 150 км) и галечного грунта при землетрясениях до 350-400 км с 6-го по 13-й классы /70, 71/. Изученные спектры колебаний рыхлых и мерзлых грунтов имеют собственные частоты колебаний 2-3,4 Гц. Характерная особенность спектров скоростей колебаний - наличие резких максимумов около частот, соответствующих собственным частотам колебаний грунтов. Жесткие же здания высотой до 5 этажей имеют собственные частоты порядка 5 Гц + 0,5.

Определение максимальных амплитуд колебаний зданий при землетрясениях с использованием формулы (IV.4) связано с известными трудностями. Во-первых, спектр единичного землетрясения не представлен, как и сейсмограмма (велоси-, акселерограмма). Нужно иметь достаточно большой набор записей землетрясений. Во-вторых, проводить прогноз колебаний зданий имеет смысл на случай максимально возможных землетрясений в данном районе. Получение же записей сильных землетрясений с использованием стандартной гальванометрической сейсмической аппаратуры - задача сложная и связана с весьма продолжительным периодом регистрации. Энергетический класс изученных нами близких землетрясений не превышал  $K=13$ , в то время как расчет следует вести для близких ( $\Delta \sim 20 \div 50$  км) землетрясений  $K=15$ . В этом случае сам спектр землетрясений для расчета по предлагаемой схеме можно получить только экстраполяцией. Последняя, очевидно, возможна для интенсивностей землетрясений, к которым может быть применена теория линейных деформаций.

При значительных сейсмических инерционных силах, возникающих в зданиях при сильных землетрясениях и приводящих к необратимым деформациям, резко изменяются упругие свойства материала сооружений. Это в равной степени относится и к взрывам. Следствием этого может быть значительное снижение амплитуд колебаний зданий в сравнении со слабыми воздействиями.

Определение степени различия сейсмической опасности грунтов по записям слабых и умеренных землетрясений и по акустическим жесткостям основано на предположении сохранения этого различия при сильных землетрясениях и применимости к исследуемым грунтам линейной теории упругости.

Экстраполируя спектры до максимально возможного энергетического класса и применяя упругие параметры колебаний зданий, соответствующие таковым при слабых сейсмических воздействиях, оценим максимально возможные амплитуды колебаний жестких зданий. Проведем эту оценку для цели сопоставления различных кинематических элементов колебаний зданий на разных грунтах.

Для жилых кирпичных пятиэтажных зданий нами получены собственная частота колебаний, равная 5 Гц, максимальное значение амплитудно-частотной характеристики - 10. Рассчитаем коэффициенты  $B_{ск}$  и  $B_{уск}$ , выражающие отношения максимальных амплитуд скоростей и ускорений колебаний грунтов к амплитудам колебаний подстилающих их грунтов, для которых получены спектры (табл. IV.1).

Из сравнения грунтовых условий и коэффициентов  $B$  можно сделать следующие выводы.

1. На скальных грунтах превышение амплитуд скоростей колебаний зданий по сравнению с амплитудами колебаний грунтов очень значительное и превышает  $B_{уск}$ . При переходе к грунтам с меньшей сейсмической жестко-

Таблица IY.1

Грунт	$V_{ск}$		$V_{уск}$	
	$\Delta < 75$	$\Delta > 75$	$\Delta < 75$	$\Delta > 75$
Скальный	8,1	6,6	4,5	5,1
Мерзлый	7,1	5,8	5,7	6,4
Галечник	3,5	3,1	6,1	6,9
Лесс (грунт сейсмостанции Ашхабад, землетрясение 5-6 баллов)	5,2		7,4	

стью наблюдается сначала выравнивание  $V_{ск}$  и  $V_{уск}$ , затем  $V_{ск}$  становится меньше, чем  $V_{уск}$ . Для жестких зданий, таким образом, происходит некоторое выравнивание амплитуд скоростей их колебаний на различных грунтах. Так, по сейсмологическим измерениям на гравийно-галечных грунтах амплитуды колебаний в 2 раза выше амплитуд колебаний скальных грунтов. В то же время коэффициенты  $V_{ск}$  для жесткого кирпичного здания на скальном грунте в 2 раза выше, чем  $V_{ск}$  здания на галечнике.

2. Амплитуды ускорений колебаний зданий с уменьшением сейсмической жесткости грунтов растут не пропорционально амплитудам колебаний грунтов.

Эти выводы справедливы для рыхлых отложений, собственные частоты колебаний которых много меньше собственных частот колебаний зданий. Если же с увеличением энергии землетрясений спектры их колебаний обогащаются низкочастотными составляющими, то значения  $V_{ск}$  для зданий на разных грунтах уменьшатся. Однако соотношение этих коэффициентов для зданий на скальных и рыхлых грунтах сохранится.

На основании сопоставления макросейсмических данных по обследованию землетрясений в разных грунтовых условиях /92, 95/ с полученными нами коэффициентами  $V_{ск}$  можно сделать вывод, что наиболее удовлетворительно с разрушениями и повреждениями зданий коррелируются амплитуды скоростей колебаний грунтов.

Определены также отношения максимально возможных амплитуд скоростей и ускорений колебаний жилых трехсекционных крупнопанельных зданий в разных грунтовых условиях к амплитудам грунтов. Собственный период колебаний зданий равен 0,2 с, максимальное значение амплитудно-частотной характеристики - 6,25. Отношения амплитуд колебаний грунтов и зданий приведены в табл. IY.2. Возможные амплитуды колебаний крупнопанельных зданий примерно в 2 раза ниже амплитуд колебаний кирпичных зданий.

По принятой схеме расчета зданий на сейсмостойкость исходными величинами для определения инерционных сил являются максимальные прогибы здания  $s = ku$ . Если  $A_{гр} U_{max} = A_{maxзд}$ , где  $U_{max}$  - максимальное значение амплитудно-частотной характеристики колебаний зданий,  $A_{гр}$  - амплитуда колебания грунта, то частота, соответствующая максимальной амплитуде колебаний здания  $A_{maxзд}$ , равна собственной частоте колебаний зданий. Тогда прогибы элементов зданий, определенные по смещениям, ско-

Таблица IV.2

Грунт	В <sub>ск</sub>		В <sub>уск</sub>	
	$\Delta < 75$	$\Delta > 75$	$\Delta < 75$	$\Delta > 75$
Скальный	5,0	4,0	3,0	3,1
Мерзлый	4,5	3,8	3,6	3,9
Галечник	2,0	1,9	4,6	5,3

ростям и ускорениям, соответствуют реальным. Однако, как показано нами выше, равенство  $A U_{\max} = A'_{\max \text{зд}}$  выполняется не всегда. Если спектральная плотность смещений колебаний грунтов имеет максимальные значения на частотах  $f \ll f_{\text{зд}}$ , то прогибы, определяемые по максимальным скоростям и ускорениям колебаний грунтов, будут меньше реальных, причем с использованием производной смещений более высокого порядка это различие будет возрастать. Действительно, если для  $A_{1\text{гр}}$  и  $U_1$  на некоторой час-

тоте  $f_1$  справедливо  $A_{1\text{гр}} U_1 = A_{\max \text{зд}}$ , то  $A_{\max \text{зд}} > \frac{\dot{A}_{\max \text{зд}}}{f_2}$ ,

так как  $\dot{A}_{\max \text{зд}} = A_2 U_2 f_2$ , причем  $A_2 U_2 < A_{\max \text{зд}}$ . В свою очередь

$$\dot{A}_{\max \text{зд}} > \frac{\ddot{A}_{\max \text{зд}}}{f_3}.$$

Использование смещений колебаний грунтов для определения максимальных прогибов элементов зданий невозможно в силу того, что максимальные амплитуды нестабильны и имеют весьма низкие частоты, отсутствует шкала смещений колебаний грунтов, приведенных к одинаковым баллам. Таким образом, если исходить из максимальных прогибов, то сейсмические нагрузки, определяемые по скоростям колебаний грунтов, будут более соответствовать действительным, чем таковые, рассчитанные по ускорениям.

## 2. Результаты физического моделирования зданий как колебательных систем

Для неосвоенных территорий Восточной Сибири (особенно ее северных районов, для которых характерны высокая сейсмичность, вечная мерзлота, линзы таликовых зон) невозможно прямое экспериментальное исследование поведения зданий при сейсмических воздействиях. Реальный подход к этой проблеме нам видится в изучении поведения при землетрясениях физических моделей зданий.

Моделирование зданий и сооружений маятниковыми системами с собственными периодами и коэффициентами затуханий соответствующими определенным типам [52, 57], представляет одно из направлений в развитии метода учета сейсмических воздействий на здания и сооружения. Нами организована для этой цели регистрация землетрясений наборами сейсмических каналов "маятник-гальванометр" с резонансными частотными характеристиками в составе сейсмических станций, ведущих регистрацию в "ждушем" ре-

жиме на Сюльбанском инженерно-сейсмологическом полигоне. При этом соблюдалось подобие амплитудно-частотных характеристик колебаний резонансных систем (моделей) и зданий.

В составе станций "ждущего" режима включены каналы, регистрирующие землетрясения энергетических классов не ниже 11,0 с эпицентральными расстояниями от нескольких десятков до нескольких сотен километров.

На п.н. 1 и 2 (см. рис. II.1) для регистрации в "ждущем" режиме установлены сейсмоприемники ВЭГИК, СКД с двумя уровнями увеличений (3500; 250) для записи смещений почвы, скоростей (маятники С5С) и ускорений (маятники СПМ 16). Маятники резонансных каналов имели собственные частоты 5, 2, 1 и 0,5 Гц. Регистрация велась компонентой NS.

Для записи колебаний широкополосными каналами использовалась стандартная сейсмометрическая аппаратура со стандартными параметрами. Параметры приборов для регистрации резонансных составляющих колебаний следующие :

Основная частота, Гц	$T_1$	$T_2$	$D_1$	$D_2$	$\beta^2$	$U_{max}$
0,5	2	0,2	0,2	5	0,1	760
1	1	0,2	0,2	7	0,1	2900
2	0,5	0,2	0,2	7	0,1	2200
5	0,2	0,1	0,2	1,5	0,05	7600

Примечание. Тип маятника - ВЭГИК.

Амплитудно-частотные характеристики сейсмических каналов приведены на рис. IY.1. Каналы, регистрирующие одноименные кинематические элементы однопильными приборами, идентифицированы.

Станциями "ждущего" режима зарегистрировано четыре землетрясения:

- 1) 23.09.65 г.,  $9^h 50^m 0,3^s$ , 6;  $K=13$ ,  $\Delta = 390$  км; 2) 2.11.76 г.,  $14^h 55^m 59^s$ , 6;  $K=14$ ,  $\Delta = 350$  км; 3) 24.11.76 г.,  $18^h 33^m 35^s$ ;  $K=13$ ,  $\Delta = 400$  км; 4) 25.11.76 г.,  $9^h 44^m 35^s$ , 5;  $K=10$ ,  $\Delta = 400$  км.

Изучались как сами записи землетрясений, так и их спектры. Пример записи землетрясения 23.09.76 г. широкополосным каналом ВЭГИК и резонансных составляющих приведен на рис. IY.2. Записи резонансных каналов характеризуются достаточно установившимися колебаниями со сравнительно постоянным амплитудным уровнем в некотором временном интервале. Это характерно для колебательных процессов, длительность которых достаточна для того, чтобы в сейсмическом канале закончился переходный процесс. Максимальные амплитуды колебаний разных резонансных каналов сформировываются в различные моменты времени. Преобладающие частоты колебаний этих записей не всегда совпадают с собственными. Записи резонансных каналов с собственными частотами, близкими к преобладающим частотам землетрясений, характеризуются частотами, близкими к преобладающим частотам землетрясений, и промежуточными между преобладающими частотами землетрясения и собственными резонансных каналов. Частоты записей высококачественных резонансных каналов (5 Гц) соответствуют собственным частотам этих каналов.

При соответствии добротности резонансных сейсмических каналов добротности определенных типов зданий для колебаний разных зданий при землетрясениях характерен, во-первых, неодинаковый временной интервал амплитуд

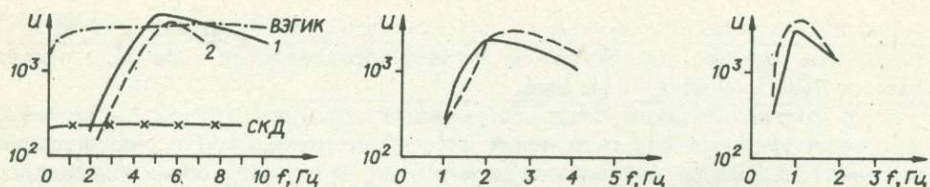


Рис. 1Y.1. Амплитудно-частотные характеристики сейсмических каналов (АЧХ).

1 - расчетные АЧХ, 2 - АЧХ резонансных каналов, полученные по отношению спектров входного и выходного сигналов.

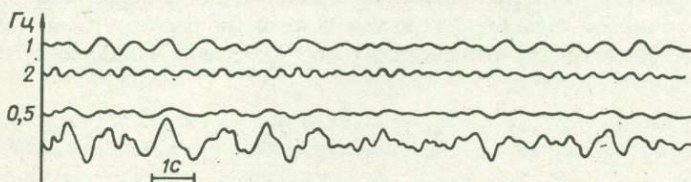


Рис. 1Y.2. Сейсмограмма землетрясения 23.09.76 г.

с максимальным уровнем, во-вторых, частоты колебаний могут не соответствовать как собственным частотам колебаний зданий, так и преобладающим частотам землетрясений. Последнее обстоятельство приводит к тому, что отношение максимальных амплитуд колебаний зданий и сооружений к амплитудам подстилающих их грунтов не определяется ни максимальным значением амплитудно-частотной характеристики (АЧХ) колебаний сооружений, ни значениями АЧХ на частоте, соответствующей максимальным амплитудам колебаний грунтов.

Предложенная нами эмпирическая формула (1Y.4) для отношения амплитуд колебаний зданий и грунтов в зависимости от формы спектров колебаний грунта и АЧХ здания справедлива для зданий, крутизна АЧХ колебаний которых не ниже 10 дБ/октаву. Проведена проверка применимости этой формулы для резонансных сейсмометрических каналов по записям землетрясений с использованием их спектров. Вычисленные и реально зарегистрированные амплитуды колебаний удовлетворительно совпадают для каналов, имеющих значение крутизны АЧХ колебаний, соответствующее таковой для зданий.

$f, \text{Гц}$	0,5	1	2	5
$A_{\text{рез}} / A_{\text{гр}}, \text{ истинное}$	1,15	0,456	0,41	0,023
$A_{\text{рез}} / A_{\text{гр}}, \text{ расчетное}$	0,89	0,762	0,32	0,154
$\Delta, \%$	23	67	22	570

Амплитуды колебаний зданий в этих случаях следует уменьшать на величину отношения максимальных значений АЧХ резонансных каналов и зданий.

Уже отмечалось, что для исследования вопроса о наличии низкочастотных составляющих колебаний грунтов при землетрясениях проводилась параллельная регистрация колебаний обычным сейсмометрическим каналом (ВЭГИК)

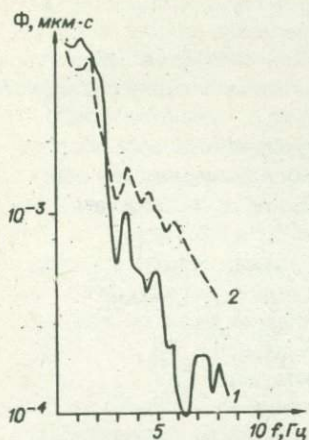


Рис. 14.3. Спектры смещений, полученные по сейсмограммам с использованием приборов ВЭГИК (1) и СКД (2).

и широкополосным (СКД). Спектры записей приведены на рис. 14.3. Удовлетворительное совпадение этих спектров в низкочастотной области свидетельствует о том, что на далеких эпицентральных расстояниях в спектрах колебаний мерзлых грунтов нет низкочастотных составляющих порядка 0,2–0,1 Гц с амплитудами, имеющими значимые величины. Поскольку амплитудно-частотная характеристика колебаний мерзлого грунта, как отмечалось в соответствующем разделе работы, имеет невысокий уровень и максимумы на частотах более 1 Гц, то и в спектрах колебаний скальных грунтов не содержится низкочастотных составляющих порядка 0,1 Гц.

При оценке частотного анализа колебаний грунтов и сооружений существенен вопрос о надежности определения АЧХ по отношениям спектров входного и выходного сигнала. По спектрам широкополосного канала ВЭГИК и резонансных каналов определены эмпирические АЧХ резонансных каналов. Расчетные и эмпирические АЧХ в области значимых частот совпадают удовлетворительно (см. рис. 14.1), что свидетельствует о корректности способа определения АЧХ с использованием реальных спектров, как и совпадение линейчатых спектров колебаний по резонансным каналам с широкополосным спектром. Ввиду того, что модули значений спектров Фурье пропорциональны не амплитудам слагающих гармоник, а спектральным плотностям ( $\Phi = \frac{dc}{d\omega}$ )

/99/, спектр широкополосного канала сравнивался со спектрами (их максимальными значениями) резонансных каналов.

Инструкцией по организации инженерно-сейсмометрической службы на зданиях /42/ рекомендуется проводить регистрацию по трем кинематическим элементам: смещениям, скоростям, ускорениям. Это позволяет сопоставлять различные кинематические элементы колебаний зданий и подстилающих их грунтов. При моделировании зданий маятниковыми системами сам анализатор (модель здания) является в то же время и регистратором. Это сужает возможность физических моделей для анализа разных кинематических элементов. Однако при сейсмических воздействиях, зарегистрированных по разным кинематическим элементам, всегда имеется возможность прогнозирования смещения в колебательной системе.

Результаты анализа экспериментального материала, относящиеся к сейсмической опасности зданий и сооружений, показывают практическую возможность прогноза амплитудного уровня их колебаний в конкретных грунтовых условиях. Амплитуды колебаний по различным кинематическим элементам однотипных сооружений в неодинаковых грунтовых условиях будут различаться между собой. При одних и тех же сейсмических воздействиях продолжительность колебаний сооружений будет различна. Это может привести в конечном итоге к несоответствию амплитуд колебаний сооружений остаточным деформациям в их элементах при равных прочностях.

Основные результаты изучения колебаний зданий и их моделей сводятся к следующим.

1. Приращение балльности однозначно не характеризует сейсмическую опасность системы грунт-сооружение. Амплитуды колебаний зданий и грунтов по разным кинематическим элементам неодинаковы. Наиболее удовлетворительно с прогибами элементов зданий при сейсмических воздействиях согласуются скорости колебаний.

2. Показана правомерность определения амплитудно-частотных характеристик и собственных частот колебаний зданий непосредственно по записям колебаний, причем возможно практическое определение собственных параметров колебаний зданий при сильных сейсмических воздействиях.

3. Проведенное нами моделирование колебаний зданий маятниковыми системами основывалось на подобии амплитудно-частотных характеристик зданий и систем. При этом предполагалось наличие только вязкого трения. Такое допущение справедливо для стадии упругих деформаций. За пределом упругости колебания зданий нельзя описать уравнением типа (1У.1). Неправомерна замена маятниковыми системами с одной степенью свободы протяженных высотных зданий и сложных сооружений. Особенности реакции систем с одной степенью свободы на колебания дают возможность изучения волновой картины колебаний жестких невысоких (до 6 этажей) зданий в стадии упругих колебаний. Такие исследования целесообразно проводить для изучения колебаний зданий в зависимости от параметров землетрясений и грунтовых условий.

## Глава V

### ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

#### 1. К проблеме эталонных грунтов

Рассматривая приращения балльности вечномерзлых рыхлых отложений относительно эталона, мы до сих пор не обращали внимания на особенности поведения самих эталонных (скальных) грунтов. Дело в том, что при переходе в область отрицательных температур меняются физико-механические параметры как у рыхлых грунтов, так и у скальных. Об этом достаточно красноречиво говорят результаты лабораторных и полевых исследований скоростей распространения упругих волн и электрических свойств, полученные В.И. Джурником /30/.

Изменение физико-механических свойств скальных грунтов повлечет за собой и изменение их поведения при воздействии землетрясений. Наиболее просто это изменение можно было бы проследить имея записи одних и тех же землетрясений на одинаковом расстоянии на скальных грунтах с различными физико-механическими параметрами, определяющимися именно температурным режимом. Однако реально выполнить эту задачу очень сложно. Поэтому мы воспользовались косвенными оценками. Сначала сравнивались средние значения приращений балльности однотипных талых и мерзлых грунтов, найденные по отношению к скальным талым и мерзлым грунтам соответственно. После этого была произведена сравнительная оценка самих эталонов. Сравнивались между собой крупнообломочные грунты различного состояния - необводненные, обводненные и вечномерзлые. Дадим краткую характеристику относительной сейсмической опасности рассматриваемых грунтов (более полная их характеристика дана О.В. Павловым и др. /65/).

### 1.1. Талые необводненные крупнообломочные грунты

Одной из самых важнейших характеристик слоя рыхлых отложений при определении относительной сейсмической опасности является его мощность. С одной стороны, с увеличением мощности растут преобладающие периоды слоя, с другой - с увеличением мощности все большее влияние на интенсивность сейсмического сигнала оказывают поглощающие свойства слоя. Если следовать методике С.В. Пучкова /73/, то для крупнообломочных отложений с  $V_S = 500-600$  м/с наименьшая мощность слоя, с которой начинается существенное изменение интенсивности сейсмического сигнала, равна 9-11 м. Косвенное подтверждение существования такой мощности - результаты, полученные при изучении поведения линз вечномёрзлых песков, нагружающих талые рыхлые отложения /32/. При этом оказалось, что восьми-десятиметровый слой мерзлых песков ( $V_S = 1200$  м/с) не влияет на интенсивность сейсмического воздействия при землетрясениях.

Для песков нами получены данные о том, что существует максимальная мощность слоя, начиная с которой интенсивность сейсмического сигнала практически не изменяется с ростом мощности слоя. Она не превышает 30-40 м (для  $f \geq 1$  Гц)/33/.

Таким образом, имеются определенные объективные предпосылки, указывающие на существование интервала мощностей, в пределах которого интенсивность сейсмического сигнала претерпевает наибольшее изменение.

При макросейсмическом обследовании Итурупского землетрясения 1958 г. с  $M = 8,2$  /97/ крупнообломочные грунты мощностью до 5 м, нагружающие плотные конгломераты (полная мощность слоя 10-12 м), при уровне залегания грунтовых вод, равном 10 м, дают вероятное приращение балльности порядка 0,5 балла.

Следует отметить, что многие инструментально полученные значения приращений балльности определялись для крупнообломочных грунтов мощностью ( $h$ )  $h \geq 30$  м. Сюда относятся результаты, полученные по Прибайкалью /32/ (4 изученные площадки), при сейсмическом микрорайонировании г. Улан-Батора /90/, для городов Душанбе /100/, Скопье /84/.

Для всех крупнообломочных грунтов среднее приращение балльности  $\Delta I$  не превышало 1 балла. Следовательно, мы вправе принять для таких грунтов приращение балльности, равное 1 баллу.

Результаты определения  $\Delta I$  показывают, что интервал мощностей крупнообломочных грунтов, в пределах которого интенсивность сейсмического сигнала претерпевает наибольшее изменение и вне его не зависит от мощности слоя, ограничен снизу 5 м и сверху - 30-40 м. Скачок  $\Delta I$  от 0 до 1 балла нельзя отнести к какой-либо определенной мощности. Вместе с тем вряд ли целесообразно дробление приращения балльности на более мелкие значения, чем 0,5 балла. В связи с этим приращения балльности для крупнообломочных необводненных грунтов в зависимости от мощности слоя последних можно представить в следующем виде: 1) если мощность слоя крупнообломочных отложений меньше или равна 5 м, то приращение балльности  $\Delta I$  для них будет нулевое; 2) при мощности слоя крупнообломочных отложений от 5 до 10 м приращение балльности достигает 0,5 балла; 3) для всех крупнообломочных грунтов, мощность которых превышает 10 м, вероятное приращение балльности составляет 1 балл.

Наиболее вероятный период, присущий слою крупнообломочных отложений с заданными  $h$  (мощностью) и  $V_S$  (скоростью поперечных волн в

слое), может быть оценен по зависимости

$$\lg \frac{T_i}{T_0} = f \left( \frac{h_i}{V_{s_i}} \right), \quad (V.1)$$

приведенной в работе А.Ф. Дреннова /33/. Необходимо помнить, что если максимальная интенсивность падающего на границу слой-полупространство сейсмического сигнала приходится на период, больший, чем определенный по зависимости (V.1), то и на поверхности максимальная интенсивность будет приходиться на больший период.

## 1.2. Обводненные крупнообломочные грунты

Наиболее неблагоприятным фактором при определении сейсмической опасности различных рыхлых грунтов считается их обводненность. Не составляют исключения в этом отношении и крупнообломочные грунты.

Для выяснения характера влияния обводненности крупнообломочных грунтов на приращение балльности были проведены инструментальные наблюдения над землетрясениями ( $K \leq 11$ ) в двух районах Прибайкалья. Оценка приращений балльности обводненных крупнообломочных грунтов производилась относительно необводненных крупнообломочных и скальных талых грунтов отдельно (табл. V.1). Результаты оценок  $\Delta I$  показали, что обводненность крупнообломочных грунтов при глубине залегания грунтовых вод  $h_B \leq 1$  м

не сказывается на величине приращения балльности относительно необводненных крупнообломочных грунтов. Полученные ранее приращения балльности для обводненных крупнообломочных грунтов для других районов Прибайкалья (см. табл. V.1) также подтверждают вывод об отсутствии влияния обводненности на величину приращения балльности  $\Delta I$  крупнообломочных грунтов.

Сопоставимость величин приращения балльности для различных районов Прибайкалья указывает уже на неслучайность этих величин  $\Delta I$ . Естественно, возникает вопрос об обобщении всего известного нам экспериментального материала, полученного на обводненных крупнообломочных грунтах. Поскольку работы по определению приращения балльности на обводненных крупнообломочных грунтах проводились разными исследователями и в различных районах /84, 90/, то обобщенные данные по этим грунтам обладают большей объективностью.

В результате систематизации материалов выявилось три основных положения: обводненность крупнообломочных грунтов увеличивает приращение балльности на 1 балл по сравнению с необводненными, начинает сказываться при воздействии землетрясения определенной силы и не влияет на величину приращения балльности (по относительно слабым землетрясениям). При этом наиболее интересные результаты получили Т.Т. Кулиев и С.А. Федотов /50/- для обводненных валунно-галечниковых отложений приращение балльности относительно скальных грунтов составило отрицательную величину,  $\Delta I = -1$  балл.

Таким образом, опираясь на литературные данные макросейсмических обследований /31/ и на большинство результатов инструментальных наблюдений, мы пришли к выводу, что обводненность крупнообломочных грунтов при воздействии на них землетрясений интенсивностью  $I \leq 7$  баллов можно не учитывать, тогда как с девятибалльного воздействия влияние обводненности их становится существенным. Очевидно, градация приращения балльности сохранится и для обводненных крупнообломочных грунтов.

Таблица У.1

Район исследования	$h, \text{ м}$	$h_{\text{в}}, \text{ м}$	$V_s, \text{ м/с}$	Число измерений, $n$	$\bar{\Delta I}$	Доверительный интервал, $P=0,95$
Долина р. Джиды (по отношению к скальному грунту)	$>30$	0,3	700	30	+0,5	$\pm 0,3$
Долина р. Холодной (по отношению к скальному грунту)	$>30$	0,7	700	22	+0,7	$\pm 0,5$
Долина р. Холодной (по отношению к крупнообломочному необводненному грунту)	$>30$	0,7	380	24	-0,1	$\pm 0,2$

В 1978 г. И.А. Ершовым и Е.Н. Поповой /38/ было проведено обобщение макросейсмических и инструментальных наблюдений для обводненных крупнообломочных грунтов. Их вывод о влиянии обводненности на относительную сейсмическую опасность (приращение балльности) крупнообломочных грунтов вполне согласуется с нашим.

### 1.3. Вечномерзлые крупнообломочные грунты

Исследование вечномерзлых крупнообломочных грунтов проводилось в целях определения величины относительной сейсмической опасности (приращения балльности)  $\Delta I$  для грунтов с различными физико-механическими характеристиками и выявления стабильности повторения оценок  $\Delta I$  во времени.

Краткая характеристика исследуемых грунтов приведена в табл. У.2. С уменьшением температуры рыхлых грунтов и некоторым изменением состава заполнителя крупнообломочных грунтов значения  $\Delta I$  и  $\hat{\Delta I}$  также уменьшаются (практически от 1 до 0 баллов). Причем наблюдается хорошая повторяемость полученных средних и вероятностных значений и их независимость от конкретного набора (совокупности) близких землетрясений, по которым определялись  $\Delta I$  и  $\hat{\Delta I}$  данной выборки, а следовательно, и от времени.

Таким образом, крупнообломочные грунты в необводненном, обводненном и мерзлом состоянии (вплоть до температуры  $-2^\circ\text{C}$ ) дают одинаковое приращение балльности, равное 1. Отметим, что этот вывод основывается на результатах, полученных по одной и той же методике, и для мощностей рыхлых отложений, превышающих, как правило, критические ( $h > 30 \text{ м}$ ).

Однако данные о величинах приращений балльности пластично-мерзлых песков с  $T = -0,2 \div -0,5^\circ\text{C}$  и  $h \geq 25 \text{ м}$  по отношению к тальм скальным грунтам говорят о том, что уже при этих температурах для них  $\Delta I$  мало отличны от нуля /32/.

Таким образом, возникает определенное противоречие между экспериментальными данными. В чем же его причина? Обратимся к скоростям распространения упругих волн в скальных грунтах.

Таблица У.2

Характеристика грунтов	Мощность слоя, м	Состояние грунта	Температу- ра, °С	Объемная масса, г/см <sup>3</sup>	Балл	
					$\Delta \bar{T}$	$\Delta \hat{T}$
Граниты среднекристаллические	> 1000	Мерзлый	- 3,2	2,57	0	0
Валунно-галечниковый с гра- вийно-песчаным заполнителем	≤ 80	с 0,8 м мерзлый	- 3,1	2,2	0,24	-0,04
					0,26	0,26
Валунно-галечниковый с пес- чано - гравийным заполнителем	≤ 100	с 0,8 м мерзлый	- 2,1	2,3	0,78	0,61
					0,82	0,72
Гравийно-галечниковый грунт с песчаным заполнителем с включением валунов	100	с 1,0 м мерзлый	- 1,8	2,0	0,91	0,83
					0,98	0,98

В мерзлых скальных грунтах скорость распространения продольных волн может достигнуть 5000 м/с, поперечных – 3000 м/с уже при  $T = -0,5^{\circ}\text{C}$  и ниже /30/. Следовательно, за счет цементующего действия льда градиент скорости распространения упругих волн с глубиной для мерзлых скальных грунтов будет значительно ниже, чем для идентичных талых. Например, на одном из исследуемых участков для талых грунтов скорость продольных волн с изменением глубины от 0 до 30 м меняется от 1700 до 4100 м/с, поперечных – от 1000 до 2400 м/с. Так как в средах с градиентным изменением скоростей действует дифференциальный закон Снелла (указывающий на наличие преломления и отражения в таких средах), можно утверждать, что на дневной поверхности скальных грунтов амплитуда сейсмического сигнала, падающего на границу слой-полупространство, будет больше, чем амплитуда этого же сигнала на глубине 30–40 м.

Для оценки увеличения амплитуды используем известную формулу, отражающую изменение амплитуды преломленной волны на границе раздела:

$$A = A_0 \frac{2}{1 + \frac{V_i \rho_i}{V_0 \rho_0}}, \quad (V.2)$$

где индекс  $i$  относится к самому верхнему слою скальных грунтов мощностью  $h \leq 5$  м, а  $V_0 \rho_0$  и  $A_0$  – параметры среды и сейсмического сигнала на глубине 40 м. Подставив в формулу приведенные выше значения  $V_i \rho_i$  и  $V_0 \rho_0$  и приняв  $A_0 = 1$ , получим, что амплитуда на поверхности скальных талых грунтов увеличится в 1,5 – 1,6 раза. Если это выразить в приращениях балльности, то дневная поверхность талых скальных грунтов по отношению к тальм скальным грунтам на глубине 30–40 м будет иметь приращение балльности порядка 0,5–0,6 балла.

В мерзлых грунтах изменение скорости с глубиной незначительно. Следовательно, увеличение амплитуды на дневной поверхности также незначительно, а  $\Delta I \rightarrow 0$  балла.

Если наши рассуждения отнести к задачам динамики распространения слабоэнергетических сейсмических сигналов, то на поверхности талых скальных грунтов интенсивность сейсмического сигнала завышается приблизительно в 1,5 раза (для конкретно приведенного примера). В то же время на мерзлых грунтах это увеличение интенсивности незначительно. Естественно, на талых рыхлых грунтах поправка к интенсивности будет складываться из двух частей: во-первых, необходимо учитывать поправку, вносимую непосредственно слоем, определенную по отношению к интенсивности сигнала, зарегистрированного на поверхности талых скальных грунтов; во-вторых – поправку к интенсивности, получающуюся за счет градиентного изменения скорости в приповерхностном 30–40-метровом слое талых скальных грунтов. Например, на талых крупнообломочных грунтах амплитуда в среднем будет минимум в 3 раза больше, чем амплитуда сейсмического сигнала, падающего на границу раздела слой-полупространство. На поверхности мерзлых крупнообломочных грунтов максимальная амплитуда сигнала равна амплитуде сейсмического сигнала, падающего на подошву слоя. Естественно, все это относится к быстропотекающим слабоэнергетическим сигналам.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что скальные талые и мерзлые грунты являются неравнозначными "эталоном" при сейсмическом микрорайонировании.

Поскольку основы (шкала) определения приращения балльности разработаны для области распространения талых грунтов, то при сравнении приращений балльности талых и мерзлых грунтов, определенных по записям слабых землетрясений, мы должны вносить поправку при окончательной оценке мерзлых грунтов. Для рассмотренного конкретного примера эта поправка составляет 0,5 балла (поправка относится к исходному баллу на скальных грунтах). Следовательно, при сравнении рассмотренных крупнообломочных грунтов получится следующая картина:

необводненные -  $\overline{\Delta I} = 1$  балл;  
 обводненные -  $\overline{\Delta I} = 1$  балл;  
 мерзлые с  $T \leq -2^\circ\text{C}$  -  $\overline{\Delta I} = 0,5$  балла.

Конечно, полученная поправка не будет являться строго заданной по величине. Значения ее могут колебаться в зависимости от физико-механических свойств самого грунта. Справедливость этой поправки, на наш взгляд, объясняется тем, что определение относительной сейсмической опасности производится по слабым землетрясениям, когда справедлива линейная теория упругости. Для талых и мерзлых крупнообломочных грунтов сравнивались  $\Delta T$ , найденные именно по слабым землетрясениям, т.е. использовались одни и те же методики. Конечно, при переходе к пластическим, а тем более неупругим деформациям необходимы дополнительные исследования поведения мерзлых скальных грунтов. Однако данные по прочностным характеристикам мерзлых скальных грунтов (см. табл. I.1) подтверждают наши выводы.

К сожалению, прямых количественных сопоставлений по наблюдениям сильных и слабых землетрясений мы провести не можем из-за отсутствия необходимого макросейсмического материала, но качественно подтвердить сделанные выводы можно. Так, при макросейсмическом обследовании Оймяконского землетрясения 1971 г. "отмечено незакономерное увеличение интенсивности потрясений на побережье Охотского моря, связанных, по-видимому, с отсутствием вечной мерзлоты" /51/.

Мы рассмотрели простейший случай введения поправки за счёт эталонных грунтов, находящихся в различном состоянии, когда она относится к классу систематических поправок. В основе наших рассуждений лежало представление о верхней зоне скальных грунтов как об открытом приповерхностном волноводе, параметры которого остаются постоянными с изменением координат пункта наблюдения. В частности, предполагалось, что градиент изменения скоростей остается постоянным. В реальных средах значения градиента скоростей варьируют, скорее всего, по пространству, как и мощности верхней зоны скальных грунтов, где этот градиент наблюдается. Поэтому верхняя зона распространения скальных грунтов до глубины 30-50 м должна рассматриваться как скоростная неоднородность, составленная из более мелких (локальных) неоднородностей.

Поправка за эталон будет одинаковой для области распространения скальных грунтов, если меняется только мощность их верхней зоны, а минимальные (на поверхности) и максимальные (на глубине  $\sim 50$  м) значения скоростей распространения сейсмических волн сохраняются. При этом поверхность равных скоростей будет криволинейная.

Таким образом, введенная нами поправка в общем случае является величиной переменной. Сама же верхняя зона скальных грунтов выступит в качестве приповерхностного рассеивателя, влияние которого на интенсивность сейсмического сигнала грубо можно сравнить с влиянием слоя рыхлых отложений (например, смещение среднего по оси  $\Delta I$ ).

Наблюдаемое рассеяние сейсмического сигнала неоднородностями среды, в которой он распространяется (верхняя зона земной коры), приводит к перераспределению его энергии по пространству. В результате одно и то же землетрясение проявится по-разному в различных пунктах наблюдения как на мерзлых, так и на талых скальных грунтах. Возможно, поэтому в отдельных случаях /101/ при сильных землетрясениях фиксируется большая интенсивность сейсмического сигнала на скальных грунтах, чем на рыхлых. С нашей точки зрения, даже на однородных грунтах вследствие интерференции рассеянных волн проявление землетрясения будет неравномерным по площади. Возвращаясь к взаимно-корреляционным функциям рядов  $\Delta I$  между двумя пунктами наблюдений, близких по своим физико-механическим свойствам грунтов, мы констатируем и другой факт — неоднозначность проявления землетрясений во времени  $\tau$  в одном и том же пункте наблюдения.

При макросейсмических обследованиях эффекта неравномерности проявления землетрясения можно не заметить вследствие площадного характера обследований землетрясений. В данном случае осредняющим фактором является площадка обследований (напомним, что радиус корреляции не превышает 500–600 м). Его можно не заметить и при очень детальных исследованиях макросейсмического эффекта, если эти исследования проводятся по косвенным признакам, а не непосредственно по остаточным деформациям. Очевидно, наиболее надежным будет пространственно-временной анализ макросейсмических данных.

В целом (несмотря на то, подтвердится ли неоднозначность проявления землетрясения на дневной поверхности макросейсмическими эффектами) в методическом плане ясно, что один пункт наблюдения не может отражать особенности всего массива грунтов, принятых за эталон.

## 2. К методике сейсмического микрорайонирования

Основу сейсмического микрорайонирования составляет одновременная регистрация близких землетрясений на эталонном, преимущественно скальном и исследуемом грунтах. Методика предполагает, что сейсмический сигнал, зарегистрированный в отдельной точке на поверхности, достаточно полно характеризует эффект проявления землетрясения на изучаемом грунте. Поэтому при сейсмическом микрорайонировании по близким землетрясениям эталонный и исследуемый грунты представляются только одним пунктом наблюдения /18/. Исходя из допущения, что изменение интенсивности землетрясения на 1 балл соответствует увеличению максимальной амплитуды колебаний в 2 раза, определяется приращение балльности на исследуемом грунте.

$$\Delta I = 3,31g \frac{A_1}{A_э} \quad (V.3)$$

Однако исследования показали, что рассеяние сейсмических волн на неоднородностях среды приводит к существенному снижению информативности отдельного пункта наблюдения (см. главу III). Если же уровень флуктуаций достигает 40%, то при подстановке в выражение (V.3) относительная ошибка удваивается. Следовательно, при существующей методике сейсмического микрорайонирования теряется практически вся информация о динамических характеристиках слоя при анализе отдельного землетрясения. Результаты непосредственного исследования оценок приращения балльности  $\Delta I$  на веч-

номерзлых крупнообломочных грунтах полностью подтвердили сформулированное положение. Причем, как показал корреляционный анализ рядов  $\Delta I$ , оценки приращения балльности, рассчитанные по отдельным землетрясениям, некоррелированы, а учитывая нормальность распределения  $\Delta I$ , и независимы. То есть, усреднение по совокупности землетрясений дает вполне объективную оценку сейсмической опасности грунтов (в пределах основных допущений, лежащих в основе методики сейсмического микрорайонирования). Естественно, что такое усреднение неизбежно приводит к потере информации об особенностях отклика слоя на отдельное землетрясение. Таким образом, проведенные исследования показали достаточно низкую эффективность существующей методики. Однако эти же исследования позволяют наметить пути устранения отмеченного недостатка.

Действительно, разброс оценок  $\Delta I$  получил вполне определенное физическое объяснение: он обусловлен рассеивающими характеристиками эталонного грунта (см. главу III). Для того чтобы охарактеризовать эффект проявления отдельного землетрясения на эталонном и исследуемом грунтах, необходимо исключение флуктуационной составляющей колебаний и выделение среднего поля. Исключение же флуктуаций можно провести только опираясь на групповую схему наблюдений. Исследование корреляционной структуры сейсмических колебаний на поверхности (см. главу III) дает основу для ее построения.

В методическом плане исключение флуктуаций не вызывает особых затруднений: для этого необходимо иметь набор некоррелированных реализаций шума [7]. В сейсмологии такой подход с успехом используется на LISA для подавления микросейсм [111].

Таким образом, расстановка регистрирующей аппаратуры должна отвечать требованию некоррелированности флуктуаций в каждом отдельном пункте наблюдения. В нашем случае минимальное расстояние между пунктами наблюдения определяется радиусом корреляции сейсмического поля (см. главу III).

Приведем конкретную схему расчета предлагаемой модификации методики сейсмического микрорайонирования.

Пусть имеются две группы из  $N$  пунктов наблюдения, расположенные на скальном и исследуемом грунтах. Если расстояние между ближайшими пунктами наблюдений превышает радиус корреляции флуктуаций, то сейсмограммы землетрясения, зарегистрированные в этих пунктах, можно рассматривать как совокупность реализаций случайной функции, включающей в себя детерминированную и флуктуационную составляющие. Исключение флуктуаций можно провести путем суммирования с соответствующей задержкой сейсмограмм по всем пунктам наблюдения, представляющих изучаемый или эталонный грунт. Однако в целях инженерной сейсмологии удобней оперировать со спектрами землетрясения, поскольку при таком подходе мы имеем возможность объединить усреднение по совокупности реализаций со сглаживанием по частоте, регулируя тем самым разрешающую способность спектра. Детерминированная составляющая спектра землетрясения определяется из выражения

$$\bar{S}(f) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i(f). \quad (V.4)$$

Отношение сигнал/шум в среднем спектре будет на  $10 \lg N$  db больше, чем в рассчитанном по отдельной сейсмограмме. Соответственно этому и ошибка в оценке отклика слоя на колебания определенной частоты будет об-

ратно пропорциональна  $\sqrt{N}$ , в то время как при использовании отдельных пунктов наблюдения ( $N=1$ ) на скальном и рыхлом грунтах в связи с большими ошибками частотная характеристика слоя, найденная по отдельному землетрясению, не несет практически никакой информации. Возможности предлагаемой методики будут определяться объемом группы: чем больше  $N$ , тем выше точность оценки частотной характеристики слоя. Однако при практическом ее применении необходима определенная оптимизация количества пунктов наблюдения.

Рассмотрим задачу, в которой необходимо определить минимальный объем выборки для проверки гипотезы о различии средних значений  $\theta_1$  и  $\theta_2$  двух нормально распределенных совокупностей. В нашем случае параметром  $\theta$  может быть как логарифм максимальной амплитуды колебаний на скальном и рыхлом грунтах, так и логарифм спектральной плотности на определенной частоте. Объем выборки должен удовлетворять неравенству [29/

$$N \geq \left[ \frac{S(u_{1-\alpha} - u_{\beta})}{(\theta_1 - \theta_2)} \right]^2, \quad (V.5)$$

где  $S$  - среднеквадратичное отклонение,  $\alpha$  - ошибка первого рода, определяющая вероятность обнаружения несуществующего изменения,  $\beta$  - ошибка второго рода, вероятность того, что изменение останется незамеченным,  $U_x$  - корень уравнения

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{u_x} e^{-u^2/2} du = x. \quad (V.6)$$

Исследования флуктуаций сейсмических колебаний показали, что их уровень, оцениваемый как по максимальной амплитуде, так и по спектральным характеристикам (рис. III.16), в целом ограничен 40-процентным уровнем. Этой величиной мы и воспользуемся как мерой разброса динамических характеристик землетрясения. Расчеты  $N$  для приращения бальности  $\Delta I$  при различных уровнях вероятности  $\alpha$  и  $\beta$  приведены в табл. V.3.

Число пунктов наблюдения на рыхлом и скальном грунтах быстро увеличивается с уменьшением предполагаемого приращения бальности на слое  $\Delta I$ . Причем при разумных уровнях вероятностей  $\alpha$  и  $\beta$  (0,05-0,1) относительно небольшие объемы групп позволяют реализовать практическое использование предлагаемой методики. Основными количественными характеристиками, лежащими в ее основе, являются радиус корреляции флуктуаций  $r_0$  и число пунктов наблюдения  $N$ . В настоящей работе изучение корреляционных характеристик сейсмических колебаний проводилось в пределах одной территории. Однако хорошее согласие с теоретическими разработками позволяет считать, что полученные характеристики универсальные, поскольку основным определяющим фактором радиуса корреляции является длина волны колебаний. В связи с этим в основу расстановки приборов при сейсмическом микрорайонировании можно положить расстояние 0,5 км (см. главу III). Расчет объема группы  $N$  должен опираться на предполагаемое приращение бальности на изучаемом грунте. Инженерно-геологические данные - хорошая основа для такого расчета.

Таким образом, объяснение физической природы разброса оценок динамических характеристик слоя рыхлых отложений при воздействии землетрясения позволяет наметить пути его исключения. В основу видоизменения методики сейсмического микрорайонирования кладется групповая схема наблюдений. К преимуществам предлагаемой методики можно отнести: 1) возмож-

Таблица У.3

$\alpha$	0,05			0,025			0,01			
	$\beta$	0,01	0,05	0,1	0,01	0,05	0,1	0,01	0,05	0,1
0,50		20	14	11	23	17	14	28	21	17
0,75		10	7	6	12	9	7	14	11	9
1,00		6	5	4	8	6	5	9	7	6
1,25		5	4	3	6	5	4	7	6	5
1,50		4			4	4	3	5	4	4

ность расчета собственных динамических параметров слоя рыхлых отложений по отдельному землетрясению, что может значительно повысить эффективность исследований при сейсмическом микрорайонировании; 2) возможность уточнить однородность как эталонного, так и исследуемого грунтов внутри группы в случае сложнопостроенных сред; 3) возможность оценить точность определения собственных параметров слоя рыхлых отложений, что позволяет по небольшому количеству землетрясений оценить прогнозируемый эффект проявления землетрясения из различных очаговых зон.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М.: Наука, 1974. 242 с.
2. Аршамбо К.Б. Методика обработки данных с целью обнаружения и интерпретации телесеismicических сигналов. - Труды ИИЭР, 1965, т. 53, № 12, с. 2029-2042.
3. Барабаненков Ю.Н., Кравцов Ю.А., Рытов С.М., Татарский В.И. Состояние теории распространения волн в случайно-неоднородных средах. - УФН, 1970, т. 102, № 2, с. 3-42.
4. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
5. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 1980, 530 с.
6. Белотелов В.А., Рыкунов Л.А. Устройство для цифрования сейсмограмм. - Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1963, № 3, с. 473-475.
7. Бендат Дж., Пирсол А. Измерения и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1974. 463 с.
8. Берзон И.С., Епинатьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубровская С.П. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 511 с.
9. Берзон И.С., Пасечник И.П. Строение земли по динамическим характеристикам сейсмических волн. М.: Наука, 1976. 236 с.
10. Бовенко В.Г. Детальные сейсмологические исследования среды по динамическим характеристикам рассеянного фона обменных волн. - В кн.: Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства. М.: Наука, 1979, с. 74-76.
11. Брилинджер Д. Временные ряды: обработка данных и теория. М.: Мир, 1980. 533 с.
12. Бриско Х.В., Флек П.А. Запись и обработка данных, получаемых от Большой сейсмической группы. - Труды ИИЭР, 1965, т. 53, № 12, с. 2029-2043.
13. Бунэ В.И., Гзовский М.В., Запольский К.К. Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 327 с.
14. Виленкин С.Я. Статистическая обработка результатов исследования случайных функций. М.: Энергия, 1979. 318 с.
15. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Исследование сейсмического режима при разрушении образцов. Душанбе: Дониш, 1975. 131 с.
16. Галкин И.Н., Николаев А.В., Старшинова Е.А. Флуктуации волновых характеристик и мелкая неоднородность земной коры. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 11, с. 41-48.
17. Гальперин Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 279 с.
18. Гиллер В.Г., Коган Л.А. Сейсмическое микрорайонирование по записям

- слабых землетрясений. – В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Душанбе: Дониш, 1973, с. 56–77.
19. Гиллер В.Г., Қоган Л.А. К вопросу о неоднородности сейсмического поля. – В кн.: Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства. М.: Наука, 1979, с. 74–76.
  20. Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В., Букина К.И. Кодарское землетрясение 1970 г. и мощность земной коры северо-восточной части Байкальского рифта. – В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 16–30.
  21. Голенецкий С.И. Сейсмичность Кодаро-Удоканского района в 1965–1969 гг. – В кн.: Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975, с. 63–71.
  22. Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги. – В кн.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977, с. 3–42.
  23. Грибанов Ю.И., Мальков В.А. Спектральный анализ случайных процессов. М.: Энергия, 1974. 178 с.
  24. Грин А., Фрош Р., Рошни С. Принцип большой сейсмической группы. – Труды ИИЭР, 1965, т. 53, № 12, с. 2029–2043.
  25. Грудева Н.П., Малиновская Л.Н., Наймарк Б.Н. Приближенное вычисление спектров сейсмических колебаний. – В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 3. М.: Наука, 1967, с. 52–109.
  26. Гусев А.А. Описательная статистическая модель короткопериодного излучения очага землетрясения. – Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 3, с. 544–548.
  27. Дженкинс Г., Ватс Д. Спектральный анализ и его приложения. Т.1. М.: Мир, 1971. 316 с.
  28. Дженкинс Г., Ватс Д. Спектральный анализ и его приложения. Т.2. М.: Мир, 1972. 289 с.
  29. Джонсон Н., Лион Ф. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке. Методы обработки данных. М.: Мир, 1980. 510 с.
  30. Джурик В.И. О скоростях распространения сейсмических волн в мерзлых и талых породах севера Прибайкалья. – Геол. и геофиз., 1980, № 4, с. 96–103.
  31. Дедова Е.В. Остаточные деформации грунтов при сильных землетрясениях. – В кн.: Колебания земляных плотин. М.: Наука, 1967, с. 114–122.
  32. Дреннов А.Ф. Исследование влияния грунтовых условий Прибайкалья на интенсивность и частотный состав сейсмического сигнала при слабых землетрясениях. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1977. 28 с.
  33. Дреннов А.Ф. Экспериментальные исследования влияния мощности некоторых рыхлых отложений на интенсивность и частотный состав землетрясений. – В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, с. 140–145.
  34. Дреннов А.Ф. Об использовании частотных характеристик рыхлых отложений в сейсмическом микрорайонировании. – Геол. и геофиз., 1980, № 11, с. 108–116.
  35. Дреннов А.Ф., Иванов Ф.И. Особенности проявления землетрясения на скальных грунтах. – Геол. и геофиз., 1981, № 8, с. 92–103.
  36. Дреннов А.Ф., Иванов Ф.И. Рассеяние S –волн неоднородностями среды. – Геол. и геофиз., 1981, № 10, с. 153–154.
  37. Егоркина Г.В. О поляризации обменных проходящих волн типа PS. – В кн.: Прикладная геофизика. Вып. 55. М.: Недра, 1969, с. 61–69.

38. Ершов И.А., Попова Е.В. О влиянии обводненности грунтов на интенсивность сейсмического воздействия. - В кн.: Эпицентральная зона землетрясений. М.: Наука, 1978, с. 117-140.
39. Зорин Ю.А. Основные черты строения и физического состояния глубоких недр рифтовой зоны и механизма рифтогенеза. - В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977, с. 136-145.
40. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Кальнинг О.Г. Строение верхней части земной коры в бассейнах рек Конды и Сьюльбана по гравиметрическим данным. - В кн.: Сейсмоструктура и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980, с. 153-163.
41. Иванов Ф.И. Вариации частотного состава землетрясения. - В кн.: Тезисы докладов IX конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. Иркутск, 1980, с. 139-141.
42. Инструкция по организации станций инженерно-сейсмометрической службы для регистрации колебаний зданий и сооружений при землетрясениях. Алма-Ата, 1970. 15 с.
43. Карпентер Е. История разработки систем расположения сейсмоприемников - сейсмических групп. - Труды ИИЭР, 1965, т. 53, № 12, с. 2023-2029.
44. Кац А.З. К вопросу об учете грунтовых условий при сейсмическом микрорайонировании. - Труды геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 30 (157), с. 217-225.
45. Кейпон Дж. Обработка данных Большой сейсмической группы способом многомерного максимального правдоподобия. - Труды ИИЭР, 1974, т. 55, № 2, с. 19-42.
46. Колесников Ю.А., Соловьев В.Н. Установка для цифрования сейсмограмм. Труды ИФЗ АН СССР, 1974, № 55, с. 12-21.
47. Копничев Ю.Ф. Поглощение и рассеяние сейсмических волн в земной коре Гармского района. - Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 2, с. 305-309.
48. Копничев Ю.Ф. Сейсмические кода-волны. М.: Наука, 1978. 82 с.
49. Кочетков В.М., Дергачев А.А., Боровик Н.С., Данциг Л.Г. Результаты сейсмических исследований в Северо-Муйском районе трассы БАМ. - В кн.: Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978, с. 23-32.
50. Кулиев Ф.Т., Федотов С.А. Использование стационарных энергетических поправок для сейсмического микрорайонирования. - В кн.: Инженерное описание сейсмических колебаний. М.: Наука, 1974, с. 14-33.
51. Курушин Р.А., Кочетков В.М., Николаев В.В. и др. Сильные землетрясения Якутии в 1971 году. - В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972, с. 43-46.
52. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962. 284 с.
53. Метод некогерентного рассеяния радиоволн/Брюнелли Б.Е., Кочкин М.И., Пресняков И.Н. и др. М.; Наука, 1979. 186 с.
54. Мишарина Л.А., Ружич В.В., Вертлиб М.Б. О связи эпицентрального поля и механизма очагов землетрясений Чаро-Витимского района со строением земной коры. - В кн.: Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978, с. 33-50.
55. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Вертлиб М.Б. Некоторые особенности эпицентрального поля Байкальской рифтовой зоны в сопоставлении с механизмом очагов землетрясений. - В кн.: Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977, с. 43-61.

56. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М.: Наука, 1971. 576 с.
57. Назаров А.Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван, 1956. 286 с.
58. Невский М.В., Николаев А.В., Санин И.А. Опыт сейсмического просвечивания верхней части кристаллического фундамента с применением площадных групп. - В кн.: Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М.: Наука, 1977, с. 223-231.
59. Невский М.В., Николаев А.В., Ризниченко О.Ю. Метод сейсмического просвечивания и возможности изучения детальной структуры неоднородностей земной коры. - В кн.: Исследования Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981, с. 75-94.
60. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
61. Нерсесов И.Л., Копничев Ю.Ф., Медведева Е.В. Особенности высокочастотного излучения сильных землетрясений с различными механизмами очагов. - Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 4, с. 859-863.
62. Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1973. 173 с.
63. Николаев А.В., Трегуб Ф.С. Результаты исследования статистической модели земной коры. - Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 1236-1239.
64. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.
65. Павлов О.В., Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Потапов В.А. Сейсмическая опасность крупнообломочных грунтов. - В кн.: Геологические и сейсмические условия района Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск: Наука, 1978, с. 162-172.
66. Пасечник И.П. Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970. 197 с.
67. Перепелица В.А. Определение истинного вида смещения почвы по сейсмограмме методом почленного интегрирования. - Изв. АН СССР. Физика Земли. М.: Наука, 1972. 80 с.
68. Плотникова Л.М. О соотношении сейсмических параметров грунтов, определяемых по записям слабых и сильных землетрясений. - В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 181-189.
69. Поспеев А.В., Шпак И.П. Результаты комплексных электроразведочных исследований в зоне строительства трассы БАМ. - В кн.: Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство района БАМ. Иркутск, 1979, с. 23-24.
70. Потапов В.А. О прогнозе спектров колебаний грунтов при сильных землетрясениях. - В кн.: Модели природных систем. Новосибирск: Наука, 1978, с. 187-194.
71. Потапов В.А. Анализ спектральных закономерностей совместных колебаний грунтов и зданий при сильных сейсмических воздействиях в Прибайкалье. Автореф. канд. дис. М., 1978. 22 с.
72. Пугачев В.С. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Наука, 1979. 495 с.
73. Пучков С.В. Закономерности колебаний грунтов при землетрясениях. М.: Наука, 1974, 130 с.
74. Рабинер Л., Гоулд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. М.: Мир, 1978. 848 с.

75. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С. Изучение условий в очаговых зонах по сейсмической коде. - В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 224-257.
76. Рейдер С.М., Гоулд Б. Методы расчета цифровых фильтров в частотной области. - Труды ИИЭР, 1967, т. 55, № 2, с. 66-82.
77. Рожков В.А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 280 с.
78. Розанов Ю.А. Случайные процессы. М.: Наука, 1979. 183 с.
79. Ружич В.В. Разрывы и их роль в формировании Чарской рифтовой впадины. - В кн.: Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 47-52.
80. Ружич В.В. Анизотропность земной коры центрального участка БАМ в связи с сейсмичностью. - В кн.: Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство района БАМ. Иркутск, 1979, с. 32-34.
81. Ружич В.В. Активные разрывы в районе Кодарского тоннеля трассы БАМ. - В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980, с. 77-86.
82. Ружич В.В. Глубинная анизотропия земной коры северо-восточного фланга Байкальского рифта и некоторые особенности сейсмичности. - В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 101-112.
83. Ружич В.В., Мишарина Л.А. Некоторые особенности сейсмичности и механизм очагов землетрясений Чаро-Муйского региона в сопоставлении с его геологическим строением. - В кн.: Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М.: Наука, 1981, с. 12-28.
84. Рустанович Д.Н., Токмаков В.А. Сравнение оценок сейсмической интенсивности на различных грунтах по записям слабых землетрясений и по акустическим жесткостям на опыте работ в г. Скопье. - В кн.: Сейсмическое движение грунта. М.: Наука, 1970, с. 58-64.
85. Рытов С.М., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Введение в статистическую радиофизику. Ч.2. М.: Наука, 1978. 463 с.
86. Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехиздат, ГИТТЛ, 1955. 543 с.
87. Саваренский Е.Ф. Элементарная оценка влияния слоя на колебание земной поверхности. - Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1959, № 10, с. 1441-1447.
88. Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М.: Недра, 1972. 292 с.
89. Сейсмостойкое строительство зданий. М.: Высшая школа, 1971. 227 с.
90. Сейсмическое районирование г. Улан-Батора. М.: Наука, 1971. 180 с.
91. Солоненко А.В., Татаренко М.А. Новые данные о затухании сейсмических волн в Прибайкалье. - В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972, с. 67-68.
92. Солоненко В.П. Некоторые задачи современного сейсмического микрорайонирования. - Геол. и геофиз., 1962, № 9, с. 69-82.
93. Солоненко В.П., Хилько С.Д., Николаев В.В. О сейсмотектонике и морфоструктуре востока Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. - В кн.: Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975, с. 13-15.
94. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 125 с.
95. Сюэхино К. Инженерная сейсмология. М.: Экономическая жизнь, 1935. 240 с.

96. Ткаченко В.В., Мандельбаум М.М. Глубинные геофизические исследования в зоне строительства БАМ. - В кн.: Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство района БАМ. Иркутск, 1979, с. 8-9.
97. Федоров С.А. Макросейсмическое описание Итурупского землетрясения 7 ноября 1958 года. - В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 17 (184). М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 21-41.
98. Форбе С. Разработка, установка и эксплуатация Большой сейсмической группы с высокой чувствительностью. - Труды ИИЭР, 1965, т. 53, № 12, с. 2043-2053.
99. Харкевич А.А. Спектры и анализ. М.: ГИТТЛ, 1957. 230 с.
100. Шагинян С.А. Результаты инструментального определения коэффициента динамичности. - Труды Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР, 1960, № 8, с. 41-75.
101. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981. 231 с.
102. Штейнберг В.В. Оценка параметров колебаний грунтов при возможном сильном землетрясении. - В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 165-177.
103. Чернов Л.А. Волны в случайно-неоднородных средах. М.: Наука, 1973. 169 с.
104. Экспериментальные исследования сейсмической коды / Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С. и др. М.: Наука, 1981. 142 с.
105. Экспериментальные сейсмические исследования недр земли / Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И. и др. М.: Наука, 1978. 158 с.
106. Aki Keiliti. Scaling law of seismic spectrum. - Geophysics, 1967, v. 72, N 4, p. 1217-1233.
107. Aki Keiliti, Bernard Chouet. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. - J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 23, p. 3922-3344.
108. Aki Keiliti, Christoffersson E., Husebye E.S. Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana LISA. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, v. 66, N 2, p. 501-525.
109. Beaudet P.R. Elastic wave propagation in heterogeneous media. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, v. 60, N 3, p. 769 - 799.
110. Berteussen K.A. et al. Wave scattering effects in modelling intrinsic time and altitude anomalies observed across the NORSAR array. - Veröff. Zent. Phy. Erde, 1975, v. 31, N 2, p. 335-342.
111. Capon J. Short-period signal processing results for the large aperture seismic array. - Geophysics, 1968, v. 33, N 3, p. 452-473.
112. Embree B., Burg J.P., Backus M.M. Wide-band velocity filtering - the pie-slice process. - Geophysics, 1963, v. 28, N 6, p. 948-955.
113. Foster M.R., Guinzy N.D. The coefficient of coherence: its estimation and use in geophysical data processing. - Geophysics, 1967, v. 32, N 4, p. 602-617.
114. Hasegawa H.S. Short-period P-coda characteristics in the Eastern Canadian Shield. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, v. 63, N 3, p. 839-859.

115. Hudson J. A., Knopoff L. The nature of seismic noise.— Proc. Roy. Soc., 1966, A, v. 290, N 1422, p. 290—296.
116. Knopoff L., Hudson J. A. Scattering of elastic waves by small inhomogeneities.— J. Acoust. Soc. Amer., 1964, v. 36, N 2, p. 271—289.
117. Knopoff L., Hudson J. A. Frequency dependence of amplitudes of scattered elastic waves.— J. Acoust. Soc. Amer., 1964, v. 36, N 2, p. 289—305.
118. Knopoff L., Gangi A. Seismic reciprocity.— Geophysics, 1959, v. 24, N 4, p. 516—522.
119. Nacamura Y. Seismic energy transmission in the Lunar surface zone determined from signal generated by movement of Lunar Rovers.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, v. 66, N 5, p. 593—607.
120. Potter T. F., Roden R. B. Seismic noise estimation using horizontal components.— Geophysics, 1967, v. 32, N 4, p. 617—633.
121. Trifunac M. D. Zero Baseline correction of strong motion accelerograms.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, v. 61, N 5, p. 1201—1211.
122. Wesley J. P. Diffusion of seismic energy in the near range.— J. of Geoph. Res., 1965, v. 70, N 20, p. 5099—5107.

## АНАЛИЗ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

*Олег Викторович Павлов, Александр Федорович Дреннов,  
Нина Николаевна Дреннова, Федор Илларионович Иванов,  
Владимир Антонович Потапов, Валерий Васильевич Ружич,  
Галина Егоровна Серова, Людмила Григорьевна Соснина*

Ответственный редактор  
*Валентина Николаевна Табулевич*

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства А. М. Самсоненко  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник А. И. Смирнов  
Технический редактор Л. Г. Филина  
Корректоры С. М. Погудина, Т. Ф. Погиблова

ИБ № 23306

Сдано в набор 10.05.83. Подписано к печати 31.08.83. МН-07562. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2. Офсетная печать. Усл. печ. л. 7,8. Усл. кр.-отт. 8,4. Уч.-изд. л. 9,1. Тираж 950 экз. Заказ № 770. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099. Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

1 р. 40 к.

4228