ISSN 0002-3272



Г.А.ВОСТРИКОВ

СВЯЗЬ ПАРАМЕТРОВ ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ, СЕЙСМИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ И ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

MOCKBA

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК геологический институт

Г.А.ВОСТРИКОВ

.

СВЯЗЬ ПАРАМЕТРОВ ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ, СЕЙСМИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ И ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Труды, выл. 482

Основаны в 1932 г.

MOCKBA 1994 УДК 550.34

Russian Academy of Sciences Geological Institute

G.A. Vostrikov

INTERDEPENDENCE OF THE RECURRENCE GRAPH CHARACTERISTICS ON SEISMIC FLOW AND EARTHQUAKE SOURCE PARAMETERS

Transactions, vol. 482

Связь параметров графика повторяемости, сейсмического течения и очага землетрясения / Г.А.Востриков — М.: ГИН РАН, 1994. — 292 с. — (Тр. ГИН; Вып. 482). — ISBN 5-201-12011-3

Установлены нелинейное приближение графиков повторяемости по сейсмическому номенту и нагинтуде, а также зависимости между его коэффициентами - закон повторяемости землетрясений. Иссладованы зависимости параметров ислинейного префика от механических свойств и режима интружение сабсмотенерирующей среды: на них основан предлагаеный метод оценки макроскопических параметров сейсмического течения. Представлены результаты изучения вармаций значений этих параметров в районах Каччатки и Паниро-Гиндукущском. Исследована взаимосяваь величим сейсмического номента, размеров очагы и чапнитуды землетрясения, из которых каждая определяется как функция заух других.

На основании экспериментальных данных обсуждается вид двухмерной плотности распределения повторяемостей авмлетрясений по энергетической и геометрической характеристикам очага.

Ил. 566. Табл.11. Библиогр. 000 наза.

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук В.Г.Трифонф.

Редакционная коллегия академик РАН А.Л.Книтпер (главный редактор), В.Г.Гербова, Ю.Б.Гладенков, Б.П.Золоторев

> Рецензенты: В.Е.Фадеев. Ю.К.Шукии

Curviliness approximation of magnitude / seismic moment - - recurrence relationship: (recurrence graphs) as well as dependences between their coefficients - the earthquake recurrence law, have been established. Dependences of curvilinear graph parameters on both mechanical properties of earthquake producing rocks and their load conditions have been investigated. As a result the method for estimating macroscopic selamic flow parameters is proposed. Results of the study of spatial variations in values of these parameters in Kamchatha and Pamir - Hindu Kuth regions are presented. Correlations between values of the sename moment, size of the earthquake source and the earthquake magnitude have been analyzed, each of these values being a function of the other two.

Basing on experimental data the shape of two-dimensional density of distribution of earthquake recurrences by the energy and the geometry parameters of the source is discussed.

Editorial board: Academician of the Russian Academy (Sciences A.L.Knipper (Editor-in-Chief), V.G.Gertowa, J.B.Giadenkov, B.P.Zolotarev

> Responsible editor Doctor of Geology and Mineralogy V.G.Trifonov

> > © Г.А. Востриков, 1994 © Российская академия прук. 1994

ISBN 5-201-12011-3

BBEJIEHME

Успех в изучении современного тектогенеза во многом зависит от точности и детальности представлений о механических свойствах горных масс земной коры и верхней мантии, о кинематических и динамических характеристиках тектонических структур на глубинах, недоступных для прямого наблюдения. Эти представления основываются на информации, получаемой геофизическими методами, главным образом сейсмическими и сейсмологическими, и на результатах лабораторных исследований горных пород того типа и в условиях тех температур и давлений, существование которых предполагается на той или иной глубине.

Большую часть геобизической информации получают методами. основанными на измерении скоростей распространения и затухания сейсмических волн. Эти метолы позволяют определить реакцик материала земных недр только на весьма быстро (с периодами от 0,1 с до максимум 1 ч) меняющиеся напряжения и на дебормации весьма малой величины. Однако механические свойства тех же CAMNX FORHNA MACC, TAKNE, KAK XCCTKOCTL, HOOVHOCTL, BASKOCTL, характер их реакции на лействие нагрузки, не постоянны, а сильно меняются в зависимости от величины нагрузки, масштаба времени и рассматриваемых пространственных взаимоотношений [Кузнецова, 1969; Аки, 1985; и др.]. Поэтому такие данные не могут непосредственно характеризовать упругие или реологические свойгорных масс по отношеник к длительной геологической. CTB8 деформации. С другой сторони, выволи о реакции горных масс на длительные напрлжения, получаемые при лабораторных исследованиях, сильно зависят от предположений о распределениях (прекде

всего по глубине) их вещественно-минерального состава, температурк и скорости деформации. Наконец, методы, разработанные в сейсмологии, в принципе позволяют определять тензор скорости леформации, вызываемой совокупностью динамических смещений по разрывам сплошности и в очагах землетрясений [Ризниченко, 19656; Костров, 1975; и др.], оценивать величины снимающихся в очагах напряжений [Райс, 1982; и др.], но не дают информации о механических свойствах этих подверженных сейсмическому процессу горных масс и о величине действующих в них напряжений.

Таким образом, каждый из методов имеет свои достоинства, но не свободен и от недостатков. Поэтому при исследовании процесса современного тектогенеза используется комплекс данных, получаемых разными методоми, и, чем шире этот комплекс, тем лучше.

В настоящей работе предлагается метод, позволяющий оценивать величины, карактеризующие меканические свойства горных масс, геодинамические параметры и вариации их в пространстве и во времени. Он основан на интерпретации в терминах сейсмического течения горных масс карактеристик главной статистической закономерности, которой подчиняются совокупности землетрясений, - распледеления их по энергии.

Деформирование, перемещение горных масс под действием тектонических нагрузок осуществляется не только за счет непрерывной деформации – вязкого, пластического или катакластического (по микротрещинам) течения, но и за счет разрывно-непрерывной деформации – квазипластического течения. Элементы такого, сейсмического, течения горных масс – это упругие деформации, предшествующие землетрясениям и дискретные в пространстве и времени подвижки в очагах землетрясений [Ризниченко, 19656, 1976а]. В тектоническом течении горных масс квазипластическая его часть может быть довольно большой, особенно в условиях относительно

невысоких давлений и температур, характерных для "гранитного" слоя земной коры [Николаевский, 1982; и др.]. Уже одно это определяет необходимость изучения количественных характеристии: сейсмического процесса при исследовании современного тектогенеза. Сейсмический процесс, как одно из проявлений тектогенеза, протекает в том же субстрате и при тех же условиях, поэтому его параметры могут характеризовать и процесс тектогенеза. Для этого нужно только наполнить их физическим содержанием, интерпретировать их в терминах геодинамики, таких, как жесткость, прочность, вязкость, скорость деформации горных масс, сдвиговое напряжение, литостатическое давление, температура.

Сейсмический процесс формально может быть представлен в виле функции трех пространственных координат. времени и величины события (землетрясения) [Методы ..., 1960] или в виде многомерного случайного процесса [Ризниченко, 1965а; Каган, 1973]. который обычно изучают в отдельных сечениях: пространственном (картирование сейсмичности), временном (анализ последовательностей землетрясений). пространственно-временном и магнитулном ИЛИ внергетическом (распределение событий по величине). Е зависимости от масштаба рассмотрения. От уровня генерализации при изучении сейсмического процесса выявляются разные его стороны и специолические их свойства. Так, можно говорить о пространственно-временных областях, превышающих или много меньших, чем размеры очагов и средний период возникновения землетрясений данного циапазона энергий. То же явление на одном уровне генерализации может рассматриваться как закономерность, а на другом - как одна из флуктуаций.

Будем рассматривать сейсмичность как процесс квантовой диссипации тектонической энергии, который условно можно назвать "сейсмологическим излучением" тектонически нагруженной средь. Каждое землетрясение представляет квант этого "излучения".

Энергия m кванта "излучения" может определяться той или иной энергетической карактеристикой очага землетрясения: сейсмической энергией, сейсмическим моментом и т. п. Можно госорить о спектре, или спектральной плотности сейсмичности ("сейсмологического излучения") S(m). В терминах сейсмологий S(m) = это общая энергия землетрясений в энергетическом интервале $m \pm \delta m$. По аналогии с тепловым (электромагнитным) излучением можно тэкже искать соответствия между карактеристичение можно тэкте искать соответствия между карактеристичение и параметрами писсипирующего ("излучающего") объекта.Спектр теплового излучения определяется температурой излучателя и свойствами его вещества (лучеиспускательной способностью) [Рибо, 1934]. Аналогией температуры в нашем случае может быть среднее значение слвитового напряжения среды, генерирующей землетрясения; свойства среды ("излучателя") можно карактеризовать макроскопическими эффективными параметрами сейсмического течения.

Повторяемость $n(m_i)$ – количество землетрясений с энергией от m_i – δm до m_i + δm , генерированных единичным объемом среды за единичное время, – можно определить как $n(m_i) = S(m_i)/m_i$. Соответственно плотность распределения повторяемостей n(m)определяется описанной выше спектральной плотностью сейсмологического излучения: n(m) = S(m)/m. Характеристики плотности распределения повторяемостей характеризуют и спектральную плотность.

Плотность распределения повторяемостей землетрясений по энергии в сейсмологической практике принято характеризовать

Конечно, ета аналогия не полная. Так, в сейсмичности нет прямой аналогии частоте электромагнитного излучения; с другой стороны, кванты-землетрясения, в отличке от фотонов, различаются не только энергией, но и размерами очагов. Ниже мы покажем, что аналогичный температуре параметр θ , который измеряется по спектру сейсмичности, определяется не только средним напряжением, но и объемом излучателя – среды, генерирующей землетрясения.

графиками повторяемости – зависимостями $\lg n(\mathbf{M})$ или $\lg n(\mathbf{K})$ логарифма повторяемости n землетрясений от их магнитуды \mathbf{M} или энергетического класса \mathbf{K} – логарифмических величин, широкс применяющихся для энергетической классификации землетрясений. Графики повторяемости аппроксимируются в первом приближении линейными зависимостями; парэметры их (уровень и наклон графика) безразмерны, т.е. имеют смысл геометрический.

Интерпретация наблюденных графиков повторяемости в терминах процесса сейсмического течения возможна только в том случае, если их можно описать некоторым выражением (в общем случае нелинейным) с одним или несколькими параметрами, имеющими размерность и допускающими физическое истолкование. Графики 1g $n(\mathbf{X})$, 1g $n(\mathbf{X})$ получаются в узких диапазонах $\Delta \mathbf{X}$, $\Delta \mathbf{X}$ по денным о землетрясениях в ограниченных пространственном и временном интервалах, осложнены поэтому большими флуктуациями повторяемостей сильных землетрясений. Если иметь в виду только какой-либо один график повторяемости, то невозможно установить, аппроксимируется лион нелинейно лучше, чем линейно, тем более невозможно выбрать конкретный вид нелинейной кривой.

Нелинейность зависимостей $\lg n(\mathbf{N})$ в широком магнитудном диапазоне нами установлена сначала для частного случая внутрикоровых землетрясений. Использованы данные о большой совокупности линейных приближений в узких диапазонах $\Delta \mathbf{N}$ графиков повторяемости землетрясений в различных сейсмических районах Земли. Оказалось, что эта совокупность составляет систему, что позволило установить не только факт нелинейности зависимостей $\lg n(\mathbf{N})$, но и конкретизировать их вид.

Графики повторяемости коровых землетрясений подчиняются (с естественным разбросом, отклонениями) семейству кривых, характеризующемуся тремя постоянными ковффициентами. Форма каждой из втих кривых определяется конкретным значением одного параметра,

именшего размерность "энергии". Это семейство ниже мы называем ваконом повторяемости коровых землетрясений. Далее по данным об очаговых параметрах сильных землетрясений и о графиках повторяемости их афтершоков, а также по данным о графиках повторяемости "нормальных" землетрясений в земной коре выяснен физический смысл параметра графика повторяемости (ашпроксимирующей кривой) в терминах пооцесса сейсмического течения горных масс.

С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ DESVILTATOE МОЛЕЛИДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО пренесся и ланных о графиках повторяемости землетрясений. гене-ЭКЭЭЕЗННЫХ Е УСЛОВИЯХ ЗАВЕДОМО ДАЗЛИЧНОЙ ЭЙЙСКТИВНОЙ ССЙСМИЧССкой вязкости. полученный закон повторяемости обобщен на случай произвольного, любого значения втой величины, отличающегося от оседнего для земной коры. При вариациях вофективной сейсмической вязности (точнее. времени релякознии) меняются коейиниен-TH, ISDEKTETNEYHINE COMPRETED KOMBAX, KOTODOMY HOATHHARDTOR FDE-СЛЕМ ПОЕТОДЯЕМОСТИ: УСТАНОВЛЕНЫ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ЭТИМИ КОЭФЙИ-Шлентами и связь их с величиной, карактеризующей время релаксаши. С использованием уравнения состояния горных масс, подвергнутых сейсмическому процессу (максвелловское тело). и обобщенного закона повторяемости землетрясений получены соотношения, KOTODHE BHDAXANT BEJUHUHH, ISDAKTEDHEVKENE MAKDOCKOHUHECKNE HZсамется сейсмического течения через коэффициенты, в выражении. ЭЛИСИВАНДЕМ СЕМЕЙСТВО НЕЛИНЕЙНИХ ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ. И параметр конкретного графика. Значения коэффициентов и параметса, состветствующие наблюденному графику повторяемости, опредепараметрое его линейного приближения в JANDTCA KC **V3KOM** энергетическом диапазоне.

Для количественной оценки макроскопических параметров сейсмического течения графики повторяемости необходимо строить по внергетической характеристике очага в отличие от магнитуды, имеющей ясный физический смысл (и размерность энергии). В прин-

ципе такой карактеристикой может служить сейсмический момент очага землетрясения (\mathbb{M}_{0}). Однако в настоящее время величина \mathbb{M}_{0} при рутчнной обработке землетрясений не измеряется. Поэтому графики 1g $n(1g \ M_{0})$ можно получить только пересчетом из графиков 1g $n(\mathbb{M})$ – или 1g n(F) – с помощью корреляционных соотношений между величинами 1g \mathbb{M}_{0} и \mathbb{M} (или \mathbb{K}), – способом, англогичным перекоду от одной магнитудной шкалы к другой. Вычисленные таким образом параметры графиков повторяемости 1g $n(1g \ M_{0})$, особенно коэффициенты и параметры нелинейных приблажений, могут и отличаться от тех, которые получались бы при непосредственном измерении значений \mathbb{M}_{0} .

Зависимость величины $\lg M_0$ от магнитуды не может быть выражена как функция одной переменной. При прочих равных условиях магнитуда в отличие от сейсмического момента зависит от трудно учитываемых кинематических параметров очагового излучения, от спектрального его состава; при той же величине $\lg M_0$ энергетический класс (и магнитуда) землетрясения может быть различным в зависимости от формы очагового спектра, и наоборот [Экспериментальные ..., 1981]. Эту форму можно характеризовать, рассматривая наряду с $\lg M_0$ величину Т углового периода спектра, которая зависит главным образом от линейного размера lочага землетрясения.

Нами исследованы различные зависимости между величинами lg M_0 , M(K), lg T, получены выражения для величины lg M_0 как функции двух переменных: M (или K) и lg T. По данным наблюдения частотно-йзбирательных сейсмических станций, исследованы плотности двумерных распределений повторяемостей $n(\lg M_0, \lg T)$ и $n(K, \lg T)$ местных землетрясений Гармского района Таджикистана. В результате установлены соотношения для пересчета наблюденных графиков повторяемости магнитуд или энергетических классов (в линейном, а затем и в нелинейном приближениях) в графики повто-

ряемости 1g л(1g H₂), что завершает предлагаемый метод интерпретации параметров трафика повторлемости в терминах процесса сейсмического течения. Получены также результаты, которые могут быть использованы при построении теории сейсмического процесса. В частности, это вывод с подобии очагов слабых и сильныя землетрясений, о том, что наслываемое нарушение его в области слабых землетрясений обусловлено технической ограниченностью регистрирукших систем.

Разработанный метод опробован при исследовании пространственных вариаций сейсмического и тектонического течения в сейсмоактивных частях земной коры и верхней мантии районов Камчатки и Намиро-Гиндукушского. Полученные результаты согласуются с известными данными полученными другими геофизическими методами, и дополняют их.

Глава первая

СЕМЕИСТВО НЕЛИНЕЙНЫХ ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ МАГНИТУД КОРОВЫХ. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

1.1. Постановка задачи

Графики 1g n(M) строятся в диапазоне магнитуд ΔM , который справа ограничен магнитудой M_2 максимального наблюденного землетрясения, а слева магнитудой M_1 , такой, что землетрясения с $M < M_1$ уже непредставительны, регистрируются неполностью. Обычно этот диапазон невелик: $\Delta M = 1,5\div3$. Повторяемости определяются как количества землетрясений с магнитудами в интервалах $M \pm \delta M$, как правило, равной ширины (δM = const) и нормируются по площади (обычно на 1000 км²) и по времени (на 1 год). Упрошенное нормирование по площади оправдано при изучении коровой сейсмичности, когда толщина поверхностного слоя, генерирующего землетрясения, примерно одинакова в разных районах. Пример графика повторяемости 1g n(K) землетрясений по энергетическому классу, полученному по материалам трехлетних наблюдений в Гармском районе Таджикистана, представлен на рис.¹. Он построен по интервалам $K\pm\delta K=0,6$ (т.е. $\delta K=0,3$).

В узких диапазонах магнитуд (или классов К) графики повторяемости обычно описываются эмпирическими линейными выражениями следующего вида:

$$lg n = a - b (\underline{M} - \underline{M}), \qquad (1.1)$$

где lg п и а – логариймы повторяемостей землетрясений в магнитудных интервалах M±8M и N±8M соответственно; b – модуль угло-



Рис. 1. Графики повторяемости местных землетрясений в Гармском районе $1 - \lg n(K \pm \delta K)$ при $\delta K = 0.3;$ $2 - \lg n(\lg M_0 \pm \delta \lg M_0)$ при $\delta \lg M_0 =$

=0.2

вого козффициента (наклон). Магнитуда I выбирается произвольно: I=0; I=8 (в шкале энергетического класса - \overline{E} =7, \overline{E} =10).

Понятие "поеторяемость" вместо "вероятность" p=n/2n употребляется из-за ограниченности набладаемых диапазонов ΔM и невозможности по этой причине определения суммы 2n как интеграла в бесконечных пределах от n(M) по dM. Однако, как и для вероятности, можно говорить о распределения повторяемостей, плотности распределения и т.п. В частности, (1.1) можно рассматривать как выражение для плотности распределения повторяемостей магнитуд землетрясений.

Статистическая закономерность, выражаемая графиком повторяемости, выполняется также для магнитуд или энергетических классов горных ударов, максимальных амплитуд (или их квадратов) сейсмоакустических импульсов, возникающих при образовании микротрещин в образцах горных поред и модельных материалов в процессе их деформирования под прессом [Биноградов, 1964 и др.; Mogi, 1962a в др.; Scholz, 1968a; Neunhöfer, 1969b; Karah; 1969 и др. ј. В узких энергетических диапазонах они также могут описываться линейным приближени:м (1.1).

Параметри а и р градиков повторяемости в линейном плиоличении (1.1) варьируют в пространстве и во времени. Это установпено МНОГОЧИСЛЕННЫМИ ИССЛЕДСВАНИЯМИ ПО ДАННЫМ НАблюденой (как полговременных, так и краткосрочных) землетрясений (как сильных, так и слабых) в различных сейсмических районах разного масштаба $(or глобального до локального). Повторяемость <math>n(\mathbf{I} \pm \delta \mathbf{I}) = 10^{a}$ при том же или при не слишком сильно менякщемся наклоне гретиков $\lg n(M)$ может служить медой сейсмической активности [Методы ..., 1960], она меняется от района к району и особенно висока Там, ГДе можно предполагать повышенные тектонические напряжения (например: в районах островных дуг или альнийских горных сооружений Евразии). В континентальной земной коре сейсмическая активность и величина а бистро уменьшаются с ростом глубины. Параметр в варьирует от одного сейсмического района к пругому: в магнитудной шкале в пределах примерно от 0,5-0.6 (в нижней части земной коры и в вериней мантии) до 1,1-1,2 (в районах срединно-океанических хребтов).

Если сейсмический процесс представляет собой один из вэжнейших физических процессов, протекающих в Земле, то распределение землетрясений по величине (график повторяемости - вто сдна из важнейших его характеристик, привлекающая внимание сейсмологов не только как основа для расчета количественных характеристик сейсмичности, но и своим физическим смислом.

В многочисленных работах [Ризниченко, 19640; Бутовонза, Кузнецова, 1971; Востриков, 1973, 1980; Wyss, 1973; Арефьев и др., 1980; Соловьев, Полякова, 1981; Шенкова, Карник, 1982; Др.] рассматривались внутренние коррелящии между израметрами графика повторяемости (такими, как коэффициенти С и в его линейного приближения, величина (энергия) макеимольного наблюденного в данном сейсмическом районе землетрясения, количество Дх и общая энергия Дл землетрясений данного внергетического диапа-

зона в единицах объема и времени) или между этими параметрами, с одной стороны, и параметрами очагов землетрясений, а также их глубиной - с другой. Параллельно проводились работы по математическому и физическому моделированию, направленные на вияснение внутренних причинных связей между показателями сейсмичности, на изучение закономерностей, физических факторов, управляющих сейсмическим процессом и параметрами графика повторяемости, в частности.

В лабораторных условиях сейсмичность моделируется процессом образования микротрешин при разрушении образца горных пород или модельных материалов. Испытания проволятся, как IDABUAC. E VCAOBUAL OMHOOCHOFO MAN TOEXOCHOFO CRATHA C DAS-ЛИЧНЫМИ. ПОСТОЯННЫМИ В ТЕЧЕНИЕ ОПЫТА СКОДОСТЯМИ ОСЕВОЙ Деформации образия. Графики повторяемости $\lg n(\lg A)$ упругих MMITYJECOE, BOSHMKAKUMAN HA MMKDOTDEUMHAN. по максимальной амплитуле A в области относительно сильных импульсов, как позвило, испытывают излом. позвый загиб енис. но в остальных CBOUX VACTAX, B VSKHI AMELIMIYAHNI MUSHASOHAX $\Delta \log A \simeq 1$. MOPYT рассматриваться в линейном приближении (1.1). Установлены зависимости падаметров этих линейных приближений от механических свойств материала образцов, таких, как гетерогенность, эффективная упругость и прочность (напряжение, при котором происходит разрушение образцов), и от характеристик режима нагружения, таких, как скорость деформации образца и эффективное напряжение спвига. действующее в нем.

При построении моделей сейсмического процесса использовались как общие принципы механики [Ризниченко, 1968], так и аналогии, более или менее формальные, с другими, подобными физическими процессами [Челидзе, 1979; Петров, 1981; и др.]. Посредством континуальной энергетической модели сейсмического режима [Ризниченко, 1968; Ризниченко, Артамонов, 1975] сейсмич-

ность как самовоспроизводящийся процесс разрушения-восстановления среды была описана дифференциальными уравнениями. решение которыя позволило предложить объяснение пространственно-временной квазипериодичности высвобождения сейсмической енергии и количественно оценить некоторые эффективные физико-механические параметры среды. Рэзрабатываемая модель сейсмического процесса как последовательности статистически озарактеризованных по прочности мгновенных состояний случайно неоднородной среды [Кузнецова. 1969, 1976, 1983] учитывает и опирается на фундаментальное его свойство - лискретность в пространстве и времени. Друтими словами. процессу пробления горных масс в молели состветствует аволюция статистически скарактеризованного ссстояния системы различных по прочности пискретных элементов (среды). макроскопические параметры которой выражены в терминех процессе сейсмического течения. таких, как упругость, прочность, влзкость, напряжение сдейга. Распределение вероятностей сейсмических событий по величине определяется условнями распространения разривов сплошности, трешин в случайно неоднородной среде, т.е. MAKDOCKOINAGCKAMM HADAMETDAMA CACTEME A DERAMOM BHENHETO BC3действия (скоростью деформации); изменения этих условий приводят к изменению статистики соонтий (градика повторяемости). пространственные координаты которых остаются детерминисственными. При определенных соотношениях между пареметрами модели характеристики расчетных граскихов повторяемости. а также зави-CUMOCTN HX OT MEXSHHUECKHX CBONCTE CDEAN H DEXIMS EHELHET воздействия качественно совпадают с полученными при лаборатогном испытании образцов.

Работи по моделированию были направлены главным образом на выяснение физического смысла и причин, вызывающи вариации величин наклона в графиков повторяемости. В результате этих работ установлено, что величина в не является функцией только какого-лисо одного из параметров образца (модели) или режима нагружения, но зависит от всех исследованных параметров. К уменьшению (или увеличению) наклона графика повторяемости приводят следующие изменения в величине этих параметров: уменьшение (или увеличение) аффективного модуля упругости или степени гетерогенности среды [Виноградов, 1964; Моді, 1962а; Кузнецова, 1969; Виноградов и др., 1975], увеличение (или уменьшение) прочности или скорости осевой деформации [Виноградов, 1964; Кузнецова, 1969] или среднего напряжения в образце (модели) [Scholz, 1968a, b].

В отличие от модельных исследований вариации наклона графиков повторяемости землетрясений, наблюдаемые в естественных условиях, могут вызываться изменением не одного (или двух) геодинамических параметров при постоянстве остальных, а многих или всех исследованных на моделях параметров, причем ети изменения могут быть направлены и в противоположные (в смысле влияния на величину с) стероны. Поэтому данные о величине и вариациях только наклона, только одного параметра наблюденных графиков повторяемости недостаточны для суждения о значениях в вариациях карактеристик горных масс и режима тектонического нагружения.

Закономерности и причины вариаций уровня С графиков повторяемости в работах по моделированию либо не исследовались [Scholz, 1968a; Кузнецова, 1969, 1983], либо исследовались в гораздо меньшей степени, недостаточно [Виноградов, 1964; Биноградов и др., 1975]. Опубликованные данные [Виноградов и др., 1975] позволяют, однако, установить, что, когда наклон графиков повторяемости, например, уменьшается при увеличении макроскопической прочности материала образца или скорости осебой деформации или эффективного среднего напряжения, то уровень их увеличивается; при уменьшении величины b, вызванном уменьшением

гетерогенности (увеличением однородности) материаль, уровень С также уменьшается.

Согласно данным, представленным в некоторых работах по испытание образцов в условиях трехосного сжатия [Scholz, 1968a, b] интенсивность процесса микротоещинообразования и соответственно уровень С графиков повторяемости упругих импульсов возрастает при прочих равных условиях с ростом обжиманцего давления [Scholz, 1968a, b]. "Пластичность" образцов возрастает, "хрупкость" уменьшается, наклон графиков повторяемости увеличивается. Однако при этом растут предел упругости и прочность образцов. При тех же относительных (к разрушанщим) напряжениях наклоны в примерно одинаковы (для той же горной породы) при разных значениях всестороннего сжатия [Scholz, 1968a, b].

При длительных нагружениях и малых скоростях деформации в земной коре и верхней мантии наклоны графиков повторяемости землетрясений уменьшаются с ростом глубины, как и их уровни [Бутовская, Кузнецова, 1971; Шенкова, Карник, 1982; Аверьянова, 1975].

Гетерогенность горных масс с ростом глубины уменьшается, а литостатическое давление и температура убеличиваются. Рост температуры способствует пластическому течению при длительно действующих напряжениях – ползучести, рост же давления, напратив, убеличивает сопротивление вещества ползучести. Наоборог. афтершоки сильных землетрясений генерируются в условиях повышенной гетерогенности среды и поля напряжений, поэтому сейсмаческая активность (и параметр 0) при этом существенно выше, є наклоны графиков повторяемости афтершоков не меньше (во многих случаях и больше) соответствующих параметров графиков повто-

ряемости "нормальных" землетрярений ¹. Изменения других механических свойств сейсмогенерирующих горных масс и режима их тектонического нагружения вызывают противоположно направленные вариации параметров С и b графиков повторяемости землетрясений: уменьшение уровня при увеличении наклона, и наоборот.

Механические свойства блоков горных масс и режим их тектонического нагружения удобно характеризовать средними значениями макроскопических параметров сейсмического течения², такими, как напряжение сдвига O, модуль сдвига μ , скорость разрывнонепрерывной (сейсмической) деформации $\dot{\varepsilon}_c$, сейсмическая вязкость (понимаемая как коеффициент пропорциональности между напряжением и скоростью деформации: $\eta_c = O/\dot{\varepsilon}_c$) и время релаксации $\tau_c =$ = η_c/μ . Тогда гетерогенность горных масс, температура, которым они подвержены, и различные вариации этих характеристик описываются значением и вариациями одного параметра – сейсмической вязкости η_c . Можно говорить также и о соответствующих макрсскопических параметрах O, μ , $\dot{\varepsilon}_d$, η_d , τ_d сплошного – истинно вязкого или пластического – течения горных масс (и значения O, μ считать одинаковыми для истинного и сейсмического течения).

В отличие от параметров истинно вязкого течения величины σ , μ , $\dot{\epsilon}_{c}$, η_{c} понимаются не только как средние, но и как еффективные параметры; значения их зависят от объема горных масс, подверженных сейсмическому процессу, а также от масштаба рас-

¹ В отличие от "нормальной" сейсмичности афтершоковый процесс существенно нестационарен. При затухании его с течением времени наклон графиков поеторяемости афтершоков изменяется, причем монсточно [Аверьянова, 1975]. Поэтому прямое сраенение среднего для той или инсй афтершоковой последовательности значения этого параметра с соответствующими значениями; характерными для "нормальной" сейсмичности, может оказаться неправомерным.

^{2 ()} параметрах С и È мы для простоты изложения говорим как о скалярных величинах.

смотрения, от уровня генерализации, на котором он изучается.

Макроскопические параметры µ и є сейсмического теченля в том или ином блоке горных масе можно оценить ссответственно по данным о скоростях распространения поперечных сейсмических волн и из среднего значения суммы 2 сейсмических моментов землетрясений, генерированных в единице объема за единицу времени [Костров, 1975], полученной по данным долговременных сейсмологических наблюдений¹. Неизвестными остаются два других параметра - напряжение в сейсмическая вязкость. Работу по установлению детерминированных связей этих параметров с карактеристиками графиков повторяемости землетрясений целесообразно начинать с частного случая, когда один из этих параметров можно считать не изменяющимся, постоянным. Такой случай реализуется при статистической обработке большого числа графиков повторяемости землетрясений с очагами в земной коре, наблюденных в самых разных районах земного шара [Востриков, 1980].

При низких скоростях деформации, свойственных процессу тектогенеза, эффективную вязкость η_c в первом приближении можно считать не зависящей от напряжений (или слабо уменьшающейся при росте напряжения) [Кузнецова, 1969]. Факторы, определяющие квазивязкость верхнего, наиболее сейсмически активного слоя земной коры, такие, как температура, литостатическое давление, гетерогенность, можно считать колеблющимися от одного сейсмического района к другому около средных значений, характерных для сейсмически активных частей этого слоя земной коры в целом. Именно для случая землетрясений в земной коре наблюдаются обратные корреляционные зависимости между параметрами *а* и с графиков повторяемости при вариациях их как во времени [Бунь,

¹ Подробно на оценке величины ∑М_О мы остановимся в третье≵ главе.

1970], так и в пространстве (от одного сейсмического района к другому) [Востриков, 1980]. По тенденции эти зависимости совпадают с аналогичными зависимостями, полученными при испытаниях образнов различных горных пород с постоянной скоростью осевой деформации (Востриков, 1980) и образцов того же материала с различными постоянными скоростями деформации [Виноградов, 1964].

В каждой из перечисленных выше зависимостей между наклоном и уровнем графиков повторяемости параметт С мы определяем как легарийм повторяемости землетрясений той же, постоянной магнитулы \mathbf{I} : $\mathbf{I} = \lg n(\overline{\mathbf{I}} \pm \delta \mathbf{I})$ (или для графиков повторяемости lg $n(\lg A)$ амплитуд упругих импульсов: $a = \lg n(\lg A \pm \delta \lg A))$. но не произвольной магнитулк \tilde{I} (или величины lg A), а средней в лиапазоне $\Delta \mathbf{X}$ (или Alg A), в котором графики повторяемости зплоксимированы линейным выражением вида (1,1). В следующем разделе мы покажем, что только такие зависимости имеют физический омнол. Если же, как это часто делается [Chouhan. 1970]. сравживать наклоны графиков повторяемости, полученных в лиапа-, зоне магнитуд от M, = 5,5:6,0 до M, = 8,0 ÷ 8,5 со средними: знач.ниями. равными 🖩 = 6.5÷7.0, с их уровнями С, измеренными (при магнитуде 🗓 = 0 (много меньшей среднего значения), то; завылимость между этими параметрами может получиться (и получается) прямой, поскольку величина д уже заранее (по определению) связана с параметром b сильной прямой корреляционной зависимостью. Вноот магнитуды 🛽 = 0 для определения уровней а графиков повторяемости землетрясений много большей силы условен, определяется только удобством вычисления; если величины а определять при еще меньшей магнитуде или при магнитуде много сольшей среднего в диапазоне АИ значения, то зависимость их от наклонов графиков повторяемости будет в первом случае еще более сильной, а во втором - тоже сильной, но уже обратной.

Существование зависимости между наклоном и урсвнем (измеренным в средней точке диапазона АМ) грайнков повторяемости землетрясений в земной коре, построенных в узких писпазонах АУ. лает основание для следующих предположений. В более широких лиапазонах магнитуд графики порторяемости lg n() могут описываться кривыми (или прямыми), зависящими только от олного параметра, а не от двух, как линейное приближение (1.1).Поскольки эффективная сейсмическая вязкость сейсмически активных горных масс в земной коре примерно постоянна. Флуктуирует около некоторого среднего значения. То этот парамето графиков эффективных TOBTODSEMOCTN полжен зависеть от значений напряжения сдеига и от скорости деформации при квазивязком течении горных масс. Кроме того, нужно ожидать зависимости втого параметра от объема горных масс. вовлеченных в сейсмический процесс и от пространственного масштаба, на котором этот процесс изучается (очаговая зона сильного землетрясения. локальный сейсмический район. регион).

При увеличения дианазона АМ, особенно в области относительно сильных событий - не только землетрясений [Gutenberg, Richter, 1956; Neunhöfer, 1969а], но и горных ударов [Neunhöfer, 1969b], и сейсмоакустических импульсов в шахтах [Каган, 1969], часто отмечают отклонения графиков повторяемости от линейности, увеличение их наклона с ростом магнитуды. Тогда ал аппроксимируют либо двумя отрезками прямых вида (1.1) [Guterberg, Richter, 1956], либо гауссовскими [Каган, 1969; Neurhöfer, 1969а] и другими [Cosentino, Lusio, 1977] кривки: Нелинейны также и графики повторяемости упругих импульсов, регистрируемых в образцах горных пород и модельных материалов. Если их аппроксимировать двумя отрезками прямых вида (1.1), наклоны этих отрезков оказываются связанными прямой зависимостьв: с увеличением наклона графика в области относительно сла-

онх импульсов увеличивается и наклон второй ветви - в областях сильных импульсов [Биноградов и др., 1975].

Е зависимости от сили землетоясений. глубини их гипоцентров и эпицентральных расстояний землетьясения регистрируются DЗЗЛИЧНОЙ 2002000 И КЛАССИЙНИИ УРТСЯ В DЗЗЛИЧНЫХ ШКАЛАХ MATHUTYL (MIN. MOU H MD.). OCHOBAHHNY HA DASHNY TUHAY BOJH H сазных частотах колебаний. Все эти магнитулы являются относи-Тельными карактеристиками силы землетрясений в ограниченном ее лианазоне. Переход от одной магнитулной шкалы к другой осущест-ВЛЯЕТСЯ С ПОМОЩЬЮ КОРДЕЛЯЦИОННЫХ СООТНОШЕНИЙ. ПОЛУЧАЕМЫХ В енергетическом дианазоне, в экстором шкалы перекрывартся. Коефтициенты в этих соотношениях варьируют от райсна к району, за-БИСЯТ ОТ МНОГИХ ТРУДНО УЧИТИВАЕМИХ ФАКТОРОВ. ТОЧНОСТЬ ПЕРЕХОДных соотношений, если их использовать для построения графиков ПОЕТОДЯЕМОСТИ В ШИДОКОМ ЭНЕДГЕТИЧЕСКОМ ЛИЗПАЗОНЕ ПУТЕМ "СШИ-ВЗНИЯ" DASHNI МАГНИТУЛНЫХ ШКАЛ. МОЖЕТ ОКАЗАТЬСЯ НЕДОСТАТОЧНОЙ LIЯ VCT3HOBЛЕНИЯ НЗЛИЧИЯ ИЛИ ОТСУТСТВИЯ ЗАВИСИМОСТИ НАКЛОНА графиков поеторяемости от магнитуды. Таким образом. большая часть графиков повторяемости по необходимости строится в диала-SCHAX AL CINING YSKNZ, HO MAJOMY KOJNYECTBY CTHOCHTEJBHO сильных землетоясений, посторяемости которых, как события редкие. подвержены большим флуктуациям. Поэтому вопрос о линейнос-ТИ ИЛИ НЕЛИНЕЙНОСТИ КАКАЗОГО ИЗ ТАКИХ ГОЗДИНОЕ ПО СТАЕЛЬНОСТИ В большинстве случаев остается открытым.

Нелинейность зависимостей 1g n(#) для коровых землегрясений в широких магнитудных диапазонах была установлена [Востриков, 1980], изходя из эписанных выше предположений, по большому количеству линейных аппроксимаций в узких диапазонах АМ графиков повторяемости землетрясений в различных сейсмически активных районах Земли.

22 |

1.2. Взаимосвязь параметров линейных приближений

Бил зависимостей 1g л(¥) - грабиков повторяемости в ширском лиапезсне AM - молно установить. а не задавать его заранее, если параметри линейных приближений (1.1) графиков повтораемости в различных узких диапазонах AM варьируют не произвольно, но подчиняются при этом некоторому закону. Предположение с существовании такого закона основывается на сленующем. Вид функции, описывающей плотность распределения поеторяемостей землетрясений, определяется процессом дебормирования горных масс. образования в них нарушений сплошности пол лействием тектонических сил.Этот посцесс качественно елин: пои варианиях его количественных израктеристик меняется не вид функции $\lg n(\mathbf{I})$. только ее количественные параметры (коэфиниенты). Тогда кривые 1g n(M), графики повтеряемости, соответствующие различным кон-KD. THEM SHAVEHUAM HADAMETDOB TEKTOHUYECKOFO HODECCA. HOJIKHN составлять некоторое семейство, т.е. количественные параметры их полжны варьировать не произвольно, а так, чтобы любая возможная функция 1g $n(\mathbf{I})$ являлась частным решением некоторого либреренимального уравнения:

$$\frac{\alpha}{d\mathcal{H}}\left[\lg n(\mathcal{H})\right] = (\lg n)' = P[\mathcal{H}, \lg n(\mathcal{H})]. \quad (1.2)$$

Общее решение этого уравнения сбответствует семейству графийов повторяемости. Зависимости вида (1.1) можно считать линейными приближениями искомых функций lg n(M) в узких дизпазоных M. Если их параметры \tilde{M} , d, b варьируют (от района к району или во времени) не произвольно, но подчиняясь некоторым возминым обвисимостям, то эти зависимости и определяют функцию F в последнем уравнении; изучая их, можно эту функцию найти, т.е. составить дифференциольное урабнение, решение которого даст искомую функцию lg n(M).

23`

Такая работа проделана по литературным данным о долговременных грайиках поэторяемости вила (1.1) коровых землетрясений. наблюленных в различных сейсмических районах Земли. Причины, по которым использованы данные о землетрясениях только в пределах земной корн, изложени выше. в разлеле 1.1. Магнитула 🖁 принималась не постоянной. а в кажлом случае равной среднему в лиапазоне АН значению. Тогда величина С в зависимости (1.1) разна значению соответствующей нелинейной функции $\lg n(\mathbf{M})$ пок $\mathbf{M} = \mathbf{M}$. В дальнейшем значения функции $\lg n(Y)$ при конкретных значениях матнитуль (\tilde{I}) мы булем обозначать как lg π . а сами вти: значения, когда путаница исключена, просто как И. При не слишком больших AM козффициенты b в зависимостях (1.1) можно ъ каждом случае считать рэеными (с точностью до знака) произвол-HOR MCROMOR DYHRINAN TO I TOM $I = \overline{I} : -b = \Delta lg n(I) / \Delta I =$ = d lg $n(\mathbf{N})/d\mathbf{N} = (lg n)'$. Takim odpasom, из сольшого количества исколных зависимостей вила (1.1). построенных в различных диапазонах AM и отличающихся параметрами а и b (и M). был получен трехмерный массив магнитул I = I (аргументов), соответствурших им значений функций 1 д n (при 🖁 = 🖬) и произволных атих функций по магнитуде (lg n) (при $M = \overline{M}$).

Геометрически, в трехмерном пространстве, этот массив представляется: совокупностью точек с координатами I, lg n, (lg n)^{\prime}. Если вариации парачетров исходных зависимостей вида (1.1) подчиняются некоторому закону, точки не будут располагаться каотично; они должны принадлежать некоторой поверхности, уравнение которой – (1.2). Тогда все возможные графики повторяемости lg n(II) образуют семейство кривых (а может быть, и прямых), лежащее на упомянутой поверхности и являющееся графическим прецставлением общего решения уравнения (1.2). Теперь, изучая линии пересечения поверхности с плоскостями, параллельными координатным, и с другими плоскостями заданной ориентации. т.е. изучая зависимости между величинами (lg n) и lg n при $\mathcal{U} =$ = const, между (lg n) и \mathcal{U} при lg n = const, между lg n и \mathcal{U} при (lg n) = const и другие, можно найти функцию F в уравнении (1.2) и, решив его, получить семейство графиков повторяемости lg $n(\mathcal{U})$.

Отбор и методика обработки исходного материала. Для решения поставленной задачи необходимо, чтобы выборка зависимостей вида (1.1) перекрывала большой энергетический диапазон, хотя каждая зависимость получена в небольшом диапазоне. Повтому в выборку вошли графики повторяемости очень разных по силе землетрясений, а значит, и построенные в районах, сильно различающихся по площади Q и во временных интервалах Δt очень различной продолжительности. Характеристики отобранного материала представлены в табл. 1. Ниже изложены критерии отбора из литературы данных, пригодных для решения нашей задачи.

1. Использовались только графики, построенные в районах. однородных в геолого-тектоническом и сейсмологическом отношениях. Например, отброшены дзнные для региона Урал-Иран, выделенного Б.Гутенбергом и Ч.Рихтером [Gutenberg, Richter, 1954]. Конечно, об однородности или неоднородности района можно говорить только в пределах конкретного структурного уровня (только районы, сравнимые по площади: глобальные регионы, сейсмичные районы Европы и т.д., см. табл. 1).

2. Не использовались графики повторяемости, полученные объединением двух совокупностей землетрясений – относительно слабых и более сильных, если они наблюдены разнотипной аппаратурой и последующей стыковкой магнитных шкал и (или) в районах с несовпадающими границами и в отличающиеся интервалы времени. (Так, не использована сольшая часть данных из книги [Сейсмическое..., 1968].)

Габлица 1. Характеристики использованных графиков $\lg n = a - b(\underline{k} - \underline{k})$

And the second s	_							_
Район	Шка- ла	¥	∆ M	Q, 1810 ⁴ км ²	Δt, год	N	c.o.	Литеј тура
Глобальные	M ₃	6,3-7,35	1,5-2,3	32 -48 0	32-40	21	MII*	8
регионы Сейсмоактие- ные районы Европы	MIH	5,15-6,25	1,7-3	5-40	66	20	M∏*	2,1
Зона Балкан-	MIH	5,2-6,0	2,2-3	5-18	66	9	. HK*	10
ского регион Южная Кали- Форния	a ML	4,5-4,75	2,5-3,5	8-85	29	5	HK	6
Северная и Пентральная Калифорния	NL NL	4,5-6,0 3,7-4	2,5-3,5 1,5-2,1	9-20 5-16	19-39 5	11 2	HK HK	9 7
Бассейн реки	K	9-12,5	3-4	3-15	-	10	HK	3
Армения Грузия Курилы	MIH MIH MIH	4,5-4,8 4,8-5,15 5,8	3,4-4 2,7-3, 2,25	28 5-60 -	28 11	226	HK HK	5 5 5
Острова Сан-Франциско Парком пл	ML	2,6-3,2	1,8-2,8	0,01-0,1	4	10	MII*	11
Гарм Памиро- Гинлукуш	K K	8-8,5 12	5-7 7	0,3-1,1 -	2 3	12 10	HK HK*	4 1

Примечания: 1 - условные обозначения: N - количество отобранных графиков повторяемости; С.С. - способ оценки параметров; МП - метод максимального правдоподобия; НК - метод наименьших квадратов; * - аппроксимация или нормирование по плошади и по времени проведено нами. 2 - литература: 1 - [Гайский, Каток, 1964]; 2 - [Карник, 1969]; 3 - [Лукк, 1971]; 4 -[Методы..., 1960]; 5 - [Сейсмическое.., 1968]; 6 - [Allen et al., 1965]; 7 - [Bolt, Miller, 1971]; 8 - [Chouchan, 1970]; 9 -[Hileman et al., 1973]; 10 - [Niklova, Karnik, 1969]; 11 -[Pfluk, Steppe, 1973]; 12 - [Prochazkova, 1975]. 3. Дианазон АМ, в котором построен график повторяемости, не должен бить меньшим 1,5 и большим 3; землетрясения в нем должны регистрироваться полностью, без пропусков. При АМ 3 или при наличии отклонений от линейности (загибов) графики обрезались так, чтобы удовлетворить этим условиям, и нараметры линейных приближений пересчитывались по методам максимального правдоподобия [Utsu, 1965] или наименьших квадратов в зависимости от полноты опубликованных данных (см. табл. 1).

4. Количество Σn землетрясений, по которым построен график, не должно быть меньшим 100. Исключение сделано только для графиков повторяемости сильных ($M_S = 6.6,5$) землетрясений, построенных по дополненному каталогу Гутенберга-Рихтера [Chouhan, 1970]. В шести регионах взяты даже распределения с $\Sigma n = 40$, но это все графики, почти без разброса укладыванщесся в зависимости вида (1.1). Параметры lg n и (lg n) по ним определяются корошо. Из графиков, представленных в работах В.Карника [1969], Д.Прохазковой и Д.Никловой [Prochazkova, 1975; Niclova, Karnik, 1969], отбирались только те, для которых среднее квадратическое отклонение $\sigma_b < 0,1$. Может быть, большой разброс экспериментальных данных в перечисленных работах обусловлен тем, что магнитуды старых землетрясений в Европе В.Карник оценивал по макроскопическим данным.

5. Использованы только магнитудные шкалы И_S, ИLH, И_{АТЛ} (магнитуда "Атласа землетрясений в СССР"), опирающиеся на измерения в поверхностных волнах. Эти магнитуды раены с точностью до постоянных коеффициентов [Ванек, 1962; и др.]; при необходимости учитывались и региональные поправки [Федотов. 1958; и др.] и все магнитуды пересчитывались в шкалу И_S (в дальнейшем мы обозначаем ее просто И - без индекса). Для местных в блязких землетрясений использованы также шкалы ИL и К.

6. Любая магнитудная шкала, в том числе и К, применима только в ограниченном диапазоне "энергии". Эти шкалы становятся нелинейными, изменяют цену деления в области относительно сильных землетрясений, время работы очагов которых (угловые перислы не попадают уже в полосу пропускания периодов регистрируюшей аппаратуры [Запольский и др., 1974]. Повтому для местных и оливких землетрясений Таджикистана использовались два переходных корреляционных соотношения [Востриков, 19786; Экспериментальные..., 1981]:

$$MLH = 0.56K - 2.22 \text{ при } K < 11, \tag{1.3}$$

$$MLH = 0.67K - 3.33 \text{ три } K > 11. \tag{1.4}$$

Вависимости 1g n(K), построенные в диапазонах $\Delta K = K_2 - K_1$ $\sim E_1 - 11 < K_2$, не использовались¹. Как правило, они получаются, с большой дисперсией экспериментальных данных и имеют излом как раз в области $K \simeq 11$ [Лукк, 19716]. Такие зависимости, например] из работы А.А.Лукка [19716], использовались раздельно для областей K > 11 и K = 11.Зависимости 1g n(K)в районах, где переходные соотношения вида (1.3) и (1.4) не известны, не обрабатывались.

7. При пересчете к единой магнитудной шкале изменяются интерваль осреднения δM , по которым построены исходные графики повторяемости и наклоны в их линейных эппроксимаций. Если некоторая (1-тая) магнитудная шкала связана с M линейной зависимостью $M \propto M_i/A$ (где A - постоянный коэффициент, см. ниже формулы (1.13) и (1.16)), то $b = A \cdot b_i$ и $\delta M = \delta M_i/A$. Кроме того, и сами исходные графики повторяемости построены при разных интервалах осреднения. Чтобы величины 1g n можно было сравнивать, все данные мы пересчитывали к единому интервалу $\delta M = 0.25$. При

¹ Например, из работы Ю.А.Мамадалиева [1972].

етом использовалась следующая формула, полученная из анализа зависимостей вида (1.1) [Ризниченко, 1964г];

$$n = \frac{10^{0i^{0}i} \left(10^{20i^{0}i} - 1\right)}{10^{i^{0}i} \left(10^{20i^{0}i} - 1\right)} n_{i^{0}},$$

где n_i , δ_i , b_i - параметры *i*-той исходной зависимости вида (1.1); $\delta = 0.25$; n - повторяемость землетрядений в интервале магнитуд $M \pm \delta$.

8. Измеренные и исправленные значения $\lg n$ нормированы по площади на 1000 км² и по времени на 1 год. Если исходные зависимости не были нормированы, это делалось нами (см. табл. 1). Площади сейсмических районов при этом измерялись по карте. Для точного нормирования этого недостаточно. Ясно выделяются две вида тектонически активных проеинций и определяемых ими структур поля сейсмичности. Первые - узкие, резко ограниченные динейные структуры - это побережье Тихого океана, срединю-океанические хребты. Вторые составляются из зон разломов разного масштаба, различно ориентированных. Они определяют пятнистую структуру сейсмического поля, в котором пятна большой плотности эпицентров перемежаются почти асейсмичными участками. Таковы Монголия, Китай и др. При грубом нормировании по площади параметры $\lg n$ в таких районах получаются резко заниженными. В рассмотрение они не принимались.

Изучение полей И, lg n, (lg n)' и частных зависимостей. Пятнистость поля сейсмичности проявляется не только на глобальном, но и на любом другом, более мелком, структурном уровне. При изучении местной сейсмичности границы районов проводятся более тщательно, они включают меньше асейсмичных участков, чем большие регионы, выделенные по карте. Площади больших регионов завышаются из-за большей дисперсии впицентров крупных землетрясений по сравнению с местными. Параметры lg n, полученные в

ечень больших и очень малых районах, оказываются несопоставимыми. Повтому совокупность местных (относительно слабых) и болеє зильных землетрясений мы вынуждены исследовать раздельно. Этс эсласти $\mathbb{I} < 4,5$ и $\mathbb{I} > 4,5$ поля \mathbb{I} , 1g n. (1g n)⁴.

Некоторые сведения, указывающие на регулярность поля ¥.12 п. 1 п⁷. имеются в литературе. Так. В.И.Буна [1970], изучая в Закшском районе Талжикистана вариации нараметров линейных приближений графиков повторяемости землетрясений во времени. получил обратную линейную зависимость между наклоном b и уровнем a. Граници лиапазона АК при этом были постоянными и величина С измерялась как раз в средней его точке. Примеры таких же зависимостей, построенных нами по данным о совокупностях землетрясений Гармского района Талжикистана [Метолы..., 1960], представлены из рис. 2. б к в. Такой же характер имеют зависимости MERRY BEJMUMERMU (lg n) u lg n, notroethere ΠΟ ланным С. Л. Виноградова [1964]. которые получены при регистрации акустических макроимпульсов в образнах горных пород. дейорылоченых с постоянной скоростью (рис. 2. 0).

На рис. 3 представлены значения поля M, lg n, (lg n)', измеренные в области M 4,5. Значения (lg n)' струппированы в интервалы (lg n)' = < -1,2; (lg n)' = -(1,2 - 1,01); (lg n)'= = -(1,0 - 0,81) и т.д. Сам факт регулярности поля виден уже из графика (рис. 3). Действительно, при M = const абсолютная величинэ производной (lg n)' возрастает с уменьшением lg n; при lg n = const, |(lg n)' | уменьшается с возрастанием M. Рассмотрим теперь подобные частные зависимости детально. На рис. 4 представлены зависимости между величинами (lg n)' и M, полученные по сечениям графика на рис. 3 прямыми lg n = AM + C с разными значениями коэффициентов A и C. Геометрически, в трехмерном пространстве M, lg n, (lg n)', вто линии пересечения искомой поверхности с плоскостями, параллельными оси (lg n)'.



Р и с. 2. Примери зависимостей наклона $-(\lg n)$ от повторяемости событий с внергией, средней в диапазоне, по которому построены грайжки повторяемости

а – для микроимпульсов, зарегистрированных при деформировании образнов горных пород с постоянной скоростью: 1 – мрамор, 2 – базальт, 3 – гранит, 4 – кварцит; б – при вариациях параметров во времени в Гармском районе; 6 – для разных участков Гармского района

Рис. 3. Совокупность точечных измерений поля И, Ig n, (Ig n) 1-5 - значения модуля производной (Ig n)': 1 - < 0.6; 2 -0.61-0.8; 3 - 0.81-1.0; 4 - 1.01-1.2; 5 - > 1.2. 2-0 - сечения, по которым строились зависимости рис. 4; черточки - значения, полученные по данным о графиках исвторяемости землетрясений в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной осласти

NXHIXI LODOEO аппроксимируются отрезками TID FILLING VIJOELE KOBÖÜNUNAHTN KOTODNI SABRCAT OT козфеннента A cenyment плоскости так, как если би искомая поверхность была плосной. Хороше ангрексимируются линейно в зависимости меклу величинами. lg n n M mpz (lg n)'= const, между (lg n)' и M mpz lg n =const, Merry (lg n)' n lg n npn I = const - линии пересечения



Рис. 4. Зависимости производной (lg n) от магнитулы, полученные по сечениям поля \mathbb{N} , lg n, (lg n)', отмеченным на рис. 3 $a - lg n = 1,5(\mathbb{N}-5) - 4,1(\pm 0,3); \sigma - lg n = 0,35(\mathbb{N}-5) - 4,4$ (±0,2); $b - lg n = -0,5(\mathbb{N}-5) - 2,8(\pm 0,2); z - lg n = -0,7(\mathbb{N}-5) - - 1,8(\pm 0,2); \sigma - lg n = -1,2(\mathbb{N}-5) - 1,5(\pm 0,2)$



Рис. 5. Сводные зависимости между параметрами И, lg n, (lg n) a - lg n от И при (lg n)' = -0,8 = const; б - (lg n)' от И при lg n = -2,7 = const; 8 - (lg n)' от lg n при L = 4,7 = const. 1-5 - индивидуальные зависимости (для а и б) при: 1 - lg n= = -3,6±0,2, И = 4,7±0,25; 2 - lg n = -2,65±0,15, И = 5,2±0,25; -3 - lg n = -2,35±0,15, И = 5,7±0,25; 4 - И = 6,2±0,25; 5 - И = = 6,8 ± 0,25

искомой поверхности с плоскостями, пераллельными координатные плоскостям и lg n, (lg n)'и, (lg n)'lg n соответствение. Сводные графики этих зависимостей представлены на рис. 5.

Графики рис. 5, а получены наложением индивидуальных соотношений на зависимость со средним значением углового коэффициента, перемещением их параллельно оси $(\lg n)'$ так, чтобы разорос экспериментальных точек был наименьшим. Уравнение ортогональной регрессии величин $\lg n$ и и меет следующий вид:

lg $n = 0,49 - \beta M$ при (lg n)' = -0,8 = const, (1.5) где $\beta = 0,58$, а среднее квадратическое отклонение при регрессии lg n на M равно 0,25.

Представленная на рис. 5, б средняя зависимость получена совмещением индивидуальных, приведением их к значениям $\lg n =$ = -3,6 = const. При этом использовалось соотношение (1.5), т.е. к координатам и индивидуальных зависимостей прибавлялись поправки $\Delta M = N - (\lg n + 3,6)/0,58$. Вычислено следующее уравнение ортогональной регрессии:

 $(\lg n)' = 0,17$ - 2,0 mpx $\lg n = -3,6 = const.$ (1.6)

Так же получалась и зависимость рис. 5, 6 между величинами $(\lg n)'$ и $\lg n$ при M = const. Здесь прибавлялись поправки $\Delta \lg n$ = 0,58(M - 4,7):

 $(\lg n)' = 0,29 \lg n - 0,11$ при M = 4,7 = const. (1.7) Индивидуальные зависимости рис. 5, б и 5, 6, объединенные при помощи соотношения (1.5), хороше согласуются. Средние квадратические отклонения при регрессиях (lg n)' на M и на lg n составляют соответственно 0,09 и 0,12.

Отрезки прямых ортогональной регрессии, аппроксимируканх зависимости рис. 5, предстаелены на рис. 6. Их наклоны варьируют. Рассмотрим, например, зависимости между $\lg n$ и <u>и</u> при (lg n)['] = const (рис. 6, 6). В случзе, когда графики повторие-



мости 1g $n(\mathbf{I})$ линейны в как угодно широком диапазоне изменения \mathbf{I} , угловые коефімциенты зависимостей рис. 6, 6 были бы равны $(\lg n)'$, т.е. наклон представленных стрезков прямых увеличивался бы с ростом $|(\lg n)'|$. Если считать, что на рис. 6, 6 есть какая-либо тенденция к изменению углового коефімциента, то она обратная – уменьшение наклона с ростом $|(\lg n)'|$. Совместный анализ возможных тенденций закономерного изменения угловых коэфімциентов зависимостей рис. 6, С, С, 6 убеждает в том, что вариации их случайны, что их значения колеблются около некоторых средних. Другими словами, в пределах точности наблюдений можно считать искомое дифференциальное уравнение (1.2) линейным, т.е. уравнением плоскости в пространстве \mathbf{I} , 1g n, (1g n)'.

Найдем уравнение (1.2) как уравнение плоскости в отрезках, отсеквемых ев на ссях координат [Г.Корн, Т.Корн, 1968]:

Из различных комбинаций выражений (1.5), (1.6), (1.7) получеется по четыре значения для величин отрезков \mathbf{M}_{OO} , (lg n)_{OO} к (lg n)'_{OO}. Средние величины и разброс крайних значений таковы: $\mathbf{M}_{OO} = 5,53 \pm 0,10$; (lg n)_{OO} = 3,19 ± 0,08; (lg n)'_{OO} =-0.93 ± ±0,04. Подставляя средние значения в (1.8), имеем

 $(\lg n)' - 0,29\lg n = 0,17\amalg - 0,93,$ (1.9)

или в общем виде

$$\frac{d(\lg n)}{dl} - a_1 \lg n = \gamma l + (\lg n)_{00}, \qquad (1.10)$$

где $a_1 = -(\lg n)'_{00} / (\lg n)_{00}; \gamma = -(\lg n)'_{00} / I_{00}$. Если в уравнении (1.9) попеременно фиксировать величины $\lg n \varkappa$. И, легко видеть, что коэффициенты γ и a_1 собпадают (до второго знака после запятой) с соответствующими параметрами зависимостей (1.6) и (1.7).Зафиксировав ($\lg n$)', получаем $\lg n \propto -\gamma I/a_1 = -\beta I$, причем значение β практически собпадает с соответствукщим коеффициентом зависимости (1.5).

Ковффициентн α_1 , γ и $(\lg n)'_{OO}$ вычислены и другим способом: уравнение (1.10) можно составить для каждой из имеющихся Nточек с координатами M, $\lg n$, $(\lg n)'$. Если $i \neq j \neq k$, для вычисления ковффициентов получаются формули [Г.Корн, Т.Корн, 1968]:

$$\alpha = \frac{\left[(\lg n)'_{i} - (\lg n)'_{j} \right] (\texttt{M}_{j} - \texttt{M}_{k}) - (\texttt{M}_{i} - \texttt{M}_{j}) \left[(\lg n)'_{j} - (\lg n)'_{k} \right]}{\left[(\lg n)_{i} - (\lg n)_{j} \right] (\texttt{M}_{j} - \texttt{M}_{k}) - (\texttt{M}_{i} - \texttt{M}_{j}) \left[(\lg n)_{j} - (\lg n)_{k} \right]} ,$$

$$\gamma = \frac{[(\lg n)'_{i} - (\lg n)'_{j}][(\lg n)_{j} - (\lg n)_{k}] - [(\lg n)_{i} - (\lg n)'_{j}][(\lg n)'_{j} - (\lg n)'_{k}]}{(\aleph_{i} - \aleph_{k})[(\lg n)_{j} - (\lg n)_{k}] - [(\lg n)_{i} - (\lg n)_{j}](\aleph_{j} - \aleph_{k})}.$$
Из-за ошибок в измерениях M, lg n, (lg n) при вариациях \tilde{l} , \tilde{j} , и \tilde{k} получаются разные значения коэффициентов. Всего можно выделить количество пар значений α_1 и γ , равное числу сочетаний из \tilde{N} по три. Такие вычисления проделаны для области M > 4,5исследуемого поля точек. Распределения полученных значений α_1 $z \gamma$ похожи (визуально) на нормальные. Средние значений α_1 $\tilde{\alpha}_1 = 0,30, \tilde{\gamma} = 0,16$ ($\beta = 0,53$). Из уравнения (1.10) с этими средними значениями коэффициентов определены N значений (lg n) $_{00}^{\prime}$ в их среднее (lg n) $_{00}^{\prime} = -0,97$. Средние квадратические отклонения вычисления величин колеблются от 0.03 до 0.06.

Уравнение (1.10) - это линейное дифференциальное уравнение первого порядка. Его общий интеграл находится по формуле [Г.Корн, Т.Корн, 1958]

 $\lim_{n \to \infty} n = \exp(\alpha, \mathbf{N}) \left\{ \int \left[\gamma \mathbf{N} + (\log n)'_{00} \right] \exp(-\alpha, \mathbf{N}) d\mathbf{N} + C \right\},$ из которой после вычислений получается

 $\lg n = \lg n_0 - \beta M + C \exp(\alpha, M),$ (1.11) где n_0 - постоянная: $\lg n_0 = - [(\lg n)_{00} + \beta]/\alpha_1 = (\lg n)_{00} - \beta/\alpha_1$. Графически решению (1.11) соответствует семейство интегральных кривых, каждая из которых определяется конкретным значением произвольной постоянной C. Коэффициент β - это модуль углового коэффициента изоклин, прямых, проходящих через точки поля M, $\lg n$, $(\lg n)$ с равными, постоянными значениями производной $(\lg n)$. Общее решение (1.11) можно переписать в более удобном виле:

$$\lg n = \lg n_0 - \beta(\underline{u} - \underline{u}_1) - \frac{1}{10} \frac{\alpha(\underline{u} - \lg \theta)}{10}, \quad (1.12)$$

где \mathbf{I}_1 - некоторая постоянная магнитуда(в частном случае $\mathbf{I}_1 = 0$; n_0 ; β , α - постоянные коэфімциенты; θ - параметр, величина которого определяет конкретное частное решение. С произвольной постоянной в (1.11) этот параметр связан соотношением $\theta = -1/(C \cdot \ln 10)^{1/\alpha}$. Размерность величины 1g 6 соответствует размерности магнитуды. Величина θ определяется из параметров a, b, \overline{M} линейного приближения наблюденного графика повторяемости. В исследованных глобальных и европейских районах она изменяется в диапазоне, превышающем 8 десятичных порядков: $\Delta \lg \theta \simeq 8$ (рис. 7).

Выражение (1.12) получено по зависимостям от магнитуды так называемых элементов вероятности $2n \cdot \delta M$, т.е. повторяемостей в интервалах $M \pm \delta M$. Однако оно описывает и плотности распределения повторяемостей магнитуд – n(M). Расчет [Г.Корн, Т.Корн, 1968; Ризниченко, 1964а] показал, что при переходе к непрерыеным распределениям, в которых повторяемость в интервале магнытуды от M до M + dM равна n(M)dM, козфілименты α г. β (1.12) меняются в исследованных диапазонах ΔM незначительно (примерно на 0,02). Практически такой переход сводится к удвоению величины n_0 (увеличению 1g n_0 на 0,3).

. Для коеффициентов α и β принять средние по разным способам определения значения; $\alpha = \alpha_1/\ln 10 = 0.13$; $\beta = 0.55$ (средние значения для коэффициентов γ и (lg n)₀₀[']получаются равными соответственно 0.16 и -0.95). Если нормировать повторяемости по илощади на 1000 км², по времени на 1 год г принять $M_1 = 0$; $\delta M = = 0.25 = \text{солеt}$, то коэффициент n_0 в (1.12) оказывается равным 2² (lg $n_0 = 1.38$). Он имеет смысл повторяемости землетрясены: Ξ интервале $M_1 \pm 0.25 = 0 \pm 0.25$ при $\theta \to \infty$. В области M < 4.5, т.е. по данным о местных землетрясениях, значение коэффициента n_0 получается несколько большим. Это объясняется существенным (в 10 - 100 раз) уменьшением плошадей сейсмических районов. Границы малых районов проводятся точнее, они: содержат меньщую Долю асейсмичных участков, повторму при нормировании по плошадия





Рис. 8. Разброс измеренных значений 1g n (уровней) относительно вычисленных по формуле (1.12) в зависимости от площади сейсмического района

1 - глобальные районы; 2 - районы европейского масштаба. Светлые кружки - для И < 4,5, прочие символы - для И > 4,5

повторяемости (значения Q в (1.1)) относительно завышаются (точнее говоря, относительно занижаются повторяемости землетрясений в больших районах). На рис. 8 представлена зависимость от площади Q районов величины $\delta n = a - (lg n)$, равной разности логариймов повторяемостей землетрясений с 🛽 = 🗐 ± 0.25: значения С получены из индивидуальных исходных графиков вида (1.1), а (lg n) вычислены согласно (1.12) с принятыми значениями коеффициентов α, β, п_о. Для больших районов Европы и мира- $(Q \ge 10^{4.5} \text{ km}^2)$ величины \tilde{On} с большим разбросом дают нулевое среднее. С уменьшением площади района наблюденные значения систематически увеличиваются относительно вичисленных. Если осреднить значения ôn, соответствующие области I < 4,5, то получеется оп ~ 0.25. На этом эффекте мы еще остановимся в главе 3 (раздел 3.3). Его необходимо учитывать при сравнении графиков повторяемости для сейсмических районов, существенно различаюшился размерами.

1.3. Однопараметрическое семейство графиков повторяемости

Обозначим через *т* любую энергетическую карактеристику очеге землетрясения (сейсмический момент И_С, сейсмическую енергия и пр.) и будем называть ее "энергией". Если магнитуда связана с величиной *т* соотношением

$$lg m = AN + B, \qquad (1.13)$$

где A и B - коэффициенты, то графики повторяемости в линейном приближении и более общае нелинейные функцыи lg n (lg m) булут соответственно описываться следующими выражениями:

$$lg n(lg m) = a - b(lg m - lg m);$$
 (1.14)

$$\lg n(\lg m) = \lg n_0 - \beta \lg \left(\frac{m}{m_1}\right) - \frac{1}{\ln 10} \left(\frac{m}{\theta}\right)^{\alpha}, \quad (1.15)$$

параметры которых можно рассчитывать, зная соответствующие параметры (1.1) и (1.12) по эледующим формулам:

$$\overline{\lg m} = A\underline{I} + B, \ \lg m_1 = A\underline{I}_1 + B, \ \lg \theta = A \ \lg \theta_{\underline{I}} + B; \\b = b_{\underline{I}} / A, \quad \beta = \beta_{\underline{I}} / A, \quad \alpha = \alpha_{\underline{I}} / A, \quad (1.16)$$

в которых символам, относящимся к выражениям (1.1) (и (1.12)), присвоен индекс И. В простейшем случае, представленном на рис. 9, a, $m = 10^{M}$.

Выражение (1.15) – и (1.12) – описывает однопараметрическое семейство кривых lg $n(lg m, \theta)$, уровень которых тем ниже, наклон увеличивается с ростом "внергии" тем быстрее, чем меньс: карактеризумций ее параметр θ . При увеличении θ или (и) при уменьшении m кривые асимптотически стремятся к прямой lg π (lg m) = lg $n_0 - \beta(lg m - lg m_1)$, наклон которой (β) равен наклону изоклин, а уровень при $m = m_1$ определяется коэффициентом n_0 (см. рис. 9, a).



Ковффициенти n_0 , α , β в (1.15) безразмерни (точнее, коэффициент n_0 имзет размерность: объем⁻¹ * время⁻¹) и постоянни. они не изменяются от одной совокупности коровых землетрясений к другой и являются характеристиксии всего семейства кривых (1.15), т.е. закона повторяемостей землетрясений. Каждая индивидуальная кривая – плотность распределения повторяемостей – характеризуется только параметром θ (в простейшем случае, представленном на рис. 9, величина $\theta = 10^{100}$ имеет размерность 10^{M}).

Существование нелинейного закона повторяемости lg $n(\lg m, \theta)$, или lg $n(\underline{M}, \theta)$, которому подчиняются графики повторяемости, интерпретируемые в линейном приближения, осначает, в частности, что угловой коэффициент b в (1.1) не может служить карактеристикой графиков повторяемости сам по себе, без учета лиспьзонов $\Delta \underline{M}$ (одинаковы или различны магнитуды $\underline{\overline{M}}$, в которых ети графики постродны). Вообще для характеристики графиков повторяемости в терминах линейного приближения (1.14) необходимо не менее двух параметров: либо a и b, либо a и $\underline{\overline{M}}$, либо b и $\underline{\overline{K}}$.

Параметр θ может служить единственной характеристикой графиков повторяемости, построенных в узких диапазонах Δk или $\Delta \lg m$. Связь его с параметрами *a*, *b*, $\lg m$ можно получить из формулы

Рис. 9. Закон повторяемости магнитуд коровых землетрясений а - общий вид: *I*, *II* - графики повторяемости в линейном приближении (1.1), *III* - Соответствующие кривне вида (1.12): 1 асимптота закона при $m/\theta \rightarrow 0$; 2, 3 - прямые $m_0/\theta = 3\cdot10^{-5}$ = const и $m_0/\theta = 3\cdot10^5$ =const; остальные обозначения см. в тексте.

0 - примеры графиков повторяемости в глобальных сейсмических районах Гутенберга-Рихтера: 1-3 - наблюденные повторяемости магнитуд землетрясений и соответствующие кривые вида (1.12): 1 - N14 (Новые Гебриды), 1g θ = 5,9; 2 - N3 (Калифорныя), 1g θ = 3,9; 3 - срединных хребет Ледовитого окезня, 1g θ = 1,1; 4 асимитота.

6 - аппроксимация наблюденных повторяемостей кривой вида (1.21). Условные обозначения см. на рис. 9, С

(1.15) \mathbb{Z} see nepbož производноž по логарифиу "энергии" dlg n/dlg m = (lg n):

$$(\lg \pi)' = -\beta - \alpha \left(\frac{\pi}{9}\right)^{\alpha}$$
 (1.17)

Переходя к терминам линейного приближения (1.14), т.е. полставляя в выражения (1.15), (1.17) вместо величин $\lg m$, $\lg n(\lg m)$ и $(\lg n)'$ соответственно $\lg m$, $d= \lg n(\lg m)$ и b == $-[\lg n(\lg m)]'$ получаем

$$\theta = \frac{10^{1} \text{gm}}{[1 \text{ g } n_0^{-1} \text{ g } \dot{n}(1 \text{ g } \overline{m}) - \beta \text{ lg } m) \ln 10]}, \quad (1.18)$$

$$\theta = \frac{10^{1} \text{gm}}{[(b - \beta)/\alpha]}, \quad (1.19)$$

На рис. 9, б представлена иллюстрация подчиненности графиков повторяемости коровых землетрясений едином закону повторяемости. Экспериментальные графики построены по данным из работь [Chouhan et al., 1968] для трех из глобальных сейсми-ческих районов, выделенных Б. Гутенбергом и Ч.Рихтером [1948]. Параметры θ алпроксимирующих кривых вычислены по формуле (1.18) при $m = 10^M$, после чего для вычисления повторяемостей lg n(M) использована формула (1.12).

Плотность распределения повторяемостей n(m) "энергии" m получается [Г.Корн, Т.Корн, 1968] из формулы (1.15) в виде

$$n(m) = \frac{n_0 m_1}{\ln 10} m^{-\beta-1} \exp\left(-\frac{m}{\theta}\right)^{\alpha}.$$
 (1.20)

Переходя к новой переменной $lg(m/\theta)$ и логарифилруя, прихо-

дим к выражению, аналогичному (1.15). Его можно записать в виде $\lg n[\lg(m/\theta)] + \beta \lg(\theta/\theta_1) = \lg n_0 + \beta \lg \left(\frac{m_1}{\theta_1}\right) - \beta \lg \left(\frac{m}{\theta}\right) - \frac{1}{\ln 10} \left(\frac{m}{\theta}\right)^{\alpha}$, (1.21)

где θ_1 - некоторая постоянная, в частности $\theta_1 = 1$. Это выражение можно получить и непосредственно из (1.15). Оно представляет собой уравнение кривой в координатах 1g n + $\beta lg(\theta/\theta_1)$ и $lg(m/\theta) - lg(m_1/\theta_1)$, т.е. уравнение кривой из семейства (1.15) при $\theta = \theta_1$. Если параметры некоторой совокупности графиксь повторяемости с разными значениями θ удовлетворяют выражению (1.21), то ети графики подчиняются закону (1.15). На рис. 9, θ проиллюстрировано такое состветствие по данным о графиках повторяемости для трех районов Гутенберга-Рихтера, тех, что представлены на рис. 9, δ и характеризуются различными значениями параметра θ . Принято 1g $m_1 = 0$ и 1g $\theta_1 = 3,9$. Кривая вида (1.21), аппроксимирующая данные рис. 9, δ , соответствует значениями 1g $\theta = 3,9 = lg \theta_1$, которое получено для района 3 (Калифорния), такому, что $lg(\theta/\theta_1) = 0$.

Подтверждением подчинения совокупностей коровых землетрясений закону повторяемости (1.15) может служить и зависимость общего количества Σn землетрясений с "энергиями", не меньшили некоторой величины m_0 , от параметра θ соответствующей аппроксимирующей кривой lg n(lg m). Представленные на рис. 10 грзфики зависимостей $\Sigma n(\theta)$ построены по данным из работы [Chouhan, 1970] о графиках повторяемости в глобальных районах Гутенберга-Рихтера. Величина Σn может быть подсчитана как интеграл функции: (1.20) в пределах ст m_0 до "энергии" m_m^H максимального наблюденного землетрясения. Переходя, как и выше, к новой переменной



1, 2 - данные наслюдений в районах Гутенберга-Рихтера (I) и укрупненных (II): d = 2,3, d = 3,4, 6 = 2-4, z = 3-5, d = 2-5,<math>e = 3-6, z = 2-6, 3 = 3-7, u = 2-7, K = 4,5, A = 5,6, z = 5-7,<math>H = 4-6, C = 4-7 (шихры – намера районов Гутенсерга-Рихтера); 3завнозмости $2\pi = const/6$

интегрирования т/0, получаем [Г.Корн, Т.Корн, 1968]:

$$\sum n = \int_{-\pi}^{\pi} n(\pi) d\pi = \frac{n_0 \pi_1^{\beta}}{\alpha_1} \theta \int_{-\beta}^{-\beta} \left[\frac{\pi}{\theta} \right]^{-\beta-1} \exp\left[-\frac{\pi}{\theta} \right] d\left[\frac{\pi}{\theta} \right], \quad (1.22)$$

где $k_1 = m_0/\theta$, $k_2 = m_m^H/\theta$. Вылад в интеграл (1.22) землетрясений с "энергиями", сревнимыми с величиной m_m^H (или сольшими), ничтожен, поэтому его можно считать зависящим только от нижнего предела интегрирования m_0/θ . Если в каждом случае выбирать "энергию" m_0 такой, чтобы отношение m_0/θ не изменялось, было постоянным. независимым от нараметра θ конкретной совокупности землетрясений, то интеграл в (1.22) будет всегда равен постоянной величине и зависимости $\Sigma n(\theta)$ будут иметь вид: $\Sigma n = \text{const} \cdot \theta^{-\frac{\theta}{\mu_x}}$ = const $\cdot \theta^{-0.55}$; от вноора отношения m_0/θ зависит только величина постоянного члена в этом соотношении.

Зависимости рис. 10 построены при двух значениях $m_{O}/6$: $10^{3.0}$ в $10^{1.6}$. Экспериментальные значения сумм $\Sigma n(m_{O} \leq m \leq m_{m}^{E})$ землетрясений с "энергиями" от m_{O} до m_{m}^{H} получены непосредственно из оригинальных графиков повторяемости. Параметры линейных приближений этих графиков, по которым вычислялись соответствующие значения параметра θ , весьма различаются: наклоны b меняются от 0,7 до 0,98, уровни a -от -3,97 (при $\tilde{I} = 6,95$) до -3,4 (при $\tilde{I} = 7,25$), величины Ig $m = \tilde{I}$ варьируют от 6,95 до 8,3 (см. ниже табл. 3). Тем не менее зависимости рис. 10 соответствуют формуле (1.22) при $\beta = 0,55$, подтверждая таким образом нелинейность графиков повторяемости землетрясений и соответствие их закону повторяемости (1.15).

Из модельных экспериментов, качественные выводы которых справедливы и для сейсмологического дианазона энергий, известно, что наклон в графиков повторяемости вида (1.14) зависит от режима нагружения образцов горных пород; он уменьшается при увеличения скорости деформации [Виноградов, 1964], при увеличении среднего уровня напряжений и общей энергии, выделяемой при микротрещинообразования в единице объема за единицу времени [Scholz, 1968a, b]. Из формулы (1.19) и рис. 9, 0, 0 можно видеть (достаточно принять lg m = const), что это соответствует увеличению нараметра θ .

Однако параметр θ закона повторяемости имеет размерность "энергия", повтому естественно искать его связи с энергетическими характеристиками сейсмического процесса, такими, как "энергия" максимального возможного землетрясения ($m_{\rm m}$), обдая "энергия", выделяемая совокупностых очагов землетрясений в

единные объема горных пород за единицу времени (Dm), и др.

Пользуясь тем, что коэффициент β в формуле (1.20) меньше единици, связь величин θи Σπ можно выразить аналитически [Г.Корн, Т.Корн, 1968]:

$$\sum_{m=0}^{\infty} \pi \cdot \pi(m) dm = \frac{n_0 \pi_1^{\beta}}{\alpha_1} \Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right) \theta^{1-\beta} , \qquad (1.23)$$

где n(m) - это функция (1.20), а $\Gamma[(1-\beta)/\alpha]$ -гамма-функция. В отличие от вычислений Σm на основе линейного приближения (1.14) расчет по втой формуле не требует ограничения "внергии" максимального возможного землетрясения (обрезания графиков, повторяемости справа), общая "внергия" и без того получается конечной.

Однако объемы генерирующих сейсмичность массивов горных пород в любом случае конечны, так же как и плотность "энергии", снимающейся в очагах землетрясений, поэтому все же приходится использовать понятие "максимальное возможное землетрясение". Используя (1.20) и переходя к новой переменной интегрирования π/θ , получаем:

$$\sum m = \int_{0}^{m} n(m) dm = \frac{n_0 m_1^{\beta}}{\alpha_1} \theta^{1-\beta} \int_{0}^{m} \left(\frac{m}{\theta}\right)^{-\beta} \exp\left(-\frac{m}{\theta}\right)^{\alpha} d\left(\frac{m}{\theta}\right). \quad (1.24)$$

Заметим, что интеграл в последней формуле зависит только от верхнего предела интегрирования. Повтому, если отношение π_{π}/θ не изменяется от района к району, т.е. постоянно независимо от величины θ , то этот интеграл равен постоянной величине. Тогда отношение общих "энергий", определяемых формулами (1.23) и (1.24), также постоянно и, таким образом, формула (1.23)

позволяет с точностью до постоянной оценивать общую "энергию", выделяющуюся в единице объема генерирующих земчетрясения горных масс за едингцу времени. В этом случае параметр в пропорционьлен "внергии" максимального возможного землетрясения и в принципе может использоваться для ее оценки.

В главе 2 представлены корреляционные зависимости параметров θ графиков повторяемости землетрясений от соответствующих наблюденных значений величин $m_{\rm m}$ и Σm . Кроме того, исследуется связь этого параметра с объемом сейсмогенерирующей области V горных масс, которую мы понимаем как некоторую сейсмически активную область в литосфере, квазиоднородную в геологическом и тектоническом смысле, а также по сейсмическому режиму, область, ответственную за подготовку максимального возможного землетрясения.

Как синоним термина "сейсмогенерирующая область" ны будем также употреблять выражение "сейсмогенерирующий объем".

Глава вторая

ПАРАМЕТР НЕЛИНЕЙНОГО ПРИВЛИЖЕНИЯ ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ 2.1. Параметр 0 и "энергия" максимального возможного землетрясения

Вылду крайней редкости сейсмических событий, близких к максимальным, оценка "энергик" $m_{\rm m}$ максимального землетрясения, возможного в том или ином сейсмическом районе, чрезвичайно затриднена. Это землетрясение всегда может оказаться бо́льшим, чем максимальное из уже наблюденных. Современный подход к проблеме максимального возможного землетрясения основивается на использовании комплекса геологических, геофизических и сейсмологических данных (Сейсмическов..., 1980).

Ероблема оконтуривания сейсмогенерирукшей области не менее оложна. В первом приближении можно отоклествить ее с так насываемой областье подготоеки [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966] наблиленного максимального (или близкого к максимальному) землетрясения. В течении некоторого времени перед землетрясением (Еремени подготовки) в этой области наблидаются различные геофизические, геофизические, геохивические и сейсмологические аномалии [Рикитака. 1979], в узотности закономерно изменяются параметры сейсмического режима [Кейлис-Борок, Manuhobckss. 1966; Буне и др., 1968]. Чем сольше область подготовки и чем ислыше готовится землетрясение, тем больше его "энергия" [Кейлис-Борок, Маллисвская, 1966; Рижитаке, 1979]. Процесс подготоеки землетрясения (в том числе и максимального) происходит в сбъеме (сейсмогенерирукшем) горных пород много большем, чем объем его очага. Так, для одного из сильнейших землетрясений -

Ассамского (1950 г., с магнитудой й = 8,6) площадь зоны подготовни составляет (2,5-5)·10⁶ км², а площадь разрыва в очаге _ 2·10⁴ км² [Gibovicz, 1977]. Время подготовки етого землетрясения равно 20 годам [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966]. Сейсмический процесс, протекзющий в сейсмогенерирующем объеме за время, значительно большее времени подготовки максимального землетрясения, приближенно можно считать стационарным.

Поскольку четких геолого-тектонических или сейемологических критериев для оценки внергии максимальных возможных землетрясений и для выделения ответственных за них сейсмогенерируищих объемов в настоящее время не существует, эзеисимость $\theta(m_m)$ (и $\theta(V)$) мы изучили на примере афтершоковых последовательностей, сопровождающих сильные землетрясения. В этом случае сейсмогенерирующие объемы, т.е. объемы гипоцентральных областей афтершоков, можно измерить с хорошей точностьк. Оценкой величины m_m может служить "энергия" максимального афтершска или главного землетрясения. Кроме того, зная эти величины, можно оценить плотность "энергии", выделившейся в очаге главного землетрясения.

Данные о параметрах сильных землетрясеный и графиках поеторяемости их афтершонов в основном заимствованы из литературы (табл. 2). Основными принципами отбора были возможность так или иначе оценить объем афтершоновой области и наличие достаточно надежного графика порторяемости, построенного не менее чем по 30 событиям.

Оценки наклонов ѝ грефиков екца (1.1) сделаны авторами оригинальных статей методом наименеших квадратов [Авергансва и др., 1975], по формуле Утоу [Utsu, 1969; Ranalli: 1969; Gibovicz, 1973] и визуально по кумулятивным графикам повторяемости [Utsu, 1961]. При наличии явних правых загиосв сриги-

I в С. и и в 2. основные параметры сильных землетрясений и графиков повторяемости афтершоков

Номер земле- трясения	Год	Район	¥	Шка- лз	∆ ∦	^ъ мо	Меха- низм очага	Источные:
	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1927	Tanro,	7.6	S	2,7-5,3	0,67	-	11,12,18,4,
a met	1930 1931 1933	Кита-Иху Саитама Санрику	7,0 7,0 8,5	ននេន	- 6,5-7,2	- 5 0,96	0	7,9,11,6,24 4,24 7,9,10,19,4,
56	1938 1943	Фукушима Тоттори	7,6 7,4	ន ទទួន	2,3-4,6 2,7-5,3 2,7-6,1	0,54 0,83 0.83	-	10,19,1,24 7,9,10,11,23, 24
7 8 9 10 11	1944 1944 1945 1948 1952	Тонанкай Нанкайдо Микава Фукуи Токачи	8,0 8,2 7,1 7,3 8,2	H S S S S S S S S S S S S S S S S S S S	2,4-6,6 3,0-7,0 2,6-4,6 2,7-4,7 5,0-6,5	0,58 0,58 0,58 0,72 0,50	+ + - 0 -	7,9,19,23,24 7,9,10,19,24 7,23,24 7,9,11,23,24 7,9,11,10,19.
12	1953	Бозо	7,5	LH S	5,5-7,0	0,70	*	1,4,24 1,23,24
13 14	1960 19 63	Санрику Шизен-	8,0 6,9	LH S	5,0-6,2 -	5 0,62 -	- 0	.1,24 7,24
15 16 17	1964 1964 1968	п-ов Ога Ниигата Токачи	6,9 7,6 8,0	S S LH S	- 4,1-6,1 5,0-6,5 3,7-7,5	- 0,83 0,62 0,75	+ + +	9,1,24 7,9,11,24 7,9,1,4,24
18	1952	Камчатка	8,5	IH S	5,0-6,7	5 0,50 0,74	-	9,13,19,6,1, 24
49 20 21 22	1957 1958 1959 1963	Алеуты Курилы Камчатка Пеные	8,3 8,25 8,2 8,25	S. IH IH IH IH	6,5-7,5 5,0-7,2 4,75-6, 5,0-7,2	0,98 0,98 5 0,65 5 0,75 5 0,75	- + - +	5,19,1,20,24 4,19,1,24 4,19,24 7,9,1,19
23 24	1964 1965	Курилы Аляска Алеуты	8,5 8,2	LH LH	5,0-7,1 5,0-6,2	0,74	+ 0	9,19,6,1,20,24 7,8,9,13,19,1,
25 _26	1968 1969	Курилы	7,5 8,0	LH LH L	6,25-7, 4,0-6,2 5,0-7,0	5 0,80 5 0,60 0,62) + · +	1,24 7,9,1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
27 28	1933 1944	Ј Лонг-Бич Дезерт Хот	6,3 6,5	L 3 L	,85-5,45 3,0-4,9	0,55 0,69	С -	20,24 5,8,20,24
29	1952	Спринге Керн- Каунии	7,7	L	4,1-6,4	0,66	+	7,8,9,5,11,20
30 1	1957	Сан-	5,3	L	2,0-4,4	0,56		5,8,20,24
31 32	1963 1964	Салинас Коррали-	5,4 3,5	L L	1,5-4,6 1,5-3,5	0,41 0,51	•	8,20,24 8,20,16
33 34 35 36	1965 1966 1966 1971	Антиох . Паркфилд Траки Сан-	4,9 5,6 5,8 6,6	L L L L	1,5-2,8 2,0-5,0 2,3-4,9 3,3-5,5	0,57 0,61 0,57 0,62	0 0 +	8,20,17 7,8,14,20,24 7,8,4 (7,9,8
37	1960	ернандо Чилл	8,5	S	6,4-7,4	0,98	÷	7,9,13,19,22,
38 39 40 41 42 43 44 45	1962 1971 1973 1956 1959 1966 1966 1970	Гавайи Сахалин Мексика Гарм " " Дагестан	6,1 7,2 7,5 13 13,1 12,8 13,1 6,6 (<i>LH</i>)	S LH S K K K K K K K K K K K K K K K K K K	- 6-9 6,0-9,0 6,5-9,5 9-11 11-13	- 0,73* 0,59 0,57* 0,50* 0,41* 0,97*	0+++++0	15,24 3,9 21 * * 21

Примечания: 1. Условные обозначения: * - ныша оценка параметров очага или графика повторяемости; S, LH, L, K шкала, в которой измерена магнитуда И главного землетрясения И построен график повторяемости афтершоков (в диапазоне ΔM); b наклон графика повторяемости по сейсмическому моменту: (-, 0. +) - механизм очага: (-) - сбросы и сбросо-сдвиги, (0) - сдвиги, (+)- взбросы и взбросо- сдвиги. 2. Литература: 1 - [Аверьянова, 1975]; 2 - [Арефьев и др., 1980]; 3 - [Оскорбин, 1971]: 4 - [Федотов, 1965]; 5 - [Bath, Duda, 1964]; 6 - [Chinneri, 1964]: 7 - [Geller. 1976]: 8 - [Giboviez, 1973]: 9 - [Giboviez, 1977); 10 - [Goto, 1962]; 11 - [Iida, 1965]; 12 - [Kanamori, 1973]; 13 - [Kanamori, 1977]; 14 - [King, Knopoff, 1968]; 15 - [Kojanagi et al., 1966]; 16 - [McEvilly, 1966]; 17 [McEvilly, 1967]; 18 - [Mogi, 1962 b]; 19 - [Mogi, 1968]; 20 [Ranalli, 1969]; 21 - [Reves et al., 1979]; 22 -[Euvehiro, 1966]; 23 - [Utsu, 1961]; 24 - [Utsu, 1969].

Нальныї графиков вниз мы обрезали их так, чтобы исключить области загибов, и наклон в определяли заново только в диапазоне АИ, в котором график линеен. Для оценки величин в использован метод неименьших квадратов. Графики повторяемости афтершоков землетрясений 6, 11, 12, 17, 18, 24 и 45 (см. табл. 2) существенно нелинейны. Они аппроксимировались двумя или тремя отрезками кусочно линейной зависимости.

В табл. 2 представлены только основные параметры главных землетрясений и графиков повторяемости их афтершоков. Прочие динамические, геометрические параметры очагов и единицы их измерений видны из соответствующих рисунков, нумерации точек на которых соответствуют номерам землетрясений в табл. 2. Мы оцерировали следующими параметрами: сейсмическим моментом очага $U_{\rm O}$, скачком напряжений в очаге ΔO (сброшенным напряжением), площадью $S_{\rm L}$ эпицентральной зоны и объемом гипоцентральной области афтершоков; средним значением $\overline{1 \in U_{\rm O}}$ в диапазоне $\Delta lg U_{\rm O}$, в котором построен график повторяемости афтершоков, и, наконец, площадью LW поверхности разрыва в очаге главного землетрясения. Последняя величина равна произведению длины L разрыва на его ширину \overline{W} ; по предложению X.Канамори [Капалогі, 1977], она измеряется по размерам и конфигурации гипоцентральной зоны афтершоков, происходящих в переые 24 ч после главного землетрясения.

Сейсмические моменты очагов землетрясений 41-44 оценивались нами по кода-волнам, зарегистрированным аппаратурой СКМ-ЗМ сети станций Комплексной сейсмологической експедиции (КСЭ) Института физики Земли (ИФЕ) АН СССР [Востриков, 1975], а величины S_e, V_e и параметры графиков повторяемости измерены по данным каталога КСВ.

Переходные соотношения. Для того чтобы сделать параметры графиков повторяемости сравнимыми, их необходимо привести к единой "энергетической" шкале. В качестве таковой выбрана шкале

сейсмического момента очага. Для работы отобраны афтершоковые последовательности из тех райснов и зарегистрированные в тех магнитудных шкалах, для которых существуют надежные зависимости вида (1.13), позволяющие пересчитать величину b в зависимостях вида (1.1) в величину наклона графика повторяемости афтершоков по логарифму сейсмического момента. Поскольку соотношения вида (1.13), связыва- ищие магнитуду и сейсмический момент, являются корреляционными, то такой пересчет подобен широко применяемому пересчету козфиниентов C и b из одной магнитудной шкалы в пругур.

Использовались следующие конкретные переходные соотношения. Основная формула, полученная [Экспериментальные..., 1981] при анализе данных по различным сейсмическим районам в диапазоне 1.8 < NLH < 7.4:

$$lg H_{0}, (DH+CM) = 1,20 II + 17,7.$$
 (2.1)

Магнитуди И_S сначала переводились в шкалу ИLH, а затем уже применялась формула (2.1). При втом использовались следующие выражения, полученные В.И.Халтуриным [1974]:

$$\mathbf{M}\mathbf{L}\mathbf{H} = \mathbf{M}_{\mathbf{g}} + 0.3$$

для землетрясений Алеут, Аляски, Курил, Камчатки, Японии и

<u>ИІН = N_g + 0,15</u> (2.2) для других районов.

Для афтершоксвых последовательностей, зарегистрированных в шкале энергетического класса, использовались формулы [Востриков, 19786]

$$lg \mathbf{M}_{n} = 0,6\mathbf{E} + 14,94 \text{ mpn } \mathbf{E} < 11, \qquad (2.3)$$

 $lg H_0 = 0,79E + 12,8 \text{ mpn } E \ge 11.$ (2.4)

Для зарегистрированных в шкале ИL афтерлоков в Калифорнии использовались сначала соотношение

$$M_{\rm g} = 1.20ML - 1.63 \text{ при } ML \leq 5.0,$$
 (2.7)





полученное Т.Г.Раутиан (личное сообщение), а затем формули (2.2) и (2.1). Если для афтершоковой последовательности какоголибо землетрясения, например для Паркфилдского [Wyss, Brune, 1968], в оригинальной статье приведено переходное соотношение Ig M₀(ML), то применялось непосредственно это соотношение.

Измерение объемов гипоцентральных областей афтершоков. Только в немногих случаях объемы афтершоковых зон измерены непосредственно. Чтобы увеличить статистику, мы получили корреляционные соотношения $V_{a}(S_{a})$ и $V_{a}(LH)$. Для аппроксимирования экспериментальных зависимостей применен метод ортогональной регрессии.

Объем статистики в зависимости $\lg V_a(\lg S_a)$, представленной на рис. 11, невелик, но так же невелико и рассеяние экспе-

54 .

риментальных данных. График рис. 11 хородо аппроксимируется пвумя линейными выражениями:

 $lg \ \overline{V} = 1,46 lg \ S_{a} - 0,12(\pm 0,21) \text{ mpx } 1,5 \le lg \ S_{a} \le 4,0 \ , \ (2.6)$ $lg \ \overline{V} = 1,13 lg \ S_{a} + 1,18(\pm 0,13) \text{ mpx } 4,0 < lg \ S_{a} \le 5,5 \ . \ (2.7)$

Нелинейность зависимости рис. 11 (уменьшение коэффициентє при 1g S_{a} по сравнению с отвечающими геометрическому подобию 1g $V_{a} \propto 3$ 1g $S_{a}/2$) объясняется изменением формы очагов с увеличением их осъема: очаги очень сильных землетрясений увеличиваются больше за счет горизонтальной протяженности, чем за счет вертикальной.

График зависимости $\lg S_{a}(\lg IW)$, который мы здесь не представляем, порошо ашироксимируется единой линейной зависимостью $\lg S_{a} = 0.97 \lg(IV) + 0.41(\pm 0.14)$ при 2.0 $\leq \lg(IW) \leq 5.3$. (2.8)

Из формул (2.6) - (2.8) получаются следующие зависимости, наряду с выражениями (2.6),(2.7) использованные для оценки V:

 $\lg V = 1,42\lg(IW) + 0,48 \operatorname{mpn} \lg(IW) \leq 3,6,$

 $\lg V = 1,10\lg(LW) + 1,64 \operatorname{mpn} \lg(LW) > 3,6.$

Графически они представлены на рис. 11, из которого можно видеть сходимость рассчитанных значений с измеренными непосредственно.

В случаях, когда имелись оценки как III, так и $S_{\rm g}$, предпочтение отдавалось последним и формулам (2.6), (2.7). Когда имелось несколько оригинальных оценок $S_{\rm g}$, принимались средние. Относительно большие разбросы крайних значений $S_{\rm g}$ показаны на рис. 11.

Зависимость параметра в графиков повторяемости афтершоков от объема их гипоцентральной области и от сейсмического момента очага главного землетрясения. Статистические характеристики совокупности землетрясений могут зависеть не только от режима нагружения, не только от упругих свойств горных лород, но и от





полученное Т.Г.Раутиан (личное сообщение), а затем формули (2.2) и (2.1). Если для афтершоковой последовательности какоголибо землетрясения, например для Паркфилдского [Wyss, Brune, 1968], в оригинальной статье приведено переходное соотношение Ig M_c(ML), то применялось непосредственно это соотношение.

Измерение объемов гипоцентральных областей афтершоков. Только в немногих случаях объемы афтершоковых зон измерены непосредственно. Чтобы увеличить статистику, мы получили корреляшионные соотношения $V_{a}(S_{a})$ и $V_{a}(LH)$. Для аппроксимирования экспериментальных зависимостей применен метод ортогональной регрессии.

Объем статистики в зависимости lg $V_a(\log S_a)$, представленной на рис. 11, невелик, но так же невелико и рассеяние экспе-

54 .

риментальных данных. График рис. 11 хороно анпроксимируется лвумя линейныли выражениями:

 $Ig V = 1,46 Ig S = 0,12(\pm 0,21) \text{ mpm } 1,5 \leq Ig S \leq 4,0 , (2.6)$ $Ig V = 1,13 Ig S + 1,18(\pm 0,13) \text{ mpm } 4,0 < Ig S \leq 5,5 . (2.7)$

Нелинейность зависимости рис. 11 (уменьшение коеффициента при 1g S по сравнению с отвечающими геометрическому подобию 1g V α 3 lg S /2) объясняется изменением формы очагов с увеличением их объема: очаги очень сильных землетрясений увеличиваются больше за счет горизонтальной протяженности, чем за счет вертикальной.

Градик зависимости $\lg S_a(\lg IW)$, которыя мы здесь не представляем, порощо анпроксимируется единой линейной зависимостью $\lg S_a = 0.971g(IF) + 0.41(\pm 0.14)$ при 2.0 $\leq \lg(IW) \leq 5.3$. (2.8)

Из формул (2.6) - (2.8) получаются следующие зависимости, наряду с выражениями (2.6),(2.7) использованные для оценки ∇ :

 $\lg V = 1,42\lg(IW) + 0,48 \operatorname{mpn} \lg(IW) \leq 3,6,$

 $\lg V = 1,10\lg(LW) + 1,64 \operatorname{mpn} \lg(LW) > 3,6.$

Графически они представлены на рис. 11, из которого можно видеть сходимость рассчитанных значений с измеренными непосредственно.

В случаях, когда имелись оценки как IM, так и S_{e} , предпочтение отдавалось последним и формулам (2.6), (2.7). Когда имелось несколько оригинальных оценок S_{e} , принимались средние. Относительно большие разбрось крайних значений S_{e} показаны на рис. 11.

Зависимость параметра в графиков повторяемости афтерноков от объема их гипоцентральной области и от сейсмического момента очага главного землетрясения. Статистические характеристики совокупности землетрясений могут зависеть не только от режима нагружения, не только от упругих свойств горных лород, но и от

таких их карактеристик, как отепень неоднородности, компетентность и пр. Поэтому в гл. 1 мы сознательно ограничились землетрясениями в земной коре. Очевидно, что графики повторяемости афтершоков (или подкоровых землетрясений) не удовлетгоряют земейству кривых (1.15) с козффициентами, значения которых получены по данным с "нормальной" коровой сейсмичности. При прочих равных условиях повторяемости афтершоков относительно вичисленных по формуле (1.12) при $n_0 = 25$, $\alpha = 1,13$, $\beta = 0,55$ повышены, а повторяемости подкоровых землетрясений – понижены [Кадал, Клороff, 1980] (см. рис. 19).

Будем полагать, что плотности распределений повторяемостей афтершоков сильных землетрясений в земной коре подчиняются выражению вида (1.15), но с коэффициентами n_0 , α , β , отличающимися от характерных для "нормальной" коровой сейсмичности. Другими словами, предположим, что все возможные графики повторяемости вида (1.14) афтершоков приближенно удовлетворяют семейству кривых, описываемых формулой (1.15), с неизвестными, но постоянными коэффициентами n_0 , α , β , и являются линейными приближениями этих кривых в узких диапазонах Δlg M. Как и в случае "нормальной" сейсмичности, коэффициенты характеризуют семейство кривых в целом; каждая же индивидуальная кривая (или график вида (1.14)) отличается только параметром θ .

В отличие от "нормальной" сейсмичности афтершоковый процесс не стационарен, а затухает с течением времени после главного землетрясения. Поэтому, чтобы избежать принципиальных грудностей при нормировании повторяемостей афтершоков по времени, относительные значения параметра θ определялись по угловым коэффициентам (наклонам) квазилинейных графиков повторлемости вида (1.14).

Логарифмируя формулу (1.19), получаем

$$\lg \theta = \overline{\lg I_0} - \frac{1}{\alpha} \lg \left(\frac{b - \beta}{\alpha} \right).$$
 (2.9)

Если некоторие величины, например V_{α} или M_{0} , пропоримональны параметру θ (так, что V_{α} = const. θ ; M_{0} = const. θ или lg V_{α} = lg θ + const; lg M_{0} = lg θ + const), то из (2.9) получаются соотношения:

$$\overline{\lg M}_{0} = \lg V_{a} + c_{1}(b); \qquad (2.10)$$

 $\frac{1}{12} \mathbf{M}_{0} = 12 \mathbf{M}_{0} + c_{2}(b), \qquad (2.11)$ где $c_{1}(b) = 1g[(b - \beta)/\alpha]/\alpha - \text{const}_{1}; c_{2}(b) = 1g[(b - \beta)/\alpha]/\alpha - - \text{const}_{2}.$ При нашем предположении, последний член в формуле (2.9) и коеффициенты $c_{1}(b), c_{2}(b)$ зависят только от углового коеффициента b и при b = const равны постоянным величинам. Иначе говоря, если экспериментальные зависимости $1g \mathbf{M}_{0}(1g \mathbf{V}_{1})$ и $1g \mathbf{M}_{0}(1g \mathbf{M}_{0}),$ построенные при условии b = const, удовлетворяют соотношениям (2.10), (2.11) при $c_{1}(b), c_{2}(b) = \text{const},$ то величины V и M₀ пропорциональны параметру θ соответствующей афтерпоковой последовательности.

Согласно, например, [Ranalli, 1969] и по нашим оценкам, погрешности измерения наклонов b обычно составляют $\pm (0,1 - 0,2)$, но иногда бывают и большими ($\sigma_{\rm b} = 0,3 - 0,5$), сравнимыми с диапазоном, в котором варьируют наклоны индивидуальных графиков повторяемости ($\Delta b = 0,41 - 1,04$). Поэтому зависимости Ig $\mathbf{V}_0(\lg V_0, b)$ и Ig $\mathbf{V}_0(\lg V_0, b)$, представленные на рис. 12, построены всего для двух групп значений наклонов графиков повторяемости: b = 0,41 - 0,75 (среднее значение $\overline{b} = 0,62$) и $\overline{b} = 0,76 - 1,04$ ($\overline{b} = 0,90$). Для обеих групп значений b экспериментальные зависимости рис. 12, G хорошо аппроксимируются выражениями вида (2.10) при $C_1(b) = \text{const.}$ а зависимости



рис.12, б - выражениями вида (2.11) при $C_2(b) = \text{const. При$ $этом, в согласии с (2.9) и (2.10), (2.11) коэффициенты <math>C_1(b)$ и $C_2(b)$ (т.е. значения Ig \mathbf{N}_0 при lg \mathbf{V}_a = const и lg \mathbf{N}_0 = const) тем больше, чем больше среднее значение наклона b, при котором построена зависимость.

На первый взгляд, прямая пропоримовальность величин $I \in \mathbf{N}_0$ и lg \mathbf{N}_0 является просто следствием закона Бота, согласно которому разность магнитуд главного толчка (\mathbf{N}) и максимального афтершска (\mathbf{N}_0) для коровых землетрясений примерно постоянна. Действительно, если считать, что графики понторяемости афтершоков построены в примерно одинаковой длины днапазонах $\Delta \mathbf{N}$, включающих в себя величину \mathbf{N}_0 , то максимальная магнитуда будет пропорциональна средней, и тогда $\mathbf{N} - \mathbf{N} = \text{const. В шкале сейсмического}$ $момента это соотношение, т.е. <math>\overline{Ig \, \mathbf{N}_0} = \log \mathbf{N}_0 - \text{const. совпадает}$



Рис. 13. Зависимость отклонения от прямых пропоршиональностей, аппроксимирующих рис. 12, от наклона графика повторяемости афтершоков (Сиб-соответственно)

1 - границы доверительных коридоров; 2 - условные рассчетные кривые; 3-5 - механизм очага главного землетрясения: 3 сброс или сбросо-сдвиг, 4 - сдвиг, 5 - взброс или взбросо-сдвиг

с зависимостью рис. 12, б. Если объем афтершоковой области пропорционален сейсмическому моменту очага главного землетрясения, то следствием закона Бота является и зависимость рис. 12, а. Дисперсия экспериментальных точек на рис. 12, а, б при этом должна быть случайной, не зависящей от наклона графиков повторяемости.

Однако это не так, дисперсия – величина отклонения экспериментальных данных от единых пропорциональных зависимостей – зависит от наклона b соответствующего графика повторяемости. Отклонение *i*-той точки на графиках рис. 12, *a*, *b* от зависимостей (2.10), (2.11) при некоторых средних значениях коеффилиентей (2.10), (2.11) при некоторых средних значениях коеффилиентов $c_1(b)$, $c_2(b)$ описывается разностями ($\lg V_a - I \leq V_o$); ($\lg V_0 - I \leq V_0$); ($\lg V_0 - I \leq V_0$); Сависимости этих разностей, которые, согласны (2.5), (2.6), равны соответственно $-c_1(b_i)$ и $-c_2(b_i)$, от наклона b_i соответствующего графика повторяемости представлены на рис. 13. В соответствии с формулами (2.9) и (2.10), (2.11) эти зависимости оказываются нелинейными и обратными. Для сравнения представлены также кривые $-c_1(b) = \text{const} - \lg[(b - \beta)/a]/a$

(рис. 13, а) и $-c_2(b) = \text{const} - \lg[(b - \beta)/\alpha]/\alpha$ (рис. 13, б). Величины констант и значения $\alpha = 0,251$, $\beta = 0,268$ приняты условно такими, чтобы кривые согласовывались с экспериментальными данными¹. Границы коридоров, в которые попадает 67% точек, проведены на глаз.

Графики рис. 12, 13 могут служить экспериментальным подтверждением сделанного выше предположения. Действительно, постоянство коэффициентов $C_1(b)$ и $C_2(b)$ в (2.5) и (2.6) при условим b = const означает, что графики повторяемости афтершоков, ис данным о которых построены зависимости рис. 12, подчиняются (во всяком случае, приближенно) выражению вида (1.15) с коэффициентами α и β постоянными, не изменяющимися систематически с изменением величины Ig E_C , а следовательно, и нараметра θ . В свою очередь, зависимости рис. 13, α , δ удовлетворяют кривым $C_1(b)$, $C_2(b)$, рассчитанным при α , $\beta = const$.

Из сравнения формул (2.9) и (2.10), (2.11) следует (см. выше), что графики рис. 13 могут служить оценкой точности определения параметра θ плотности распределения повторяемости по формуле (2.4). Например, при b = 0,9 = const среднее квадратическое отклонение величины 1g θ не превышает (поскольку величины V_a и M_o сами измерены с погрешностями) 0,25-0,3. С уменьшением b оно увеличивается: до (0,4 - 0,5) при b = 0,7; до 0,7 при b = 0,6 и т.д.

Поскольку зависимости (2.10), (2.11) в отличие от (2.9) не функциональные; а корреляционные, то дисперсия экспериментальных зависимостей рис. 12, a, d должна зависеть и от тесноты связей величин ∇_a и M_o с параметром θ . На рис. 12, a, dпредставлены также линии средних квадратических отклонений от

¹ Однако соотношение между α и β не произвольно, а определено согласно данным, представленным в гл. 3.

зависимостей вида (2.10), (2.11) при средних значениях козффициентов $C_1(b)$ и $C_2(b)$. Во втором случае (см. рис. 12, б) стандартное отклонение меньше (оlg $V_a = 0.69$ и olg $M_0 = 0.47$). Заметим, что если зависимость Ig M_0 (lg V_a , b) рис. 12, с построить по той же выборке землетрясений, что к рис. 12, с, (т.е. если исключить из графика рис. 12, с точки 5, 12, 13, 19, 20, 25, 28, 30, 21, 32, 33), то дисперсия ее только возрастет.

Таким образом, рис. 12, б и 13, б свядетельствуют о пропорциональности параметра θ величине M_0 , которая является в данном случае "энергией" максимального землетрясения иля по крайней мере величиной, пропорциональной этой "энергии" (поскольку, согласно закону Бота, отношение "энергии" главного толчка и максимального афтершока колеблется около постоянного значения).

Сейсмический момент главного землетрясения можно предстанить как произведение объема V очага на скачок напряжения в нем АС. происшедший при землетрясении [Ризниченко. 19766]. т.е. величина АО может рассматриваться как плотность "энергия". снятой в очаге. Поскольку грабники рис. 12. а н. 13. а свялетельствуют о пропорциональности параметра 8 объему V, то одновременно $\theta = \text{const} \cdot V$ и $\theta = \text{const} \cdot \Delta \sigma \cdot V$ = const $\cdot \tilde{V}_{0}$. Следовательно, скачок наполжений не изменяется систематически в заемсимости от объема очага землетрясений (лиапазон изменения величин И и V на рис.12; С, О составляет 7 порядков). Однако при тех же размерах очагов землетрясений скачок напряжений варьнует от случая к случар. Поскольку параметр в имеет размерност: сейсмического момента. то теснота связи величин в первой из нашисанных выше зависимостей меньше, чем во второй. Это подчеркивает зависимость параметра в не только от величины сейсмогенерирукшего объема. но и ст плотности сниманиейся энергия. ст величины напояжений, питакших сейсмический процесс.

Сейсмогенеритующий объем V и его напряженное состояние в случае "нормальной" сейсмичности (не афтершоков) могут быть в взаимозависимыми. Так, магнитуды сильных землетрясений растут, по-вилимому, быстрее, чем объемы зон их подготовки [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966] (см. раздел 2.3). Тогда параметр θ может быть связан с величиной V более сложно, чем это описано выше.

2.2. Параметр в и общая "энергия" землетрясений

Связь параметра θ с другими карактеристиками сейсмического процесса изучалась по данным о коровых землетрясениях в сейсилческих районах земного шара, выделенных Б.Гутенбергом и Ч.Ризтером [1948]. Использованы грайнки повторяемости магнитул землетрясений, построенные по данным долговременных (больше 40) лет) наблюдений [Chouhan et al., 1968]. Оригинальные графика повторяемости построены по магнитудным интервалам И, ± 0,25, **THE** $I_{i} = 5,7 + 0,5 \cdot i$, a $i = 0, 1, 2, \dots$ (CM. DMC. 9, 0). We отобрали графики, включающие (после отбрасывания связанных с пропусками слабых землетрясений левых загибов внизу) больше 30 событий, и определили коэфбициенты b (по формуле Утсу [Utsu, 1965]) и lg $n(\overline{\lg m})$ (по методу наименьших квадратов) в аппроксимирующих градики зависимостях вида (1.14). Поскольку для большинства районов нет надежных переходных соотношений межлу магнитудой и сейсмическим моментом (или сейсмической энергией) очага, под "енергией" мы понимаем здесь величини m = 10". Повторяемости нормировались по площади на 1000 км² и по времен •на 1 год. Площади сейсмических районов оценивались при этом п соответствующим картам впицентров (см. гл. 1). Основные данны о размерая сейсмическия районов и о параметрая грайнков повто. ряемости представлены в табл. 3.

Параметры 0, характеризующие совокупности землетрясеняй, знчислялись по формулам (1.18), (1.19). Сходимость результато

Таблица 3. Параметри глобальных сейсмических районов Гутанберга-Гихтера и графиков повторяемости магнитуд зарегистрированных в них землетрясений

Номер района	Q	VR	1	¥ _m	ò	-a	lgθ _n	1gθ _b	lgθ	¥ -1g6
1 357 8 12 14 15 16 18 19 24 33 37 40 43	9,33 8,51 12,02 14,45 41,66 11,48 9,55 11,75 85,16 11,75 85,16 11,75 85,16 11,75 85,16 30,92 37,72 47,86 39,51	1,211,221,15,50,57,59,560 1,211,121,111,11,11,11,11,11,11,11,11,11	7,40,39,55,55,55,55,55,55,55,55,55,55,55,55,55	8887688888888777777	0,78 0,86 0,70 0,73 0,73 0,73 0,75 0,75 0,98 1,14 0,92 1,17 1,18	3,65 3,79 3,25 3,77 3,52 3,52 3,52 3,52 3,52 3,52 3,52 3,52	53534555646413112 53534555646413112	536466455542312101	5,985 1,939,4 4,890,15 6,5554 4,121,5	2424233725 B08305 34242223 364664
П Р _З и м 10 ³ км (1.19); текоте. 3 - Кали Америка; моновы о Японские Срединно 37 - Афр океана.	еча -2. го - п 2. Сеі 12. сеі 13. сеі 13. сеі 13. сеі 13. сеі 14. се	н и риня йемит я; 5 Кер а; 1 штьс нтич 40 –	я: 1 ; 0 _л 1 10е : чески нески б - Щ кие о еский Аркт	. Q - и θ ₅ значет е рай конка и То овая отров и реб ическ	площа – опре, ние; оны: 1. ; 7 – нга; 1 Геинея а и Ка ет: 33 ий кре	пь ры делени - Алк Кариб 4 - На ; 18 - мчатки - кре бет; 4	tons,10 an no (source of constant of cons	5 км рормуля обозна е остра ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн ассейн анские - Зонд Кло-В	2;0 = BM (' 4ehia 0B3 II ; 5 ; 15 02TD 02TD KOTO 02TOK	1g n(Т) 1.18) к см. В Аляска: - Каная - Ссле- сва: Тута: Сказна: Титат

вычислений можно видеть из табл. 3. В некоторых случаях (ссобенно для района 19) они весьма различны. С использованием величин θ_n и θ_b по формуле (1.12) вычислялись логарифы: повторяемостей в интервалах I, ± 0.25 (где $I_i = 5.7 \pm 0.5 \cdot i$; i = 0.1. 2. ..., и по критерию минимума суммы квадратов разностей лога, рифмов расчетных и наблюденных повторяемостей выбиралось зна, чение 6 (6_ или 6_).

Оценки по формуле (1.19) очень чувствительны к величине b, так как $\alpha \ll 1$ и $b - \beta \ll 1$, а погрешности последней бывают велики. Погрешности измерения величины θ_n меньше; они определяются в основном только ошибкой при нормировании по площади. Поэтому кривые вида (1.12), рассчитанные с использованием величин θ_n , лучше согласуются с наблюденными графиками повторяемости. Только в трех случаях для параметра θ приняты оценки по формуле (1.19) (см. табл. 3). Данные о районах 8 и 19 в дальнейшем ве учитывались; в этих случаях с использованием как θ_n , так и θ_b не получается удовлетворительного согласия кривых вида (1.12) с наблюденными графиками повторяемости.

Параметр 6 и общая "энергия" землетрясений. Зависимость общей "энергии" Em, выделяющейся из очагов землетрясений в елинице сейсмогенерирующего объема за елиницу времени, от параметра 6 графика повторяемости этих землетрясений описывамся формулами (1.23) и (1.24). Первая из них никаких ограничени "энергии"возможного землетрясения не требует: $\Sigma \pi \equiv \Sigma \pi (0 < \pi < \alpha)$ В величину Эл, вычисляемую по второй, входят только землетрясения, "энергия" которых не больше некоторой величины М_, называёмой "энергией" максимального возможного землетрясения: 2m : ≡ Σm(0 < m ≤ m_). Для последовательностей афтершоков сильных землетрясений величины в и $m_{_{\rm P}}$ пропоршиональны, поэтому справел-JUDO COOTHOMEHME $\Sigma m = \Sigma m (0 < m \leq m_m) = \text{const} \cdot \theta^{1-\beta}$, m Shaqehm Ет, определяемые по формулам (1.23) и (1.24), отличеются толых постоянным коэффициентом. Если максимальные "энергии", наблю денные в том или ином сейсмическом районе $(\pi_{\pi}^{\rm E})$, равны или близки к максимальным возможным, то такие же соотношения должн существовать и для "нормальной" сейсмичности.

Обозначим через $(\Sigma m)^p_{\infty}$ и $(\Sigma m)^p$ значения общей "енергии", вычисляемые соответственно по формулам (1.23) и (1.24), и через $(\Sigma m)^H$ значение, получаемое из данных наблюдений.

Величины $(\Sigma m)^p$ вычислялись в магнитудных дианазонах от I = 0 до $I = I_m^H$ численным методом. По известному значению параметра θ (см. табл. 3) вычислялись с помощью формулы (1.12) повторяемости n_i при $I_i = 0$; 0,5; 1,0;..., т.е. в точках $I_i = 0,5 \cdot i$ (i = 0, 1, 2, ...). В интервалах между втими точками функция (1.12) аппроксимировалась отрезками прямых lg $n = \lg n_i - b_i I$ с наклоном b_i , (т.е. функция (1.20) аппроксимировалась отрезками степенной функции $n(m) = n_i m/m^{i-1}$, и значение (Σm)^p получалось как сумма величин "өнергий" (20 m_i), выделяющейся в каждом из этих интервалов [Г.Корн, Т.Корн, 1968]:

$$2\delta m_{i} = \int_{R_{1}}^{R_{2}} m \cdot n(m) dm = \frac{n_{i} \cdot 10^{\frac{14}{2}}}{(1 - b_{i}) \ln 10} \left[10^{(1 - b_{i})/2} - 1 \right]^{-1}$$

где $k_1 = 10^{M_i}$; $k_2 = 10^{M_{i+1}}$; $b_i = -\Delta \lg n/\Delta M = (\lg n_i - -\lg n_{i+1})/0.5$. В крайнем правом интервале, включающем "өнергис" максимального землетрясения, интегрирование проводилось до величины π_i^{H} .

Наблюденные значения $(\Sigma \pi)^{\rm H}$ получены в магнитудных диапазонах от M = 5,5 до $M = M_{\rm m}^{\rm H}$ просто как суммы произведений $\sum_{i}^{10} n_i$, где M_i - магнитуды средние в интервалах, по которым построены оригинальные графики повторяемости (1.1), n_i - нормированные по площади и по времени повторяемости землетрясений в этих магнитудных интервалах (см. выме). Погрешностями такого способа оценки величин $(\Sigma \pi)^{\rm P}$ мы пренебрегли.

На рис. 14 расчетные $(\Sigma m)^{p}$ и наблюденные $(\Sigma m)^{H}$ общие "енергии" отнесены к соответствующим значениям $(\Sigma m)_{co}^{p}$, гассчитанным



F и с. 14. Забисимости отношения общей "энергии" $(\Sigma m)^{H_{p}} = \Sigma m (0 < m \leq m_{m})$ к рассчитанной по формуле (1.23) от отношения $m^{H}/6$ 1, 2 - расчет по значениям: 1 - θ , m^{P}_{m} и $(\Sigma m)^{H}$, наблюденным в глобальных сейсмических районах (шифры на рис. 14-18 номера районов Гутенберга-Рихтера), 2 - $(\Sigma m)^{P}$, рассчитанным, по формуле (1.24)

по формуле (1.23), и представлены в зависимости от отношения $\pi^{\rm H}_{\rm m}/\Theta$, которое является верхним пределом интегрирования в формуле (1.24). Отношение $(\Sigma\pi)^{\rm P}/(\Sigma\pi)^{\rm P}_{\infty}$ общих "энергий", рассчитанных по формулам (1.24) и (1.23), увеличивается с ростом $\pi^{\rm H}_{\rm m}/\Theta$. Применительно к конкретному графику повторяемости (θ = const) это означает увеличение "энергии" максимального землетрясения.

Экспериментальная зависимость отношений $(\Sigma n)^{\rm H}/(\Sigma n)^{\rm p}_{\infty}$ от величин $m_{\rm m}^{\rm H}/\theta$, также представленная на рис. 14, корошо совпадает с расчетной. За исключением района 37 (Африка) разность логарифмов наблюденной общей "энергии" и рассчитанной по формуле (1.24) нигде не превышает 0,15.

Особенно сильно отношение общих "энергий" возрастает при увеличении π_{m}^{H}/θ от 3,0 до 5,5. При π_{m}^{H}/θ 6,5 отношение $(\Sigma\pi)^{P}/(\Sigma\pi)_{\infty}^{p}$ примерно равно единице, и в практических целях может использоваться формула (1.23), в которой общая "энергия" определяется единственной переменной величиной – параметром θ графика повторяемости землетрясений.

Зависимости величин общей "энергии" и "энергии" максимального землетрясения, наблюденных в сейсмических районах Гутенберга-Рихтера, от характеризующих районы значений параметра θ^{\dagger} 66 !



Рис. 15. Зависимости общей "энергин" (а) и максимальной магнитуды (б) землетрясений от параметра в 1-4 - данные наблюдений: 1 - в сейсмических районах Гутенберга-Риктера, 2-4 - в районах укрупненых (2 - на основе района 3; 3 - 5; 4 - того и другого вместе); 5, 6 - зависимости: 5 -Эл(θ), рассчитанная по формуле (1.23), 6 - И = 1g θ = 3,75

представлены на рис. 15. Здесь же представлена зависимость $\Sigma m(\theta)$, рассчитанная по формуле (1.23). Как и следовало ожидать, наблюденные значения Σm в общем занижены относительно расчетных. Однако экспериментальная зависимость 1g $\Sigma m(1g \theta)$ оказывается более слабой, чем выражаемая формулой (1.23). Она резко выполаживается (отношение $(\Sigma m)^{\rm H}/(\Sigma m)^{\rm p}_{\infty}$ уменьшается) в области больших значений параметра θ (районы 1, 5, 12, 14-16; см. табл. 3).

Чем меньше параметр θ графиков повторяемости и "энергия" максимального землетрясения, наблюденного в районе, тем больте отношение $(\Sigma \pi)^{\rm H}/(\Sigma \pi)^{\rm H}_{\infty}$ приолижается к единице. Это объясняется возрастанием отношения $\pi_{\rm m}^{\rm H}/\theta$ при уменьшении величин $\pi_{\rm m}^{\rm H}$ и θ , которое непосредственно видно из графика зависимости $M_{\rm m}^{\rm H}(\lg \theta)$ рис. 15: при уменьшении величины 1g θ от 4,5 до 1 магнитуды $M_{\rm m}^{\rm H}$ уменьшаются в значительно меньших пределах (от 8,2 до 7,0). В соласти сольших значений параметра 9 (1g $\theta > 4,5$) магнитуди $k_{\rm m}^{\rm H}$ максимальных землетрясений, наблюденных в разных районах, примерно одинаковы, т.е. отношение $m_{\rm m}^{\rm H}/\theta$ изменяется с изменением параметра $\hat{\theta}$ еще сильнее.

Покажем, что увеличение отношения π_{m}^{H}/θ обусловлено занижением параметра θ в относительно более крупных районах. Непосредственное сравнение площадей Q районов Гутенберга-Рихтера и параметров θ графиков повторяемости землетрясений в етих районах показывает их обратную зависимость (см. табл. 3). Эта зависимость настолько сильна, что отношение π_{m}^{H}/θ в таких районах, как, например, 32, 37, 40, 43; (см. табл. 3), увеличено, несмотря на то, что "энергии" (магнитуды) максимальных наблюденных землетрясений понижены сравнительно с другими районами.

Плошали таких глобальных сейсмических районов, как 32, 37. 40. 43 (см. табл. 3). завеломо и значительно превышают плошали S_ областей подготовки набляденных там максимальных землетрясений: И = 7,5; 7,9; 7,3; 7,1; 7,0 соответственно (площаль зоны полготовки землетрясения с И = 8,6 составляет примерно (2.5-5).10⁶ км² [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966]). Можно думать. что в таких больших и неоднородных в сейсмическом отношении районах наиболее активны области. в которых наблюдены максимальные землетрясения. Если площадь района, в котором получен график повторяемости, во много раз больше площади области полготовки максимального наблюденного землетрясения, то при нормировании по площади повторяемость $n(\overline{X})$ сильно занижается относительно значения. среднего для упомянутой области. За счет присоединения относительно менее сейсмоактивных областей, т.е. включения в график повторяемости относительно слабых землетрясений. наклон о графика повторяемости должен при этом увеличи-

таблица 4. Параметры укрупненных районов и графиков повторяемости магнитуд зарегистрированных в них землетрясение

Район		٥	-lgr(M =7)	1 g θ	$lg(\Sigma m)^{H}$	K ^E	N ^E -12-
укруп ненный	Гутенберга- Рихтера					m .	π
	2 3 4 5 6 7	8,91 8,51 3,24 12,02 4,27 14,45	- - - - - -	3-9 5,8 3,5	- 3,55 4,10 4,36 4,41 3,77	7,3 8,3 7,6 8,1 8,0 7,8	4,4 2,4 4,3
а б г д е х и	2,3 3,4 2,3,4 3,4,5 2,3,4,5 3,4,5,6 2,3,4,5,6 3,4,5,6,7 2,3,4,5,6,7	17,4 11,75 20,65 23,75 32,65 28,10 37,00 42,6 51,5	3,78 3,604 3,768 3,545 3,637 3,481 3,554 3,600 3,622	3,8 4,4 3,9 4,7 4,3 4,9 4,6 4,4 4,4	3,890 4,051 3,895 4,228 4,121 4,267 4,142 4,147 4,085	8,3 8,3 8,3 8,3 8,3 8,3 8,3 8,3 8,3	4,94,6047-9 3,94,6047-9 3,94,79 3,9 3,9 3,9
к Л М Н О	4,5 5,6 4,5,6 5,6,7 4,5,6,7	15,25 16,35 19,60 30,85 34,10	3,622 3,434 3,570 3,584 3,686	4,4 5,1 4,6 4,5 4,1	4,283 4,374 4,321 4,178 4,155	8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 6,1	3,7 3,0 3,5 3,5 4,0

II р и м е ч а н и е. $\pi(M=7)$ - нормированная повторяемость землетрясений в магнитудном интервале $M = 7\pm0,25$. Остальные обозначения см. в табл. 3 и в тексте.

ваться относительно среднего для области подготовки значения. Согласно формулам (1.18), (1.19), параметр 0, определенный по графику повторяемости для всего района Гутенберга-Рихтера, будет в таком случае занижен относительно неизвестного парамет-
ра θ_{v} градика повторяемости, карактеризующего именно сейсмогенерирующий объем V, осъем горных масс, ответственный за подготовку максимального землетрясения. Возможно также, что значения θ , полученные в относительно небольших районах (1, 5, 14-16; см. табл. 3), завышены в сравнении с соответствующими величинами θ_{v} , воледствие чего отношения π_{m}^{H}/θ в таких районах понижены.

Эти предположения проверены следующим образом. По оригинальным данным [Chouhan et al., 1968] для районов западного посережья Северной Америки (2-7; табл. 4, см. табл: 3) были построены графики повторяемости и определены параметры θ , а также суммы (Σm)^H для районов солее крупных, чем каждый из этих районов. В качестве основы для укрупнения взяты районы 3 и 5. В первом из них за время наблюдений произошло наиболее сильное землетрясение, в второй, кроме большого значения M_m^H , характеризуется еще и большой величиной параметра θ . Укрупнение заключалось в объединении основного района с одним или несколькими смежными с ним: 5 + 4; 5 + 6; 5 + 4 + 6 и т.д. Основные данные об укрупненных районах и вычисленных в них характеристиках сейсмического процесса представлены в табл. 4.

Данными по укрупненным районам дополнены зависимости $\Sigma\pi(\theta)$, $\pi_m^H(\theta)$ рис. 15 и $\theta(Q)$, полученные по характеристикам глосальных районов Гутенсерга-Рихтера¹. Эти данные показывают (рис: 15, табл. 4), что по мере укрупнения высокосейсмичного района 5, характеризующегося большими значениями величин θ и $(\Sigma\pi)^H$, средний для укрупненного района параметр θ быстро уменьвается (см. табл. 3, 4 и рис. 15), а отношение π_m^H/θ (и $(\Sigma\pi)^H/(\Sigma\pi)_m^p)$ быстро увеличивается, приблыжаясь к значениям, ха-

¹ Последняя зависимость графически не представлена, она видна из табл. 3.

рактерным для районов 7 и 24, размеры которых сравнимы с размерами укрупненных районов. При укрупнении на основе района 5, для которого характерны относительно большая "өнергия" максимального наблюденного землетрясения и относительно меньшая сейсмическая активность (т.е. меньшие значения θ и $(2\pi)^E$), параметр θ , наоборот, возрастает (см. табл. 3, 4 и рис. 15), а отношения $\pi_{\rm m}^{\rm H}/\theta$ и $(\Sigma\pi)^{\rm H}/(\Sigma\pi)_{\infty}^{\rm p}$ уменьшаются, также, но с другой стороны приближаясь к значениям, характерным для районов 7 и 24. Наблюденные значения общей "өнергии" при втом изменяются в меньшей степени: при укрупнении на основе района 5 уменьшают-ся примерно в 2 раза, а при укрупненый на основе района 3 в конечном счете увеличиваются в 1,5 раз (см. табл. 4).

Если считать, что наблюденное значение "" может служить оценкой "енергии" Л максимального землетрясения, возможного в том или ином сейсмическом районе (равно величине Т или близко к ней), то, как установлено в предыдущем разделе, "энергия" " должна быть пропорциональна параметру 0, долговременного градика повторяемости. построенного для соответствующего сейсмогенерирукшего объема. Эта пропоршиональность графически представлена на рис. 15 прямой lg $\theta = M_m^H - 3,75$, которая проведена условно так. чтобы она проходила примерно посредине облака экспериментальных точек на графике зависимости M^H (1g 9), построенной по характеристикам районов Гутенберга-Рихтера (неукрупненным). Экспериментальные точки в зависимости $M_{-}^{H}(\theta)$, построенной π_{-}^{*} данным для укрупненных районов, по мере укрупнения все более приближаются к этой прямой: как спгава, со стороны большого значения 0, характерного для района 5, так и слева, при укрупнении района 3.

В сейсмических районах, по размерам превышающих ответственные за максимальные землетрясэния сейсмогенерирующие облас-



F и с. 16. Завлописсти от максимальной магнитули общей "енергии" землетрясений, виделяющейся в среднем за единицу времени 1 год. из едински соъема (1650 · 60 км²) (2) и во всем гло-Сальном сейсмическом районе (б)

1, 2 - данные насличений: 1 - в районах Гутенберга-Рихтера, 2 - в укрупненных районах (см. тасл. 4); 3, 4 - зависимости: 3 - рассчитанная по формуле (2.11), 1 - прямопропоримональная

ти, занижаются относительно соответствующих характеристик $(\Sigma m)_V$ этих областей также и наблюденные средние величины $(\Sigma m)^H$ общей "энергии" землетрясений, происходящих в единице объема района за единицу времени. Если внергия m_m^H максимального наблюденного землетрясения пропорциональна параметру θ_V , среднему для соответствующей сейсмогенерирующей области, то из формулы (1.24) получается следующее соотношение (в логарифмическом виде):

lg $(\Sigma m)_{\rm V} = (1 - \beta) I_{\rm m}^{\rm H} + {\rm const}$, где $\hat{p} = 0,55$. Однако представленная на рис. 16, α экспериментальная зависимость между величинами lg $(\Sigma m)^{\rm H}$ и $I_{\rm m}^{\rm H}$ оказалась более сильной.

Это объясняется относительным занижением общей "внергик" $(\Sigma m)^E$ в больших районах 32, 33, 37, 40, 43, для которых характерны пониженные значения магнитуд M_m^E , и относительным завышением сс в районах 1, 5, 14-15, 19, в которых наблюдены большие магнитупы M^E , но площадь которых меньше.

При укрупнении районов 5 и 3 (см. табл. 4) величины $(\Sigma \pi^{-1})$ уменьшаются, и зависимость рис. 16, С выполаживается по мере приближения размеров укрупненных районов к размерам относительно больших районов Гутенберга-Рихтера (32, 33, 37, 46, 43). Уменьшение общей "внергии" $(\Sigma \pi)^{H}$ происходит только при укрупнении, осуществляемом за счет присоединения к району основному районов менее сейсмически активных. Так, при укрупнении на основе района 3 это наблюдается только до тех пор, пока в укрупненный район не попадает высокосейсмичный район 5 Гутенберга-Рихтера (см. табл. 4).

Параметр θ, сейсмогенерирующий объем и "энергия" максимального землетрясения

Для шести сильных (M > 6) и одного средней силы коровых землетрясений, происшедших в разных районах Евразии, Б.И.Кейлис-Борок и Л.Н.Малиновская [1966] выделили области, в которых в течение некоторого времени, предлествующего землетрясению, закономерно изменяется сейсмический режим, - области подготовки. Эти области выделялись путем сравнения карт впицентров за последовательные промежутки времени перед изучаемым "готовящимся" землетрясением. В каждом случае на некотором количестьє карт было видно увеличение со временем (от карты к карте) плотности впицентров и одновременное расширение занимаемой им: области. Эта расширенная область после существенной генерализации ее границ и принималась за область подготовки.

Сейсмический режим в области подготовки карактеризовался

изменяющейся во времени суммой [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966]:



 $(\underline{W}-\underline{\sigma})$ -d<u>W</u>. где $N_{\underline{N}}$ - число землетрясений с магнитудой <u>W</u> за время от $t-\Delta t$ до $t; P_{\underline{W}}$ - вес землетрясений с магнитудой <u>W</u>; <u>W</u> - магнитуда "готовящегося" землетрясения; $\gamma = 1/4$ или 1/2 - в зависимости от точности определения магнитуды <u>W</u>; <u>OM</u> - интервал магнитуд землетрясений, включенных в суммирование. Веса $P_{\underline{N}}$ подбирались так, чтобы в сумме $\Sigma(t)$ были существенно представлены все землетрясения в изучаемом дианазоне "энергии", т.е. так, чтобы сумма $\Sigma(t)$ одинаково зависела как от количества землетрясений в этом дианазоне, так и от общей "энергии", виделяющейся в их очагах.

Плошадь S_{Π} области подготовки землетрясения зависит от его "енергии". Эта зависимость, заимствованная из работы В.И.Кейлиса-Борока и Л.Н.Малиновской [1966], в логарифмическом виде (lg $S_{\Pi}(M)$) представлена на рис. 17, С. В области M > 6 мы аппроксимировали ее следующим выражением:

1g S_{II} (10³ км²) = 0,55М - 1,15. (2.12) Индекс "•" при магнитуде в (2.12) и ниже опущен. На рис. 17, С представлены также экспериментальные данные о зависимости между логарифмами величин площади Q глобального сейсмическогс района и "энергии" m^H_m максимального наблюденного в нем землетрясения. Некоторые районы (32, 37 и др.) оказались значительно большими, чем области подготовки (как они определены В.И.Кейлисом-Бороком и Л.Н.Малиновской) максимальных наблюденных в них землетрясений. Прочие районы (1, 5, 12, 16, 19) меньше сбластей подготовки землетрясений с магнитудой M = M^H_m. Только районы 7 и 24 примерно равны по площади областям подготовки наблюденных в них землетрясений.

74 [†]



Р в с. 17. Зависимости площади области подготовки сильного землетрясения от его магнитуды (а) и зависимости площади (а) и шприны (б) глобального сейсмического района от магнитуды максимального наблюденного землетрясения

1 - площади областей подготовки и размах возможных значеный по В.И.Кейлису-Бороку и Л.Н.Малиновской [1966]; 2 - данные для районов Гутенберга-Рихтера; 3 - зависимость (2.8)

На рис. 18 в логарифмическом виде представлены значения π_m^H/θ , полученные в том или ином сейсмическом районе, в зависимости от отношения Q/S_{II} площадей этого района и области подготовки максимального наблюденного в нем землетрясения. Площадь S_{II} при этом определялась из соотношения (2.12). Для больших по площади сейсмических районов (32, 33, 37, 40, 43) карактерны повышенные значения отношения π_m^H/θ , а для меньши: (1, 3, 5, 12, 14, 16, 18, 19) - пониженные, несмотря на то, что в первых наблюдены относительно меньшие "энергия" π_m^H ($\mu_n^H = 7, 0 - 7, 9$), чем во вторых ($\mu_m^H = 8, 0 - 8, 5$). Чем больше сейсмических район значения трасения, тем больше среднее для района значения наблюденного землетрясения, тем больше среднее для района значение параметра θ занижается относительно "энергии" втого землетрясения, и относительно параметра θ_{rr} , характериюр

.



F и с. 18. Зависимость между отношениями максимальной наблюленной "энергии" к параметру в в глобальном сейсмическом районе, а также его плошали к плошали области подготовки максимального землетрясения, определенной согласно выражению (2.8). Условные сосзначения см. на рис. 15

ищего область подготовки, т.е. сейсмогенерирующую область. Наоборот, значения параметра θ , полученные в малых районах (Q/S_{II} < 1), завышены относительно величин (π_{m}^{H}) и θ_{V} . При укрупнении сейсмических районов 3 и 5, характеризующихся соответственно повышенными и пониженными отношениями π_{m}^{H}/θ , експериментальные данные прислижаются (с разных сторон) к общей зависимости рис. 18 между величинами 1g (π_{-}^{H}/θ) и 1g (Q/S_{-}).

Значения θ , определенные в районах, для которых отношение $Q/S_{_{\rm II}}$ равно единице, соответствуют параметру $\theta_{_V}$, среднему для сейсмогенерирующей области. Величину отношения $m_{_{\rm III}}^{\rm H}/\theta_{_V}$ в таких районах можно оценить из зависимости рис. 18. Логарийм ее $M_{_{\rm III}}^{\rm H}$ - 1g $\theta_{_V}$ колеблется в пределах от 3,4 до 4,2, что в общем согласуется с прямой $M_{_{\rm III}}^{\rm H}$ - 1g θ = 3,75, проведенной на рис. 15 визуально. Примем для логарийма. отношения $m_{_{\rm III}}^{\rm H}/\theta_{_V}$ значение, равное

четырем (k = 4). Пользуясь постоянством этого отношения, може: оценивать значения параметра θ_V (долговременные средние для сейсмогенерирующих областей, ответственных за максимальные наслюденные землетрясения) по "энергии" этих землетрясений: $\theta_V = \pi_M^H / 10^R = \pi_M^H \cdot 10^{-4}$, или 1g $\theta_V = M_m^H - 4$.

Поскольку отношение π_{m}^{H}/Θ_{V} постоянно, то постоянно и отношение $\Sigma \pi (0 < \pi \leq \pi_{m}^{H}) / \Sigma \pi (0 < \pi < \infty)$ сумм $\Sigma \pi$, вычисляемых по землетрясениям с "энергиями" в диапазонах от 0 до π_{m}^{H} (формула (1.24)) и от 0 до ∞ (формула (1.23)):

 $\Sigma m (0 < m \le m_{\rm m}^{\rm H}) = k_1 \Sigma m (0 < m < \infty), \qquad (2.13)$ где k_1 - коеффициент. Вообще, коеффициент k_1 зависит от отношения $m_{\rm m}^{\rm H}/\theta$ (см. рис. 14), но когда $\theta = \theta_V$ и $m_{\rm m}^{\rm H}/\theta_V =$ оопыт, т.е. когда по формуле (2.13) вычисляется общая "внергия", средняя для сейсмогенерирующего объема V, етот коеффициент равен постоянной величине. Согласно расчетной зависимости рис. 14, при $m_{\rm m}^{\rm H}/\theta_V = 10^4 - k_1 = 0.49$, (если принять отношение $m_{\rm m}^{\rm H}/\theta_V$ равным $10^{3.75}$, то коеффициент k_1 в (2.13) будет равен 0.43; если $m_{\rm m}^{\rm H}/\theta_V = 10^{3.8}$, то $k_1 = 0.38$).

Таким образом, формула (1.23), скорректированная коэффилиентом k_1 , может использоваться для расчета среднего значения общей "энергии" (Σm)_V землетрясений в диапазоне 0 < $m < m_{\pi}^{E}$, происходящих в единице сейсмогенерирующего объема за единицу времени. Значение параметра θ_{V} (среднее для сейсмогенерирующего объема) может при этом оцениваться по величине m_{π}^{H} "энергих" максимального наблюденного в сейсмическом районе землетрясения:

$$(\Sigma m)_{V} = \frac{k_{1}}{\frac{R(1-\beta)}{10}} \frac{n_{0}m_{1}^{\beta}}{\alpha_{1}} \left[\left(\frac{1-\beta}{\alpha} \right) \left(m_{m}^{H} \right)^{1-\beta} \right]$$
(2.14)

Подставляя в (2.14) численные значения коэффициентов α , β , n_0 , семейства графиков повторяемости коровых землетрясений по магнитуде и принимая k = 4, $k_1 = 0,49$, подучаем следующее прос-

тое соотношение между величинами "внергии" $m_{m}^{H} = 10^{m}$ максимального наблюденного в сейсмическом районе землетрясения и общей "внергии" $(2m)_{\gamma}$ (нормированной по площади на 1000 км² и по времени: на 1 год), средней для сейсмогенерирующий области, которая ответственна за вто максимальное землетрясение:

$$(\Sigma m)_{V} = 2,9 (m_{m}^{H})^{O,45},$$

или в логарифмическом виде:

$$lg(\Sigma \pi)_{\gamma} = 0,45 M_{\rm m}^{\rm H} + 0,46.$$
 (2.15)

Прямая (2.15) графически представлена на рис. 16, *а.* В сольших по площади районах ($Q/S_{\Pi} > 1$), характеризующихся повышенными значениями отношения m_{Π}^{H}/θ (районы 7, 32, 33, 37, 40, 43), средние нормированные значения общей "внергия" (Σm)^H занижени. В районах, которые по площади меньше, чем области подготовки наблюденных в них максимальных землетрясений, наблюденные значения (Σm)^H завышени.

Для пространственного распределения коровой сейсмичности в глобальном масштабе карактерна локализация землетрясений в сейсмических поясах, имеющих очень большое протяжение, ветвяшихся и изменяющих направление. В частности, это относится к землетрясениям в сейсмических районах 32, 33, 40, 43 Гутенберга-Рихтера, тяготеющим к поясу срединно-океанических кребтов г связанным с ними трансформным разломам (см. табл. 3). Расчленение такого пояса на генетически самостоятельные сейсмические районы может быть и неоднозначным и неправомерным. Более уверенно на карте эпицентров можно измерить ширину сейсмического пояса в области локализации впицентра максимального землетрясения (ширину D сейсмического района).

На рис. 17, б представлена зависимость логарифма величины D от магнитуды соответствующего максимального землетрясения, заимствованная из работы [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966]. От-

мечены номера больших (океанических) районов. В отличие от площадей (см. рис. 17, С) поперечные размеры этих районов не завышаются, они тем меньше, чем меньше "энергия" максимального наслюденного в районе землетрясения.

Пля пространственного распределения сейсмичности характетна также тенденция к сосредоточению в "гознитном" слое земнот коры, ВО ВСЯКОМ СЛУЧАЕ В ЛИТОСЛЕДНОМ СЛОЕ, ПОЛОШЕА КОТОРСТО расположена на глубинах 100-150 км под континентами и на глубинах 50-100 км пол океанами. Ниже, в астеносфере с ее пониженной вязкостью и повышенной текучестью, тектонические напояжения накапливаться не могут. Повтому форма областей полготовки максимельных землетоясений существенно неизометрична; сейсмогене-DATYMENA OGSEMN DASJUNASOTCA DO BEJENNARE B OCHOBHOM 32 CHET DASличия их горизонтальных размеров. Из зависимостей рис. 17. С. С следует. что в противном случае сейсмогенерирукшие области. Стветственные за землетрясения с магнитудой # ~ 8.5 распространялись бы глубоко в астеносферу, до глубин дорядка 1000 км. Интересно, что "энергия" сильных землетрясений примерно в слинажевой степени зависит как от плошали области полготовки (рис. 17. а), так и от ширины соответствующего сейсмического района (рис. 17. О). Возможно, что объем сейсмогенерирующей области определяется даже не просто ее горизонтальными размерами, э в оснокном поперечными размерами геологических структур. тектонический процесс в которых приволит к возникновению землетрясений.

Главным образом за счет горизонтальных размеров увеличиесются с ростом магнитуды землетрясений не только объемы ответсовенных за них областей подготовки, но в собственно объемы очегов землетрясений. В какой-то мере форма очага как области, из которой высвобождается "внергия" землетрясения, определяется формой гипоцентральной области его афтершоков [Ризничени: 1976а]. Представленная на рис. 11 экспериментальная завизимость

между величинами объема V гипоцентральной области афтершоков и плошали S их эпицентральной зоны в области S ≤ 10⁴км² описывзется выражением (2.6) - 1g V ~ 1,461g S, допускающим изометричность и геометрическое подобие гипоцентральных областей афтершоков относительно слабых и более сильных землетрясений. очаги больших (S_{1} > 10⁴км²) землетрясений уже не изометричны и не подобны геометрически; объемы гипоцентральных областей абтершоков таких землетрясений увеличиваются с ростом магнитулы только (в основном) за счет горизонтальных размеров (за счет увеличения площади S_): $\lg V \propto 1,13 \lg S$ (2.7). Согласно многочисленным корреляционным соотношениям $\lg S_{(M)}$ [Востриков, 1973: и др.]. площадь эпицентральной зоны афтершоков порядка 10⁴км² характерна для землетрясений с магнитудами, близкими к 7.5. В этой области (И ~7.5) терпит излом и кривая зависимости объема V от площади IN главного разрыва в очаге землетрясения (CM. DEC. 11).

Объемы областей подготовки во много раз больше, чем объемы очагов "подготовленных" ими землетрясений. Поэтому замедление (и прекращение) роста их вертикальных размеров с увеличением магнитуды "подготовленного" землетрясения должно наблюдаться уже в области более слабых (И<7,5; $S_{\star} < 10^4 \text{ км}^2$) землетрясений.

Рассмотрим теперь зависимость от величины $m_{m}^{H}(\mathbf{x}, c.n.e.dobs)$ тельно, от параметра θ_{V}) среднего значения общей "энергии" землетрясений, происходящих в единицу Бремени не в единице объема, а во всем сейсмогенерирующем объеме: $(\Sigma m)_{V} = V(\Sigma m)^{H}$, или с учетом вышесказанного $(\Sigma_{V}m)_{V} = \text{const} \cdot S_{\Pi} \cdot (\Sigma m)^{H}$. Согласно (1.24), ета зависимость в логарифмическом виде должна выражаться соотношением

 $lg(\Sigma m) = const + lg \nabla + (1-\beta) \boldsymbol{\mathcal{U}}_{m}^{H},$ $lg[S_{m} \cdot (\Sigma m)^{H}] = const + (1-\beta+x) \boldsymbol{\mathcal{U}}_{m}^{H}, \qquad (2.16)^{H}$

80 |

если логарифи величины сейсмогенерирунцего объема (или плоцади области подготовки) связать с магнитудой максимального наблюденного землетрясения линейной зависимостью 1g $V = \text{const} + 1g S_{\Pi} = \text{const} + x M_{\Pi}^{H}$. Если угловой коэфициент x в этой зависимости меньше единицы, если, например, $x \simeq \beta$ как в соответствующем экспериментальным данным соотношении (2.12), то выражение (2.11) будет близко к прямой пропорциональности: $\lg (\Sigma m)_V$ $\propto M_{\Pi}^{H}$. Т.е. $(\Sigma m)_V \propto m_{\Pi}^{H}$. Если, как в случае последовательностей афтершоков сильных землетрясений (см. выше), "энергия" макси-мального землетрясения пропорциональна величине подготовившего его сейсмогенериоующего объема (x = 1), то зависимость (2.16) более сильная: $\lg (\Sigma m)_V \propto (2 - \beta)M_{\Pi}^{H}$. В другом же крайнем случае - при постоянстве величины V и независимости ее от $m_{\Pi}^{H} (x = 0)$ - угловой коэфициент (1- β) в (2.16) будет меньше единицы.

Оценкой общей "энергия" $(\Sigma m)_V$ может служить также величина V, V может служить также величина $(\Sigma m)_Q^H = (\Sigma m)^H \cdot Q$, т.е. среднее значение общей "энергии" всех землетрясений, происходящих в пределах сейсмического района за 1 год. При построении графиков повторяемости [Chouhan et al., 1968] и при определении их характеристик, в том числе и общей "энергии", учитывались только землетрясения с глубинами гипоцентров от 0 до 60 км (поверхностные). Поэтому можно считать, что толщина производящего землетрясения слоя горных масс примерно одинакова во всех районах, т.е. что площадь Q сейсмического районах, $(\Sigma m)_Q^H$ дают тем более завышенные относительно значений $(\Sigma m)_V$ оценки общей "энергии", чем больше "объем" сейсмического районе завышен относительно сейсмогенерарующего объема, контролируемсто площады S_{Π} области подготовки, и необорот.

Зависимость логаријна величнины (Σm)^H.от магнитуди макои-

мыльного землетрясения, наблюденного в сейсмическом районе, представлена на рис. 16, б. При прочих равных условиях с увеличением "осъема" Q (отношения Q/S) общая "внергия" $(\Sigma m)_Q^H$ не уменьшается как нормированная величина $(\Sigma m)^H$, а увеличивается, и насборот. Поэтому экспериментальная зависимость рис. 16, б оказывается более слабой, чем определяемая выражением (2.16). Однако при укрупнении районов 3 и 5 Гутенберга-Fихтера, небольших по плошади, но характеризующихся большими магнитудами максимальных землетрясений, суммы $(\Sigma m)_Q^H$ увеличиваются. Если на графике рис. 16, б принимать во внимание величины $(\Sigma m)_Q^H$ и m_m^H только для ослыших районов, т.е. для районов 32, 33, 37, 40, 43 и укрупненных (см. табл. 3 и 4), то зависимость между етими. величинами оказывается близкой к прямой пропорциональности: $\lg (\Sigma n)_{-}^{H} \propto M_{-}^{H}$.

Представленные на рис. 16-18 экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в случае "нормальной" коровой сейсмичности с увеличением (или уменьшением) сейсмогенерирующего объема "энергия" максимального землетрясения растет (или уменьшаетоя) быстрее, чем этот объем. Если зависимость между величинами V и $\pi_{\rm m}$ описать степенной функцией, то показатель степени ее оказывается примерно равным коэффициенту β семейства графиков повторяемости коровых землетрясений: V $\propto \pi_{\rm m}^{-\beta}$.

Эту зависимость не слещует путать с зависимостью между объемом очага землетрясения и его "энергией" (не максимальными). Последняя, как показано выше, может быть и прямой проноршиональностью (так, показатель степени в зависимости плодади эпишентральной зоны афтершоков от "энергин" $m = 10^{M}$ главного землетрясения варытрует от одного сейсмического района к другому в пределах от 0,8 до 1,0 [Востриков, 1973; и др.]).

Глава третья

ЗАКОН LOBTOPHEMOCTИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

3.1. Связь характеристик графика повторяемости

с макроскопическими параметрами сейсмического течения

Поскольку сейсмогенерирующая область многократно превышает по объему очаг максимального возможного землетрясения, упругие деформации, предшествующие землетрясениям, и дискретные в пространстве и во времени смещения в очагах землетрясений слабых и сильных, вплоть до максимального, можно рассматривать как элементы, составляющие единый процесс квазипластического деформирования горных пород [Ризниченко, 1965а, 1976 б; Костров, 1975]. Этот процесс является частью тектонических деформационных движений (тектонического течения) литосферы в больших пространственно-временных областях, которая обязана совокупности происходящих здесь землетрясений. Ю.В.Ризниченко назвал его сейсмическим течением горных масс.

Граница между дискретностью и сплошностью деформации, между частью ее, относимой к непрерывному тектоническому теченик, и частью, обязанной подвижкам в очагах землетрясений, в общем условна и зависит от масштаба рассматриваемого процесса [Кузнецова, 1969; Костров, 1975]. Так, если речь идет об относительно крупном тектоническом разрыве длиной L, то сопровождающая его формирование "пластическая" деформация складывается не только из дислокаций в кристаллах и микротрещин, но включает и сумму макроскопических смещений по разрывам сплощности в очагах относительно слабых землетрясений. Смещения по разрывам, длина которых меньше некоторого граничного значения l_0 (такого, что $l_0/L<<1 = \text{const}$) и которым соответствуют объемы очагов землетрясений, меньшие некоторого граничного значения v_0 , относятся

к пілошной, "пластической" деформации, смещения в больших к совему очагах землетрясений ($v \ge v_{\rm C}$) рассматриваются как дис. кретные акти. Пространственный масштаб процесса сейсмическом течения определяется величиной V сейсмогенерирующего объема (объемом $v_{\rm m}$ очага максимального землетрясения), повтому объем очага минимального землетрясения изменяется от одного сейсми. ческого района к другому так, что всегда выполняется услови. $v_{\rm c}/v << 1 = {\rm const}$ (и $v_{\rm c}/v_{\rm m}<<1 = {\rm const}$).

Аналогично можно говорить и об "энергия" m_0 минимального в том или ином сейсмическом районе землетрясения. "Энергия" m_0 также зависит от масштаба сейсмического процесса; величина ее не постоянна, а меняется от одного сейсмического района к другому так, что всегда остается пропорциональной "энергия" максимального землетрясения и параметру θ_v , среднему для ответственного за это землетрясение сейсмогенерирующего объема: $m_0/m_m \ll \le 1 = \text{const}$ и $m_0/\theta_v \ll 1 = \text{const}$.

Нормированное на единичный объем и единичное время общее количество Σn землетрясений с "энергиями" в диапазоне $m_0 \leq m \leq m_n$, нижняя граница которого изменяется пропорционально масштабу сейсмического процесса, конечно и уменьшается с увеличением этого масштаба, т.е. с ростом параметра θ_v , среднего для объема, в котором этот процесс протекает. Это подтверждается экспериментальными зависимостями рис. 10, которые согласуются с расчетами величины Σn по формуле (1.22), если в том и другом случае под символом θ понимать соответствующую характеристику θ_v сейсмогенерирующего объема (формулы (1.17) – (1.24) справедливы для любой сейсмически активной области, в том числе и для сейсмогенерирующих объемов, для которых $\theta = \theta_v \propto m_o$.

Определяемая по формуле (1.24) при $\theta = \theta_V$ общая "энергия" землетрясений, происходящих в единице сейсмогенерирующего объема за единицу времени, практически не зависит от того, равен ли в нижний предел интегрирования нулю или любому достаточно малому значению m_Q/θ_V . Величина Σn , определяемая по формуле (1.22., наоборот, практически не зависит от верхнего пределя интегрирования (∞ или m_m/θ_V), зато сильно зависит от выбора отношения m_Q/θ_V (т.е. от высора конкретного значения величины m_C при заданных значениях θ_V и m_m). Повтому средняя "внергия" m землетрясений в диапазоне $m_Q \leq m \leq m_m^H$ так же сильно зависит от нихней границы втого диапазона, т.е. от выбора значения m_C при заданных значениях θ_V , m_m или от величин m_O/θ_V , m_O/m_m в общем случае.

Средняя "внергия" \tilde{m} по определению [Г.Корн, Т.Корн, 1968] равна отношению величин Σm и Σn , если их вычись ять соответственно по формулам (1.24) и. (1.22). Если выполняются условия m_0/θ_V = ponst и m_0/m_m = const, то интегралы в этих формула: равны постоянным величинам и средняя "энергия" $\tilde{m} = \Sigma m/\Sigma n$ оказывается равной параметру θ_V с точностью до постоянной, величина которой зависит от того, каким конкретно выбрано отношение m_0/m_m (или m_0/θ_V).

"Энергия" землетрясения зависит от объема v его счага и от средней плотности, выделяющейся в очаге "энергии": $m = v\Delta\xi$ (если, например, под "энергией" понимать сейсмический момент землетрясения, то величина $\Delta\xi$ эквивалентна среднему значених снятого в его очаге напряжения $\Delta 0$ [Ризниченко, 19766]). Полосно "энергии" m величины \tilde{v} и $\Delta\xi$ можно рассматривать как случайные и говорить об их средних (для совокупности землетрясений) значениях \tilde{v} и $\Delta\xi$. Если сейсмогенерирукций объем V, средняя плотность упругой энергии в которой равна $\tilde{\xi}$, мысленно разбить на некоторое количество меньших объемов, "микрообъемов", то в каждом на них будет своя, в общем случае отличающаяся от средней плотность упругой энергии ξ_{ξ} . С увеличением етих "микрообъемое" и уменьшением их количества дисперсия величины ξ , относительно

среднего значения ξ судет уменьшаться, индивидуальные для "микроссъемов" значения ξ_i будут все более приближаться к среднему. Плотность "энергия" $\Delta \xi_i$, снимающейся в том или ином счаге, также отличается от среднего для данной совокупности землетрясений значения $\Delta \xi$. Поэтому "энергия" землетрясений, произведенных одинаковыми по совему очагами, может быть различной. С увеличением размеров очагов плотности снимающейся в них "энергии" все меньше варьируют от случая к случаю и все больше приолижаются к среднему для сейсмогенерирующего объема значению $\Delta \xi$, так что для "энергии" максимального землетрясения можно записать следующее приближенное равенство: $m_{\perp} = v_{\perp} \Delta \xi$.

Аналогичное равенство можно записать и для "внергии" минимального землетрясения: $m_0 = v_0 \Delta \xi$. Если при образовании нарушения сплошности в некотором объеме горных пород, равном зеличине v_0 , снимается плотность "энергии" меньшая, чем средняя $\Delta \xi$, т.е. выделяется "энергия" меньшая, чем величина m_0 , то это событие относится не к землетрясениям, а к "пластической" деформации.

Таким образом, для сейсмогенерирующего объема справедливы следующие соотношения:

 $\theta_{v} = p_{1} v_{0} \widetilde{\Delta \xi} = p_{2} v_{m} \widetilde{\Delta \xi} = p_{3} V \widetilde{\Delta \xi}, \qquad (3.1)$

где p_1 , p_2 , p_3 - постоянные козффициенты. Величина $p_1(p_1>>1)$ зависит от конкретного высора отношения m_0/m_p .

В случае, если величины $\Delta \xi$ и v независимы, среднее для совокупности землетрясений значение "энергии" равно произведенью средних значений этих величин: $\tilde{m} = \tilde{v} \cdot \Delta \xi$ [Г.Корн, Т.Корн, 1968]. Тогда для параметра θ_v совокупности землеттясений в сейсмогенерирующем объеме получается следующее соотношение:

$$\Theta_{v} = p \, \tilde{m} = p \, \tilde{v} \, \Delta \xi, \qquad (3.2)$$

где D - постоянный ковфициент, величина которого зависит от

конкретного выбора отношения m_0/m_m (или m_0/θ_V): увеличивается с уменьшением этого отношения. Если величины v и $\Delta\xi$ взаимозавискмы, то параметр θ_V связан со средними значениями \tilde{v} к $\Delta\xi$ более сложной, чем выражаемая соотношением (3.2), зависимостьк, но, как и (3.2), ета зависимость поямая.

Подставляя в соотношение (3.1) установленные выше зависимости V $\propto (m_{\rm m}^{\rm H})^{\rho} \propto \theta_{V}^{\rho}$; $\theta_{V} \propto V^{1/\rho}$, приходим к выводу, что средняя величина плотности "энергии", снимающейся в очагах землетрясений сейсмогенерирующей области, увеличивается с увеличением ее объема:

 $\Delta \xi \propto \nabla^{(1-\beta)/\beta}$, rge $\beta < 1$.

Этот вывод согласуется со следующим эффектом, впервые, видамому, указанным К.И.Кузнецовой [1969]. С увеличением масштаба рассматриваемого процесса (объема V) все большее число мелких нарушений сплошности относятся к "пластической" деформеции. Эти нарушения увеличивают пластическую энергоемкость рассматриваемой системы, т.е. при прочих равных условиях снижают вероятность образования больших, близких к максимальным в объеме V, разрывов. Одним из способов "компенсации" повышения пластичности является увеличение скорости деформация. Следоветельно, для формирования относительно более крупных разрывое нужны и бо́лыше скорости деформации. При прочих равных условиях (неизменные температура, всестороннее давление и эффективная вязкость) повышение скорости деформации вызывает увеличение среднего для объема V напряжения, а следовательно, среднего значения перепада напряжений в очагах землетрясений.

Связь параметров нелинейного графика повторяемости и процесса сейсмического течения горных масс. Скалярными макроскопическими параметрами сейсмического течения, средними для отвеченного им объема V горных масс (сейсмогенерирующий объем), яе-

. 🕰 .

пянтся напряжение С. сейсмическая скорость деформации $\dot{\epsilon}_{c}$ = = =iS_/uT за счет течения и сейсмическая вффективная вязкость η_{c} , ноторая посредством модуля упругости μ связана со средним значением сейсмического времени релаксации $\tau_{c} = \eta_{c}/\mu$.

В дальнейшем, если из контекста понятно, что имеется в виду. мы будем иногда опускать индексы "с" у символов É, "), "С и называть осозначаемые ими величины просто скоростью деформации, вязкостью и временем редаксации.

К.И.Кузнецова [1969] исследовала модель неоднородной упругой и релаксирующей среды с постоянным временем релаксации (теле Максведла / и с временем релаксации. экспоненциально зависяшим от напряжения; прочность характеризовалась экспоненциальны-МХ ФУНКЦИЯМИ. СВЯЗНВАЮЩИМИ СКОДОСТЬ ДОСТА ТДЕЩИН Е СДЕДЕ С НАПряжением. Для различных комбинаций значений параметров среды и для разных экоростей деформации (сдвита) рассчитаны зависимости относительного количества образоваешихся в среде трешин от их **ЛЛИНЫ** И ОТ ВЕЛИЧИНЫ ВЫЛЕЛЯЮЩЕЙСЯ НА НИХ УПОУГОЙ ЭНЕДГИИ. В ОИлогаридмическом масштабе эти кривне нелинейны и похожи на гратити повторяемости вида (1.15). На основе сравнения полученных кривых с данными сейсмологических выблюдений К.И.Кузнецова полита к высоду, что эффективная средняя квазивязкость геологической среды не зависит или слабо зависит от средних напряжений зависиморть эта обратная), что обобщенные реологические свойства этой свелы отличаются от свойств отдельных горных пород и приближаются к звойствам максвелловского тела.

Уравнение состояния (скалярное) такого тела имеет следуюши зил:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{\tau_{z}(\sigma)} .$$
 (3.3)

Этим уравнением в его классическом линейном приближении.

 $(\tau_c = const)$ или в более общем виде $(\tau_c = \tau_c(\sigma))$ будем описывать состояние среды в сейсмогенерирующей области V. В среднем за время T, много большее времени подготовки максимальных землетрясений, среднее в объеме V напряжение можно считать постоявным и тогда из (3.3) получается уравнение:

$$\mu \dot{e}_{e} = \sigma / \tau_{e} (\sigma).$$
 (3.4)

Если считать, как обычно делается в практике обработки массовых сейсмологических данных, что смещения в очагах землетрясений имеют чисто сдвиговый характер, то величина µ в уравнениях (3.3), (3.4) - это средний в объеме V модуль сдвига (С и ε_{c} - сдвиговые напряжения и деформации). Тензор скорости сейсмической деформации $\dot{\varepsilon}_{ik}$ в этом случае равен [Костров, 1975; Ризниченко, 1976а] сумме тензоров сейсмического момента U_{Oik} всех землетрясений, происходящих в единице объема за единицу времени. В применении к значениям, средним в сейсмогенерирующем объеме V за время T, это равенство можно записать в следующем виде:

$$\dot{\varepsilon}_{ik} = \frac{1}{2\mu} \frac{\sum_{r} \delta_{ik}}{VT},$$

где X - сумма тензоров сейсмического момента всех землетрясений, генерированных в объеме V за время T.

Если считать, что главные оси тензоров U_{Olk} соответственно $\dot{\varepsilon}_{ik}$) всех землетрясений, происходящих в соъеме за время T, направлены одинаково, то последнее тензорное равенство превращается в скалярное (тензор W_{Olk} превращается в принятую в сейсмологии скалярную величину сейсмического момента W_O). Запишем ето равенство так, чтобы его девая часть собладала

с левой частью уравнения (3.4):

$$u\dot{e}_{c} = \frac{1}{2} \frac{\sum_{v} V_{c}}{\nabla T}, \qquad (3.5)$$

гле <u>У</u> -сумма сейсмических моментов землетрясений, генерированк в об§еме V за время T, нижний предел величины M_O атих землетрясений равен нулю, а верхний - максимальному наблюденному значению M^H_{Om}.

Для того чтобы связать макроскопические параметры сейсмического течения и характеристики нелинейного приближения грайика повторяемости земледрясений, представим сумму 🕅 в (3.5) как функцию параметра θ, и коеффициентов α, β, n. Эта функция определяется формулся (2.14) (или формулами (1.23) и (2.13)), если под "энергией" в ней понимать величину И. В этом случае параметр 0, в виражениях (1.15) и (1.23) имеет размерность сейскического момента (сила илина), как и "энергия" в формуле (2.14). Hamomeum. что ковойншиенты α и β в выражениях (1.15). (1.23), (2.14) безразмерны, а величина n- имеет размерность (объем • время). поскольку повторяемости в (1.15) и сумми Дл (ΣМ_) в (1.23) и (2.14) нормированы на единицу объема (на плошадь в 10³км² при допушении, что мошность сейсмогенерирующего слоя примерно одинакова) и на единицу времени (1 год). Чтобы получить сумму сейсмических моментов землетрясений, происшелших в сейсмогенерирукцем объеме V за время T. нужно домножить формулу (2.14) на величины V и T. Сделаем это, вводя безразмерный коэффициент $(n_0)_{T} = n_0 \nabla T$:

$$\left(\sum_{v} \mathbf{M}_{O}\right)_{v} = k_{1} \frac{\left(n_{O}\right)_{v} \mathbf{M}_{O1}^{\beta}}{\alpha_{1}} \prod \left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right) \theta_{v}^{1-\beta}.$$

Используя последнюю формулу, представим правую часть выра-

жения (3.5) аналогично правой части уравнения (3.4), т.е. в виде дроб:, числитель которой имеет размерность напряжения, а знаменатель - размерность времени:

$$\sigma/\tau(\sigma) = \frac{q \cdot \theta_{\nabla} / 2\nabla}{q \alpha_1 \theta_{\nabla}^{\beta} T / \left\{ (n_0)_{\nabla} \mathcal{U}_{01}^{\beta} \Gamma[(1-\beta)/\alpha] \right\}}, \quad (3.6)$$

гле q - безразмерный коэффициент.

формула (2.6) получена на основании нижеследующих соображений. Параметр θ определяет конкретный график повторяемости и не зависит от коэффитиентов α , β , $n_{_{O}}$, характеризующих все семейство кривых 1g $n(1g M_{_{O}}, \theta)$ вида (1.15) - графиков повторяемости землетрясений. Он связан с характерными для сейсмогенерирующей области величинами объемов $v_{_{O}}$, $v_{_{m}}$, ∇ и со средним значеныем напряжений, снимающихся в очагах землетрясений ($\Delta \sigma$), соотношениями (3.1): например, $\theta_{_{V}} = p_{_{3}} \nabla \Delta \sigma$, где $p_{_{3}} << 1$. Отношение $\theta_{_{V}}/\nabla = p_{_{3}} \Delta \sigma$ имеет размерность напряжения, поэтому отнесено в числитель. Однако величина его много меньше, чем $\Delta \sigma$, а следоветельно и чем среднее для объема V напряжение. Чтобы сделать числитель (3.6) равным величине σ , в него (а следовательно, и в знаменатель) введен коеффициент q.

Безразмерный коэффициент $(n_0)_V$ и связанные с ним величины V и T введены в формулу (3.6) только для того, чтобы подчеркнуть размерности других входящих в нее величин и то обстоятельство, что они относятся не к произвольному массиву горных пород, а именно к сейсмогенерирующему объему.

При изменении сейсмической вязкости и времени релаксации среды, производящей землетрясения, меняются количественные характеристики семейства графиков повторяемости - коэффициенты С, β , n_0 . Вместе с тем время релаксации может зависеть от среднего а для сейсмогенерирукцего объема напряжения. Повтому величина θ^{β} , а для сохранения размерности и $\underline{L}_{01}^{\beta}$ - отнесена в знаменатель (3.6).

Формула (3.6) является единственно возможным впражением отношения µ0/т на основе графика повторяемости вида (1.15). Пругие преобразования формулы для расчета сумын Σ_0^M в дробь с размерностью (напряжение/время) невозможны.

Возвращаясь в формуле (3.6) к размерному коеффициенту n_0 и зводя некоторую величину V', именщую размерность объема, и такую, что V'= 2V/q, получаем для числителя и знаменателя (3.6)

$$\sigma = \frac{\theta_v}{v}, \qquad (3.7)$$

$$\tau(\mathbf{0}) = \frac{\alpha_1 \theta^{\beta}}{n_0 \nabla \mathbf{u}_{01}^{\beta} \Gamma[(1-\beta)/\alpha]} .$$
(3.8)

Вопрос о численном значении величины V' (точнее, отношения V'/V), остается открытым так же, как остаются неопределенными отношения v_V/V и v_V/V .

Зависимость времени релаксации от напряжения определяется в формуле (3.8) отношением θ^{β}/V (или θ^{β}/V), т.е. тем, как связаны между собой величины сейсмогенерирующего объема и соответтвующего ему параметра θ_{v} . Представленные выше данные позволяют описывать эту связь степенной зависимостью. Для общего случая запишем эту зависимость в следующем виде:

где 3, 2 положительные величины, причем $\beta < 1$.

Если подставить это соотношение в формулу (3.7), можно

получить следующув зависимость между параметром 6 и напряжением:

а также и зависимость между величинами сейсмогенерирующего объема и напряжения:

$$(1-\beta-2\epsilon)/(\beta+2\epsilon)$$

 $\sigma \propto V$. (3.11)

Подставляя то же соотношение в формулу (3.8), можно получить

$$\tau(\sigma) \propto \frac{\alpha}{n_0 \Gamma[(1-\beta)/\alpha]} \theta^{-2}, \qquad (3.12)$$

a Takke

$$-\frac{22}{(\beta+22)}$$

 $\tau(\sigma) \propto V$, (3.13)

Введенная величина \mathfrak{X} спределяется зависимостью времени релаксации от напряжения и характеризует отражение этой зависимости во взаимосеязях других параметров сейсмического течения и графика повторяемости вида (1.15). Так, если $\mathfrak{X} > 0$, то, согласно (3.14), время релаксации уменьшается с ростом напряжения (при $\mathfrak{X} < 1 - \beta$), а также с увеличением сейсмогенерирующегс объема (уравнение (3.13)). Согласно (3.11) и (3.10), напряжение увеличивается с ростом сейсмогенерирующего объема (при $\mathfrak{X} < 1$ - β) и параметра θ . Если $\mathfrak{X} > 1$ - β , то параметр θ растет медленнее, чем сейсмогенерирующих объем (3.9); напряжение при этом уменьшается (3.10), (3.11), так же.как и время релаксации (уравнения (3.13), (3.14)). Если $\mathfrak{X} < 0$, то время релаксащии с ростом напряжения увеличивается; сейсмогенерирующий объем при этом тоже возрастает, но слабее, чем в случае $\mathfrak{X} \ge 0$. При $\mathfrak{X} = -\beta$ достигается пропорциональность С α θ и независимость объема V от величин θ и С, а при сще меньших значениях $\mathfrak{X} < -\beta$ напряжение растет быстрее параметра θ и объем V при этом уменьшается.

Описанные в главе 2 экспериментальные результаты позволяют считать, что параметры сейсмического течения в земной коре, а также графиков повторяемости (1.15) "нормальных" внутрикоровых землетрясений, связаны зависимостями (3.9) - (3.14) при $\mathscr{Z} = 0$. Сейсмическая вязкость не зависимостями (3.9) - (3.14) при $\mathscr{Z} = 0$. Сейсмическая вязкость не зависимостями (3.9) - (3.14) при $\mathscr{Z} = 0$. Сейсмическая вязкость не зависит ни от напряжения, ни от объема (V), скваченного течением; величина ее определяет значения коефициентов (средние для условий земной коры) семейства графиков (1.15): $\tau = \tau(n_{\rm C}, \alpha, \beta)$. Среднее для сейсмогенерирующего объема напряжение прямо связано с его величиной (V).

В очаговых областях происшелших сильных землетрясений во время афтершокового процесса реализуется, согласно результатам главы 2, случай $\mathcal{R} = 1 - \beta$, т.е. случай пропорциональной зависимости между величинами объема очаговой области и параметра θ графика повторяемости афтершоков: $\theta = \text{const-V}$. При этом напряжение от величин V и θ не зависит (точнее, определяется значениями постоянных ¹ в соотношениях $\sigma = \text{const-V} = \text{const-}\theta$), а сейсмическая вязкость уменьшается с их ростом по степени β -1 (3.8), (3.13). Уменьшением сейсмической вязкости хорошо объясняется возрастание интенсивности и продолжительности афтершокового процесса с увеличением силы (и объема V) главного землетрясения [Аверьянова, 1975; и др.]. У слабых землетрясений эфтершоки не регистрируются вовсе.

³ В соотношениях (3.7), (3.9) - (3.11) эти постоянные опущены.

формулы (3.10), (3.12) в принципе могут быть использованы для определения напряжения и времени релаксации (сейсмической вязкости), средних не только для сейсмогенерирующей области, на для любого об§ема горных масс, однородного в смысле сейсмического режима.

Чтобы использовать формулы (3.10), (3.12) нужно еще выяснить, как изменяются коэффициенты α , β , n_0 в (1.15) при вариециях сейсмической вязкости, установить взаимосвязи между этими коэффициентами. Другими словами, нужно найти закон повторяемости, которому подчиняются совокупности землетрясений, генерируемые в условиях различной (какой угодно) сейсмической вязкости.

3.2. Влияние квазивязкости горных масс на параметры графика

повторяемости

Взаимосвязи коэффициентов α , β , n_0 и тенденции их изменения при вариациях реологических свойств сейсмогенерирурщих горных масс можно установить, изучая зависимость от этих свойств параметров линейного приближения графиков повторяемости вида (1.14): уровня и наклона в узком диапазоне $\Delta \lg m$.

0 такой зависимости можно судить уже по результатам сейсмологических наблидений. На рис. 19 представлены типичные графики повторяемости коровых и подкоровых землетрясений, а также афтершоков сильных землетрясений в земной коре. Они нормированы по объему (на 1 км³) и по времени (на 1 год). Перепады напряжений в очагах афтершоков сильных землетрясений не выходят за пределы, в которых варьирует величина $\Delta 0$ для "нормальных" коровых землетрясений [Ризниченко, 1976а и др.]. Одинаковы в том в другом случае и так называемые кажущиеся напряжения $k\bar{0}$ [Экспериментальные..., 1981; и др.] (k - это сейсмический КПД, отношение сейсмической энергии к общей энергии, выделяющейся в очаге землетрясения, $\bar{0}$ - среднее напряжение, полусумыя напряже-



Рис. 19. Типичные графики повторяемости афтершоков (1). короенх (2) и подкоровых (3) землетрясений 1 - афтершоки Дагестанского землетрясения 1970 г. [Дагестансксе..., 1980]; 2, 3 - землетрясения в районе Камчатки с гипоцентрами на глубине: 2 - до 20 км, 3 - от 60 до 80 км

ний в очаговой зоне перед землетрясением и после него). Однако повторяемости афтершоков на несколько порядков выше повторяемостей "нормальных" коровых землетоясений той же энергии (см. рис. 19). По-видимому, процесс образования главного разрыва в землетрясения сопровождается образованием в OASLG CNTPHOLO некотором (очаговом) объеме среды более мелких нарушений сплошности. Эти нарушения служат концентраторами напряжений и вместе с тем понижают компетентность горных масс в области очага главного землетрясения. что в совокупности приволит к возникновению последовательности афтершоков в условиях пониженной сейсмической вязкости [Пшенников, 1965]. Заметим, что в различных сейсмических районах наклоны графиков повторяемости афтершоков не (зачастую больше) наклонов графиков для "нормальных" меньше коровых землетрясений [Аверьянова, 1975; и др.].

Известно, что с увеличением глубины сейсмическая активность – величина общей внергии, выделяющейся из очагов совокупности землетрясений в единице объема за единицу времени, – уменьшается. Это проявляется в понижении уровней (а) линейны. 96 приближений графиков повторяемости землетрясений, что, согласно выражению (1.15) с постоянными коэффициентами α , β , n_0 , должно сопровождаться увеличением наклонов b. Однако с увеличением глубины уменьшаются на только уровни, но и наклоны графиков повторяемости (см. рис. 19). Так же как и в случае афтершоков, ети графики не подчиняются выръжению (1.15) с постоянными козффициентами α , β , n_0 , но тенденция изменения их параметров противоположна тенденции, проявляющейся в графиках повторяемости афтершоков.

Можно думать, что при прочих равных условиях уменьшение сейсмической вязкости (времени релаксации) проявлястся в увеличении количества землетрясений и, возможно, в увеличении наклона графика повторяемости, увеличение же сейсмической вязкости (например, при возрастании давления) вызывает уменьшение общего количества (повторяемостей) землетрясений и уменьшение наклона графика повторяемости.

Такое заключение согласуется с упоминавшимися уже результатами расчета кривых lg n(lg m) [Кузнецова, 1969]. Эти кривце получались безразмерными, поэтому можно говорить только об их форме: при прочих равных условиях увеличение вязкости проявляется в уменьшении наклона кривых, и наоборот.

В терминах нелинейного приближения вида (1.15) вариации повторяемостей, такие, как представленные на рис. 19, могут описываться только изменением коэффициента n_0 : увеличением его при уменьшении сейсмической вязкости и уменьшением – при увеличении вязкости.

Наклон в линейного приближения графика выражается через коэффициенты С и β так, что в области малых "енергий" ($\pi/\theta < 1$) определяется в основном величиной β . Поскольку значения θ для кривых, представленных на рис. 19, неизвестны, определенного

вывода о зависимости коэффициента β от сейсмической вязкоста пока сделать нельзя.

0 зависимости уровня и наклона линейного приближения графика товторлемости от квазивязкости и от напряжений можно суцить и по переработанным нами результатам экспериментов К.Шольца [Scholz, 1968a, b]. В этих опытах образцы различных горных пород (гранит, песчаник, кальцит, мрамор, туф) подвергались односоному скатию с постоянной скоростью деформации $\dot{\varepsilon} = 10^{-5} e^{-1}$. В процессе лаждого опыта регистрировались амплитуды упругих импульсов, возникающих при образовании микротрещин в образце; стремлись графики повторяемости. Опубликованы [Scholz, 1968a] значения наклонов b графиков повторяемости логарифмов амплитуд упругих импульсов lg n(1g A), которые строились в интервалах изменения осевого напряжения в несколько сотен бар, а также значения средних в этих интервалах напряжений б. Кроме того, представлены величины C_1 напряжений, при которых происходило разрушение той или иной породы.

Когда напряжение достигало примерно половины от разрушаюшего C_1 , карактерного для данной горной породы, возникала и затем возрастала неупругая деформация \mathcal{E}_V увеличения объема образца; с увеличением напряжения скорость деформации $\dot{\mathcal{E}}_V = d\dot{\mathcal{E}}_V/dt$ возрастала. Эта объемная деформация связана с возникисвением и увеличением с ростом напряжения интенсивности процесса соразования в образце микротрешин отрыва.

Для образнов тех же горных пород, деформируемых в том же режиме, в другой работе [Scholz, 1968b] измерялись зависимости, величины \mathcal{E}_{y} от напряжения, а также представлены кривые $\mathcal{O}(\mathcal{E})$ зависимостей напряжения от осевой деформации и кривые $\mathcal{E}_{y}(\mathcal{O})$: зависимостей деформации увеличения объема от напряжения (в. долях от разрушающего напряжения \mathcal{C}_{y}).

98,

Неупругая деформация увеличения объема образцов вычислелась [Scholz, 1968b] как разность набляденной объемной деформации и упругой объемной деформации сжатия, полученной ис вкотраполяции линейной части кривой $\varepsilon(0)$ в нелинейную (неупругую) область.

Скорссть объемной деформации $\dot{\epsilon}_{V}$ нами рассчитывались как произведение

$$\frac{\mathrm{d}\varepsilon_{V}}{\mathrm{d}t} = \frac{\mathrm{d}\varepsilon_{V}}{\mathrm{d}\sigma} = \frac{\mathrm{d}\sigma}{\mathrm{d}\varepsilon} = \frac{\mathrm{d}\sigma}{\mathrm{d}t},$$

где $dE/dt = 10^{-5}$ = const, а первый и второй члены в правой части получены дифференцированием представленных в оригинальной статье зависимостей $E_{rr}(\sigma)$ и $\sigma(E)$.

Для всех испытанных горных пород зависимости $\mathcal{E}_{V}(\sigma)$ собладают по форме с кумулятивными кривыми $\Sigma n(\sigma)$ зависимости общего количества упругих импульсов от напряженыя. Поскольку упругие импульсы при испытаниях всех типов пород регистрировались в том же фиксированном диапезоне амплитуд, то увеличивающаяся по мере нагружения сумма $\Sigma n(\sigma)$ характеризует и общую внергию, выделяющуюся на микротрещинах, и связанную с ними остаточную деформацию образца от начала опыта до момента, когда напряжение достигает той или иной величины. Это согласуется и с тем фактом [Scholz, 1968а], что микротрещинообразование и остаточная деформация объема образцов начинались с выходом соответствующей зависимости $\sigma(\varepsilon)$ на нелинейную (неупругую) часть, связанную с релаксацией напряжений путем квазипластической деформация, сбусловленной смещениями по микротрещинам.

Разрушающие напряжения $c_1 u c_2$ для образцов тех же горных пород различались незначительно. Повтому наклоны b градикое повторяемости 1g n = a - b(1g A - Ig A) можно сопоставить с эбсолютными значениями напряжения, со скоростями объемной неупру-

гой недормации, средними в интервалах времени, для которых постреен каждый из графиков 1g n(1g A), а также с некой условной величиной $\eta(0)$, карактеризующей способность породы к квазиплаетическому течению. Эту уменьшающуюся с ростом напряжения величину мы определили двумя способами: как эквивалентнуе квасивазкость $\eta(C) = dO/d\dot{E}_V$, карактеризующую процесс неустановивцейся ползучести [Магницкий, 1965], и просто как O/\dot{E}_V , т.е. по аналогии с зависящей от напряжения вязкостью при установившейся ползучести.

Известно [Аки, 1985; и др.], что при прочих равных условиях, чем более пластична горная порода, тем более она способна и к ползучести, течению под действием долговременной нагрузки, и наоборот. Повтому условные величины $\eta(\sigma)$ при сопоставлении тенденций их изменения с вариациями параметров графиков повторяемости можно считать характеристиками (квази- и сейсмической) вязкости.

Необходимые данные удалось получить только для трех типов горных пород. Для них на рис. 20 представлены зависимости между упомянутыми среднимы значениями напряжения и скорости деформации $\dot{\varepsilon}_V$. Беличина $G/\dot{\varepsilon}_V$, соответствующая каждому конкретному графику повторяемости, равна ординате обозначающей его точки крибой рис. 20, отнесенной к абсциссе, а эквивалентная квазивязкость $f_i(G)$ - наклону кривой (проызводной $dG/d\dot{\varepsilon}_V$) в етой точке. Тенленции изменения етих величин одинаковы. Они варьируют от породы к породе: наибольшие характерны для туфа, наименьще – для мрамора. Различаются и зависимости их от напряжения (и от скорости объемной деформации): для гранита и мрамора они уменьшаются с ростом напряжения, а для туфа примерно постоянны.

Шля тех же горных пород на рис. 21 представлены зависимости наклона графиков повторяемости $\lg n = a - b(\lg A - \lg A)$ от



Р и с. 20. Средние напряжения и скорости неупругой объемной деформации, в условиях которой К.Шольцем [Scholz, 19680, b] получены графики повторяемости амплитуд упругих импульсов при одноосном сжатии образцов туфе (I), мрамора (II) и граните (III) Р и с. 21. Зависимость наклона графиков повторяемости амплитуд упругих импульсов в образцах туфе (I), мрамора (II) и гранита (III) от скорости неупругой объемной деформации и напряжения. Пафры над экспериментальными точками и под ними означают соот-

1, 2 - условные линии: 1 - σ = const, 2 - σ/ξ_{1} = const

соответствущих средних значений скорости неупругой объемной деформации. Средние значения величины σ (в килобарах) проставлень над експериментальными точками, а величины $\sigma/\dot{\epsilon}_{V}$ - под ними. Повторяемости $n(\lg A)$ К.Шольц не опубликовал, однако очевидно, что величина $\dot{\epsilon}_{V}$ не только пропорциональна нормированному по времени количеству упругих импульсов, по которому построен график повторяемости lg $n(\lg A)$ (см. выше о совпадении зависимостей $\dot{\epsilon}_{V}(\sigma)$ и $\Sigma n(\sigma)$), но поскольку диапазоны $\Delta \lg A$ невелики карактеризует и повторяемость lg $n(\lg A)$.

При увеличении напряжения скорость неупругой объемной деформации возрастает; величины, характеризующие квазивязкость при этом не остаются постоянными: средние их значения обратны "Пластичности" и способности к ползучести, убеличивающимся от туфа к мрамору. Наклоны графиков повторяемости при этом уменьшаютоя, а сумы: Ел упругих импульсов (и повторяемости $n(\lg A)$) - увеличиваются. Можно провести условные линии постоянного напсяжения и постоянной эффективной (вквивалентной) квазивязкости. Последняя ло тенденции совпадает с получаемыми при $\lg m = \text{const}$ такисимостями b(a) между наклоном и уровнем графиков повторяемости землетрясёний вида (1.14) (см. рис. 2 и 5, 6), соответст-Буншими выражению (1.15) с постоянными коэффициентами α , β , n_0 и поэтому также интерпретируемыми как линии постоянной квазивязкости (см. выше).

Таким образом, нельзя интерпретировать вариации параметров линейных приближений графиков повторяемости но отдельности. Если: при сравнении графиков вида (1.14), построенных в том же плапазоне $\Delta \lg \pi(\overline{\lg \pi} = \text{const})$, наклон b увеличивается, а уровень $a = \lg \pi (\overline{\lg \pi})$ уменьшается, то это означает уменьшение ореднего напряжения, действующего в среде.

Квазивязкость при этом может не изменяться; тогда сравниваемые графики повторяемости удовлетворяют семейству кривых, описываемому выражением (1.15) с постоянными коэффициентами Q, 3, n_{c} . Она может и меняться – уменьшаться или увеличиваться, тогда изменяются ковффициенты в (1.15).

Если наклон b и уровень а уменьшаются, то это прежде всего означает увеличение квазивязкости среды, производящей землетрясения; напряжения могут уменьшаться, увеличиваться или оставаться неизменными.

В качестве примера на рис. 22 представлен график изменения во времени уровня 1g n(K = 13) и наклона графиков повторяемости коровых землетрясений в Вахшском районе Таджикистана ($\varphi = 37,8$ -- 39,7° с.ш., $\lambda = 69,0 - 70,3^{\circ}$ в.д.) на площади, равной 31,2.10³ км². В 1949 г. в этом районе произошло Хантское землетрясение с магнитудой M = 7,4. Представленные параметры рассчитаны по данным [Бунв и др., 1968] о графиках повторяемости зем-



Рис. 22. Временные вариации наклона и уровня графиков повторяемости землетрясений в Вахиском районе 1 - по десятилетним интервалам при K = 13 (Ig K = 23.9) [Бунэ и др., 1968] (цифры - год, к которому отнесен тот или иной график повторяемости); 2 - по годовым интервалам при K = = 10 (Ig = 21.5) [Мамадалиев, 1972]; 3 - тенденции увеличения среднего напряжения и сейсмического времени релаксации (т_)

летрясений с $K \ge 11$, полученных методом скользящего среднего с шагом в 1 год за десятилетние интервалы. Параметры линейных приближений графиков lg n(K) пересчитаны в шкалу lg M_0 по формулам вида (1.16). Использована корреляционная зависимость вида (1.13), предложенная [Экспериментальные..., 1981] для землетрясений Средней Азии в диапазоне K = 8 - 16:

$$lg I_0, \, \text{дин} \cdot cM = 0,8K + 13,47. \qquad (3.15)$$

За уровень во всех случаях принят логарифм повторяемости землетрясений с X = 13(lg M_o, дин см = 23,9). Показаны направ-

- 103

ления в поле значений параметров $\lg n(k = 13)$ и b_{MO} , в которых увеличивается напряжение и сейсмическое время релаксации.

Дс 1941 г. и после 1952 г. варнации параметров можно рассматривать как случайные (но взаимозависимые) флуктуации . Для сравнения на рис. 22 представлены вариации параметров lg n (K = -= 10) и b_{MO} в "спокойный", не осложненный сильными землетрясениями период с 1955 г. по 1964 г. Эти параметры получены из графиков повторяемости землетрясений с $K \ge 8$ [Мамадалиев, 1972] в несколько большем районе ($\phi = 37^{\circ}50^{\circ} - 39^{\circ}30^{\circ}$ с.ш., $\lambda =$ = $68^{\circ}00^{\circ} - 71^{\circ}30^{\circ}$ в.д., площадь 57.10³ км²).

В период с 1942 по 1951 г., возмущенный сильным землетрясением (он отмечен на рис. 22 стрелками), параметры $\lg n(II)$ = =13) и с изменяются, по-видимому, не случайно. Используя полученные выше данные, можно в принципе выяснить тенденции изменения в этот период относительных значений среднего напряжения и сейсмической вязкости (времени релаксации) ¹. Так, можно вилеть, что в период с 1944 по 1948 г. напряжение увеличивается, а после землетрясения 1949 г. – уменьшается; в период с 1946 по 1949 г. уменьшается время релаксации.

Более подробная интерпретация возможна лишь в терминах закона повторяемости вида (1.15) с меняклимися в зависимости от сейсмической вязкости коэффициентами.

3.3. Закон повторяемости землетрясений по сейсмическому моменту

Въражение (1.15) для семейства графиков повторяемости lg $\pi(\lg m, \theta)$ коровых землетрясений получено как решение линейного дифференциального уравнения первого порядка, связыва-

¹ Пространственно-временные области, в которых строятся графики повторяемости, должны быть много большими, чем размеры очагов и средний период повторяемости землетрясений.

ищего нараметры линейных приближений $\lg n(\lg m, -b)$, где $-b = \\ = \\ dlg n/dlg m (см. гл. 1). Если такое уравнение линейно только в$ первом приближении, то графики повторяемости могут описыватьсяне только выражениями (1.15), (1.20), но и более сложными. Однако экспериментальные данные, представленные в главе 1. неуказывают на возможность более сложного уравнения.

Геометрически полученисе линейное дифференциальное уравнение описывает плоскость в пространстве $\lg m$, $\lg n$, b. Его кобффициенты a_1 , β , n_0 - они же и коэффициенты закона повторяемости, в котором принята величина $a = a_1/\ln 10$, - служат характеристиками этой плоскости. Коэффициенты a_1 и β являются тангенсами углов соответственно между линией ее пересечения с координатной плоскостью $\lg m = \lg m_1 = \text{const и осью } \lg n$ и между линией пересечения с плоскостью $b = \text{const и осью } \lg m$, коеффициеент n_0 определяется отрезком, отсекаемым плоскостью на осн $\lg n$.

Нет оснований считать, что и при любых значениях сейсмической вязкости и времени релаксации, отличатнихся от характерных для земной коры, коеффициенты α_1 , β , n_0 не связаны уравнением плоскости.

При изменении времени релаксации (и сейсмической вязкости) в пределах от нуля до бесконечности коеффициенты a_1 , β , n_0 в принципе могут изменяться в тех же пределах. При стремлении времени релаксации к предельным значениям, к нулевому или верхнему (не обязательно бесконечному) пределам должно стремиться значение n_0 ; возможно, это относится и к значению β , и даже a. Формально возможны 27 сочетаний тенденций изменения коеффициентов a_1 , β , n_0 при изменении сейсмической вязкости среды. Например, увеличение т может вызвать уменьшение коеффициентов n_0 , β и увеличение a_1 или уменьшение коеффициента n_0 и увеличение a_1 , β и т.д. Приведенные выше данные о зависимости от вязкости сред-
ди и действующих в ней напряжений параметров $a = \lg n(\lg m)$ и b^{\pm} линейного приближения графика повторяемости позволяют резко. ограничить число возможных сочетаний.

Наклон D связан с коэффициентами β , $\alpha_1 = \alpha \ln 10$ соотношением (1.17). Один из них (β) определяет величину D в области малых "энергий" ($\pi/\theta \ll 1$), влияние другого (α) ощутимо в области $\pi/\theta > 1$. Согласно графику рис. 21, увеличение вязкости среды при постоянном напряжении сопровождается уменьшением наклона графиков повторяемости, величина которого становится значительно меньше единицы. Это возможно только при уменьшении коэффициента β ($\beta < 1$) или, если $\beta = 0$, при уменьшении коэффициента α . В том и другом случае предельным значением коэффициента β при стремлении вязкости к бесконечности является нулевое (если $\eta \to \infty$, то $\beta \to 0$).

Беличины Σn , lg $n(\overline{\lg A})$, характеризующие уровень графиков повторяемости (рис. 21) при стремлении вязкости к бесконечности, также уменьшаются. Согласно формулам (1.15), (1.22), при конечном α_1 и стремлении β к нулю это означает уменьшение ковффициента n_0 , стремление его к нулевому предельному значению.

Таким образом, при увеличении вязкости среды коэффициенты *n_C* и β уменьшаются, стремясь к своим предельным нулевым значениям; коэффициент α, при этом равен конечной величине.

При стремлении вязкости к оссконечности определяемая формулой (1.23) сейсмическая скорость деформации $\dot{\varepsilon} = \Sigma M_0/\mu$ стремится к нулю при любых конечных значениях напряжения и параметра θ , связанных соотношением (3.10).

Уменьшение вязкости среди при постоянном напряжении (см. рис. 21) вызывает увеличение уровня и наклона линейного приближения графика повторяемости. Это объясняется увеличением коеффициентов n₀ и β приближения (1.15). Действительно, в услови-

 $n\Sigma$, средних для земной коры, т.е. при конечном значении вязкости, подучены (см. виде) конечные значения коефтициентов n_0 , β (к с). Следовательно, с уменьшением η коеффициент β не остается нулевым (как при $\eta \to \infty$), а возрастает. Очевидно, что не может не увеличиваться и коеффициент n_0 .

Если при стремлении вязности к нуло козффициент n_0 стремится к конечному пределу, то пределы для ковффициентов $\alpha \ge \beta$ тоже должны быть конечными. Случаи, в которых котя бы один из них равен бесконечности, не имеют физического смысла. Семейство кривых (1.15) - (1.20) - вырождается тогда в отрезок прямой дляной n_0 , параллельный оси ординат (1g n); повторяемость землетрясений любой "энергии" $m \neq m_1$ при втом равна нулю, а повторяемости землетрясеный с $m = m_1$ не существует. Это справедливо и при стремлении козфіншента n_0 , т.е. дляны упомянутого стрезка, к бесконечности. Таким образом, при вариациях сейсмической вязкости от нуля до бесконечности козффициенты $\alpha \le \beta$ изменяттся. в конечных пределах.

Среди возможных значений козффициента β особенным является единичное: $\beta = 1$. Согласно формуле (3.10) при $\mathcal{X} = 0$, по мереувеличения козффициента β от нуля до единицы зависимость между величинами среднего напряжения и параметра θ становится все более слабой. При $\beta = 1$ параметр θ не зависит от среднего напряжения \mathcal{J} , действующего в сейсмогенерирующей среде, т.е. при том же напряжении может иметь любое значение.

При вязкости, близкой к нулю, напряжения в среде некепливаться не могут. При любом конечном напряжении сейсмическая окорость деформации $\dot{\epsilon} = \sum_{n=1}^{\infty} /\mu$ бесконечна и не завноит от величины напряжения. Согласно формуле (1.23), величина $\sum_{n=1}^{\infty}$ не завнсит от параметра θ (и от напряжения) при $\beta = 1$. Это снатение естественно считать верхним пределом возможных значений ковфициента $\dot{\beta}$.

При увеличении коэффициента 5 до единицы сейсмическая скорость деформации может (независимо от параметра 0) возрастать. бесконечности и при конечных значениях повторяемостей TC lg $\pi(\lg m)$. т.е. при конечном количестве землетрясений, при конечном значении п. Для этого достаточно, чтобы при уменьшении сейсмической вязкости ковфрициент а, также уменьшался, стремясь к нулю. В пределе, при α = 0 (и β = 1), графики повторяемости землетрясений существуют (т.е. не обращаются в бесконечность); но перестают зависеть от параметра 0. Семейство графиков вида (1.15) вырождается в прямую с единичным наклоном: $\lg n = \lg (n_e)$ -- lg (m/m,). При увеличении вязкости величина a, возрастает, стремясь к верхнему пределу. Так как наклоны линейных приближений графиков повторяемости с увеличением вязкости уменьшаются (см. рис. 21), то, согласно (1.17), этот предел должен быть кснечным. По аналогии с верхним пределом для В, удобно положить его равным единице (соответственно для $\alpha = 0.43$).

Особо подчеркнем, что имеется в виду только возможность изменения величины a_1 . Равно возможно, что эта величина не зависит от вязкости: $a_1 = 0,29 = \text{const.}$

Гавенство пределов изменения коэффициентов a_1 и β в терминах геометрической интерпретации дифференциального уравнения lg n(lg m, -b) означает одинаковую скорость изменения углов, тангенсами которых эти коэффициенты являются, в пределах от нуля до arotg 1 = 45°. Противоположная направленность изменения коэффициентов a_1 и β при уменьшении или увеличении вязкости означает, что при уменьшении угла arctg a_1 угол arctg β увеличивается, и наоборот, но сумма втих углов остается равной 45°.

Семейство графиков повторяемости магнитуд коровых землетрясений карактеризуется следующими значениями ковфиниентов и определяемых ими углов: $\alpha_1 = 0.29$, arotg $\alpha_1 = 16^{\circ}10^{\circ}$, $\beta = 0.55$, arotg $\beta = 28^{\circ}50^{\circ}$. Практически, в пределях точности измерения коеффициентов, эти углы являются дополнительными до 45°. Это позволяет предполагать, что коеффициент α_1 изменяется в пределах от 0 (при $\eta \to 0$) до 1 (при $\eta \to \infty$), так же как и коеффициент β ($\beta = 1$ при $\eta \to 0$ и $\beta = 0$ при $\eta \to \infty$). Таким образом, связь между коеффициентами α и β (1.15), изменяющихся при вариациях сейсмической вязкости, можно описаль следующим соотношением:

$$\alpha_{i} = tg (45^{\circ} - \operatorname{arctg} \beta). \qquad (3.16)$$

При увеличении сейсмической вязкости коэфрициент β уменьпается, стремясь к нулы, а коэфрициент α увеличивается, стремясь к значению 0,43; при уменьшении вязкости, наоборот, β увеличивается, стремясь к единице, а α уменьшается, стремясь к нулю. Гамма-функция $\Gamma[(1 - \beta)/\alpha]$, входящая в формулы (1.23), (2.14), (3.8), (3.12) для сейсмических скоростей деформации и времени релаксации, стремится в первом случае к конечному значению, а во втором - к бесконечности.

Строго говоря, интеграл в формуле (1.23) для расчета скорости деформации в случае $\beta = 1$ обращается в бесконечность не только при нулевом, но и при любом конечном значении С [Г.Корн, Т.Корн, 1968]. Тем не менее, если при неограниченном уменьшении сейсмической вязкости общее количество землетрясений, происходящих в единице объема за единицу времени, остается конечным, то коеффициент С должен уменьшаться, стремясь к нулю. Это вытекеет из ниже следующих соображений.

Время релаксации и вязкость карактеризуют разрывное, макроскопическое течение вещества, обусловленное образованием разного масштаба разрывов его сплошности. Поэтому интегрирование в формуле (1.23) должно производиться не от нуля, а от как угодно малой, но конечной величины. Когда $\beta < 1$, этим обстоятельством можно пренебрегать, поскольку вклад в общую енергию $\Sigma\pi$ мелких

нарушений спложности (микротрешин) пренебрежимо мал и уменьшается с уменьшением размеров этих нарушений и коэффициента β . Величина $\Sigma\pi$ остается конечной при интегрировании от нуля дс бесконечности. При $\beta = 1$ ситуация меняется: при любом π в логарифмически равных интервалах lg $\pi \pm \delta$ lg π выделяется одинаковое количество "энергии". Повтому нижний предел интегрирования в 1.23) должен быть конечным. В етом случае (π_0 конечно, $\beta = 1$) величина $\Sigma\pi$, определяемая формулой (1.23), стремится к бесконечности только при $\alpha \neq 0$.

Берхний предел интегрирования в (1.23) необходимо сставить бесконечным. Действительно, макроскопическая сейсмическая вязкость (время релаксации) зависит от объема V перод, вовлеченных в процесс. Увеличение V сопровождается уменьшением вязкости, поскольку при этом свой вклад в сейсмическое течение и обшут "снергию" Эт вносят все более крупные нарушения сплошности. Можно считать, что при стремлении сейсмической вязкости к нулю сейсмогенерирующий объем стремится к бесконечности, и насборот, случай бесконечной вязкости соответствует нулевому значению V, т.е. отсутствие сейсмического процесса.

Зависимость между коэффициентами β и n_0 при их вариациях, обусловленных изменением сейсмической вязкости, мы установили по данным о графиках повторяемости энергетических классов землетрязений в различных участках Камчатской и Памиро-Гиндукушской гипсцентральных областей. Для этого отбирались графики, построенные (в диапазоне K = 10 - 14) по большому числу событий, и характеризующиеся небольшой дисперсией наблюденных повторяемостей в области относительно сильных землетрясений (K = = 13,14). Взе использованные графики повторяемости построены по интервалам $2 \cdot \delta K = 1,0$. На рис. 23 представлены некоторие типичные (ненормированные) графики повторяемости из числа отобранных. Рис. 23. Некоторые ненормированные графики повторяемости из использованных для определения зависимости между козфраниентами β и $n_{\rm C}$ закона повторяемости

1-4 - наслыдения в 1962-1975 гг. в районе Камчатки (1-3) и в 1962-1975 гг. в Гиндукушском районе (4) на глубине: 1 - 21-40 км, 2 - 31-50 км, 3 - 0-30 км, 4 - 130-150 км



Исходные графики нормировались по объему на 1 км³ и по времени на 1 год. В диапазоне K = 10 - 13 (со средним значением K = 11,5) они аппроксимировались методом наименьших квадратов линейными выражениями вида (1.1); таким образом измерялись величины наклонов b и уровней $a = \lg n(K=11,5)$ графиков.

Пересчет графиков в шкалу логарифма сейсмического момента осуществлялся согласно переходному соотношению (3.15) по формулам вида (1.16). Графики соответствуют диапазону изменения величины M_0 от $10^{21.1}$ до $10^{25.1}$ дин см; повторяемости π_i^H этих графиков относятся к логарифмически рабным интервалам lg M_{Oi} ± 10,4 (lg M_{Oi} = 21,5; lg M_{O2} = 22,3; lg M_{O3} = 23,1 и т.д.). Линейно графики анпроксимированы в диапазоне lg M_0 от 21,1 до 24,3 со средним значением Ig M_0 = 22,7. К этому значению относятся уровни α = lg $\pi(Ig M_0)$ и наклоны $b = -\Delta lg \pi/\Delta lg M_0$ всех графиков.

В том же диапазоне величины lg M_{O} (от 21,1 до 25,1) наблюденные графики lg $n_t^{\rm H}(\lg M_{Oi})$ аппроксимировались также кривыми ыла: (1.1⁻) с различными значениями коеффициентов **а**, **β**, *n*₀:

$$\lg n_{i}^{p} = \lg n_{0} - \beta \lg M_{0i} - \frac{1}{\ln 10} \frac{\alpha(\lg M_{0i} - \lg \theta)}{10}.$$
 (3.17)

Пля того или иного задаваемого значения в. согласно соотношению (3.16), определялась соответствующая величина а. в затем по известным параметрам lg R, и b линейного приближения вычислялось по формуле (1.19), при $\pi \equiv M_{\odot}$, значение 0. Это вычисленное значение подставлялось в формулу (1.18), повторяемость lg $\pi(\overline{\lg} \ \underline{I}_{n})$ в которой также известна, и вычислялась величина іє п., состветствующая заданному значению β. Найденные таким сбразом величины α, β, п, и θ подставлялись затем в формулу (3.17), согласно которой и вичислялись повторяемости n_t^p землетрясений в интервалах 1g M_{OI} ± 0,4. Перебором с последовательным приближением для каждого графика повторяемости находилось такое значение β и соответствующие значения α , n_{0} , θ , при которых достигается минимум суммы $\Sigma[(n_t^p - n_t^H)^2/n_t^p]$ (квадраты разностей расчетных и наблюденных повторнемостей суммируются с весами, обратными расчетным значениям повторяемостей). Такое езвешивание основано на известном в теории флуктуаций и достаточно корошо соответствующем действительности положении, что квадрат амплитуды флуктуации величины пропорционален этой величине.

Зависимость между коэффициентами n_0 и β кривых вида (3.17) или вида (1.15), в смысле наименьших квадратов наилучшим образом аппроксимирующих отобранные наблюденные графики повторяемости, представлена на рис. 24, а. Ордината каждой точки на графике состветствует величине 1g n_0 - 22,7 β , равной уровню (логарифму повторяемости) асимптоты соответствующего семейства кривых вида (1.15) при 1g $M_0 = 1g M_0 = 22,7$. Облако эксперимен-



Рис. 24. Зависимости между козфінциентами β и л_о закона поеторяемости землетрясений по сейсмическому моменту α - при α, изменяющемся согласно (3.16); б - при α = 0,10= = const; результаты вычислений по данным о линейных приближениях графиков повторяемости землетрясений: 1 - в Памиро-Тиндукушском районе, 2 - на Камчатке

тальных точек, соответствущих Камчатской сейсмофокальной зоне, корошо ашироксимируется экспоненциальной забисимостью, с которой согласуются и значения, полученные для Памиро-Гиндукушской зоны. Ашироксимируя график рис. 24, С единой зависимостью, получаем

$$lg n_{0} - 22,7\beta = 9,20\beta - 9,30, \qquad (3.18)$$

ИЛИ

$$n_{\rm cr} = 5 \cdot 10 + \exp(73, 45\beta).$$
 (3.19)

Для того чтобы удовлетворить условию одновременного стремления ковффициентов n₀ и β к нулю при стремлении сейсмической вязкости к бесконечности, зависимость между ними можно представить в следующем виде:

$$n_0 = k[\exp(k_1\beta) - 1],$$
 (3.20)

где k, k_1 - постоянные. При $k_1\beta << 1$, т.е. во всех практически реализующихся случаях, формула (3.20) совпадает с выражением (3.19) и соответствует экспериментальной зависимости рис. 24, с. Землетрясения Памиро-Гиндукушской области классифицировались по внергии согласно шкале КСЭ [Методн..., 1960], внергетический класс \bar{h}_{kc} в которой определяется по сумме максимальных амплитуд в продольных и поперечных волнах. Энергетические класси землетрясений района Камчатки определены по шкале ТСЭ [Федотов и др., 1969], основанной на отношении амплитуды к периоду в максимальной фазе поперечных волн. Относительно классов \bar{h}_{kc} они занижены в среднем на 0,5-0,6 единицы [Федотов, 1968], так чтосреднему в диапазоне ΔK графиков повторяемости камчатских землетрясений значению ($\bar{h}_{Tc} = 11,5$) соответствует величина $\bar{h}_{kc} \simeq$ 12,1, пересчет которой в шкалу 1g \bar{h}_0 с использованием соотношения (3.15) дает значение 1g $\bar{h}_0 = 23,2$.

Переходное соотношение (3.15) получено по данным в основном о землетрясениях Средней Азии [Экспериментальные..., 1981]; аналогичного соотногения для землетрясений района Камчатки мы не знаем. Экспериментальные данные о связи с коэффициентом β величин 1g n_0 -23,2 β , полученных с коррекцией классов $K_{\rm Te}$ и с применением при пересчете графиков повторяемости для района Камчатки соотношения (3.15), не удовлетворяют единой экспоненциальной зависимости. В диапазоне изменения величины β от 0,40 до 0,56 эти данные лучше соответствуют логарифмически линейному выражению

 $\lg n_0 - 23, 2\beta = 7, 32 \lg \beta - 2, 65.$

Очевидно, что это выражение только эмпирическое, при других значениях величины $\overline{1g} \, \mathbf{N}_{O}$ линейность его не сохраняется. В отличие от выражения (3.20) оно не может использоваться во всем диапазоне изменения величин n_{O} и β . Например, повторяемость афтершоков Дагестанского землетрясения при K = 12, т.е. при $1g \, \mathbf{N}_{O} \simeq 23$ (см. рис. 19), оказывается большей, чем это допускается последним выражением при люсом значении β в пределах от нуля до единицы. За неимением переходного соотношения вида (3.15) для района Камчаткы, предпочитаем не вводить поправки в значения $E_{\rm Te}$, а использовать в обоих районах то же соотношение (3.15 и считать справедливой зависимость между величинами $n_{\rm O}$ и β , описнваемую формулами (3.20) и (3.18).

Таким образом, описан закон повторяемости землетрасений по величине сейсмического момента. Согласно этому закону, каждый график повторяемости lg $n(\lg M_0)$, характеризуемый нараметром 6, принадлежит к семейству кривых вида (1.15), характеристики которого (коэффициенты α , β , n_0) меняются в зависимости от сейсмической вязкости так, что их значения связаны состлошениями (3.16) и (3.18).

Формулы (1.18) и (1.19) связывают парэметр θ графика повторяемости с коэффициентами α , β , n_0 семейства кривых видь (3.17), одной из которых он анпроксимируется, и с параметрами Ig \mathbf{N}_0 , $a = \lg n(\mathbf{Ig} \mathbf{N}_0)$, b линейного приближения графика в узком диапазоне $\Delta \lg \mathbf{N}_0$. Перечисленные величины удовлетворяют следуюцему уравнению, которое можно получить, приняе правые части формул (1.18) и (1.19):

 $(b - \beta)/\alpha_1 = \lg n_0 - \Delta \lg H_0 - \lg n(\lg H_0).$ (3.21)

Это - записанное в энергетической шкале $m = M_0$ уравнение вида (1.10), которое было получено по данным с графиках повторяемости коровых землетрясений. Если зависимости между изменякцимися коэффициентами α , β , и n_0 установлены, например, в виде соотношений (3.16) и (3.18), то в уравнении (3.21) сстается одна неизвестная, и тогда по известным значениям параметров Is M_c , lg $n(Ig M_0)$ и в графика повторяемости можно вычислить коэффициенты α , β , n_0 соответствующего семейства кривых вида (1.15). Это достигается перебором (с последовательным приближением) значений β с вычислением по формулам (3.16) и (3.18) сс-



F is c. 25. Повторяемости землетрясений в Памиро-Тиндукушском районе, анпрокоимпрование кривник: вила (1.15) 1-1 – повторяемости землетрясений и графики вила (1.15) в Тиндукушском (1, 3) и Памироком (2, 4) районал на разних глубинах: 1 – 205-235 км, 2 – 135-165 км, 3 – 95-125 км, 4 – 85-115 км. Параметры анпроксимирующих кривых: 1 – β = 0,55, 1g θ = =26,5; 2 – β = 0,57, 1g θ = 20,8; 3 – β = 0,51, 1g θ = 28,2; 4 – β = 0,48, 1g θ = 25,7

ответствующих величин α и lg $n_0 - \beta \overline{\lg k}_0$, подбором такого значения β и коэффициентов α , n_0 , которые удовлетворяют уравнению (3.21).

По найденным значениям коэффициентов вычисляется, согласно формуле (1.18) или (1.19), параметр в наблюденного графика повторяемости, а затем по формулам (3.10) и (3.12) - величины, карактеризующие среднее напряжение и сейсмическую вязкость, в условиях которых этот график получен.

Примеры аппроксимации кривыми вида (1.15) повторяемостей землетрясений разной "энергии" $\pi \equiv I_0$, наблюденных на разных глубинах в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области, представлены на рис. 25. Коэффициенты и параметр θ каждой кривой получены по описанной методике с помощью представленных выше соотношений, кривне построены по значениям повторяемостей, рассчитанных для тех же интервалов $\lg I_{0,4} \pm 0,4$, что и наблюденные.



Рис. 26. Наклон и уровень линейных приближений наблюденных графиков lg $n(\lg N_0)$ при lg $I_0 = 22,7$ (дин см) и зависимости между ними, рассчитанные на основе соотношений (3.16) и (3.18) при различных постоянных значениях макроскопических параметров сейсмического течения

1-3 – данные о графиках повторяемости землетрясений в земной коре и верхней мантии по районам: 1 – Гиндукуш, 2 – Южный Памир, 3 – Камчатка; 4 – средние квадратические ошноки σ_a ; 5-7 – линии равных значений величин: 5 – 1g θ (дин см), 6 – 1g σ (усл. ед.), 7 – -1g τ_c (усл. ед.). Цифры на графике – средние глубины слоев, для которых построены графики повторяемости. К – по данным земной коры

На рис. 26 представлены линии равных значений параметра θ , а также величин, характеризующих время релаксации и напряжение, в зависимости от наклона и уровня графиков повторяемости вида (1.14) при Ig $H_0 = 22,7$; точнее, вто зависимости, которым подчинялись бы параметры b и lg n (22,7) графиков повторяемости землетрясений в сейсмогенерирующих объемах, характеризующихся разными (но постоянными для каждого объема) значениями θ , 0, 7. Эти значения рассчитаны по формулам (1.18), (1.19) и (3.12), (3.10) при $\mathfrak{X} = 0$ (см. выше); значения lg T и lg O представлены в условных единицах. Расчеты проведены на основе взаимозависимостей межцу коеффициентэми α , β , n_0 , опискеземых соотношениями (3.16) и (3.15). На рис. 26 нанесены также данные (параметры) линейных приближений графиков повторяемости коровых и верхнемантийных землетрясений, наблюденных в районах Памиро-Гиндугуша и Камчатки. Отмечены сначения гляўбины, средние в интервалах ее, которым соответствует тот или иной график повторяемости, а также средние квадратические обноки C_1 измереныя уровней 1g $\pi(22,7)$. Прочие значения σ_0 представлены ниже (на рис. 32, 40), так же; как и средние квадратические обноки G_5 измереныя наклона b (см. рис. 31, 39).

Можно видеть, что в земной коре обоих районов параметры графиков повторяемости соответствуют примерно одинаковому значению сейсмического времени релаксации. С ростом глубины в Камчатской фокальной зоне ето значение систематически увеличивается. В Памиро-Гиндукушской верхнемантийной гипоцентральной области сейсмическое время релаксации в целом ниже, чем в земной коре, особенно в ее Памирской ветви. Параметры сейсмического течения, представленные на рис. 26, в обоих районах изменяются с ростом глубины сложным образом, немонотонно. Подробно мы остансеимся на интерпретации этих зависимостей и на сопоставления их с другими имеющимися данными и представлениями ниже, в главах 4 и 5.

Величина сейсмического момента при рутинной обработке материалов сейсмологических наблюдений в наотсящее время не опрецеляется. Поэтому характеристики графиков 1g $n(1g \ M_{\odot})$ можно получить только пересчетом из графиков 1g n(M), или 1g n(K). Для этого используются эмпирические зависимости 1g $M_{\odot}(M)$ вида (1.13) и вытекатиие из них соотношения (1.15) между характеристиками b, p, Q, θ линейных (1.14) и нелинейных (1.15) приближений графиков повторяемости в шкалах 1g M_{\odot} и M. Корректироваться полжна и зависимость (3.16), согласно которой сумма углов

arotg α_{1M} + arctg β_M при вариациях величин α_{1M} , β_M постояние и paвна 45°: согласно (1.13) и (1.16), $\lg H_0 = A \cdot H + B$, где A, B = const, и $\alpha_{1M0} = \alpha_{1M}/A$, $\beta_{M0} = \beta_M/A$; очевидно, что сумме arctg α_{1M0} +arotg β_{M0} не равны сумме, написанной выше (при $A \neq 1$).

В среднем для земной коры $\alpha_{1M} = 0,29$ и $\beta_M = 0,55$ (см. гл.1).Для пересчета этих значенийв шкалу 1g M_0 рекомендуется переходное состношение (2.1) [Экспериментальные..., 1981], взаимносогласованное с формулой (3.15), если при переходе от шкалы K шкале M применять соотношение [Экспериментальные..., 1981]:

K = 1,5MIH + 5,3. (3.22)

При етом получается: $\beta_{MO} = 0.46$ и $\alpha_{1MO} = 0.24 (\alpha_{MO} = 0.10)$. Если же последнюю везычину рассчитывать по нескорректированном: соотношению (3.16) – при $\beta_{MO} = 0.46$, то получается $\alpha_{1MO} = 0.37$. Наоборот, при пересчете последнего значения, согласно (2.1). обратно в магнитудную шкалу получается $\alpha_{1M} = 0.44$ ($\alpha_{1V} = 0.19$).

Напомним, что соотношение (3,16) – вто только одно из возможных списаний обратной зависимости величин β и α ; возможно, в частности, что в виде (3,16) она задана слишком сильной. Более того, и сама обратная зависимость – вто только возможность; альтернативой является случай, когда величина α постоянна и при вариациях сейсмической вязкости изменяются только коеффициенты β и n_0 . Тогда естественно положить $\alpha_M = 0,13$ (см. гл. 1) и, согласно соотношениям (2.1), (3.15) и (1.16), $\alpha_R = 0,09$, $\alpha_{MO} =$ = 0,10.

Представленная на рис.24, б зависимость между ковффициентами n_0 и β при условии $a_{MO} = 0,10 = \text{const}$ получена по описанной выше схеме – как корреляционная по той же выборке графиков повторяемости, что и зависимость рис. 24, а. Методом ортогональной регрессии величин 1g n_0 и β получено:

$$lg n_0 - 22,7\beta = 5,88\beta - 7,23, \qquad (3.23)$$

так же, как и соотношение (3.18), связывающее эти величины экспоненциальной зависимостью. Заметим, что при $\alpha = \text{const}$ возможны значения $\beta > 1$.

Еля всех графиков повторяемости, данные о которых приведены на рис. 26, вычислены по описанной выше процедуре (но только с опорой не на соотношения (3.16) и (3.18), а на условие $\alpha_{\rm MC} =$ = 0,10 = const и соотношение (3.23)), значения параметра θ и величин. характеризующих макроскопические параметры сейсмического течения в районе Камчатки и в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области. Их зависимости от глубины представлены ниже, соответственно на рис. 33-37 и рис. 41, 42. Линии равных значений некоторых макроскопических параметров сейсмического течения в зависимости от наклона b и уровня 1g n (22,7) наблюденных графиков повторяемости при 1g H₀ = 22,7, рассчитанные аналогично зависимостям рис. 26, также приведены ниже, на рис. 32 и 40.

Измерения характеристик графиков повторяемости в нелинейном приближении (1.15), изменяющихся в зависимости от глубины и по латерали в Камчатском и Памиро-Гиндукушском районах, использованы в дальнейшем для экспериментального определения величины коэффициента а в условиях различной сейсмической вязкости. Представляется уместным описание полученных результатов в данной главе, посвященной закону повторяемости землетрясений.

Каждое значение а получалось при решении системы двух уравнений (3.21). Таких уравнений можно составить столько же, сколько имеется наблюденных графиков повторяемости. Каждое из них связывает параметры наблюденного графика в линейном приближении (1.14) с коэффициентами, определяющими семейство нелинейных кривых виде (1.15), одной из которых удовлетворяет наблюденный график (см. гл. 1). Величина 1g м_о во всех уравнениях одинакова (1g M_о = 22,7 = const; см. гл. 4 и 5), остальные величины – переменные. Если дг) (*i*-тый и *j*-тый) наблюденных гра фика вида (1,14) с различающимися наклонами и уровнями ($b_i \neq t_i$: $a_i = \lg n_0 (\lg M_0) \neq a_j$) в нелинейном приближении принадлежет одному и тому же семейству кривых (1.15), т.е. если (a, β, n_0); = (a, β, n_0); то из пары соответствующих уравнений (3.21) можно получить значение $a_i = a_j$: $a = (b_i - b_j)/(a_j - a_i)$. Это значение определяется только параметрами (наблюденными) графиков повторяемости в линейном приближении, без предположений с характере зависимостей между величинами ковфициентов a, β, n_A .

Величины, определенные на основании соотношений $\alpha = 0, 10 =$ = const. (3.23) и (3.16), (3.18), будем называть рассчитанными соответственно в переом и втором вариантах и обозначать их индексами: β_1 , n_{01} , θ_1 и т.д. и α_2 , β_2 , n_{02} , θ_2 и т.д. Пары уравнений (3.21) для определения α подбирались по признаку равенства значений β. Значения β, β, используемые для расчета параметров, вариации которых представлены в гл. 4 и 5. определены с точностью до третьего знака после запятой. Равными считались значения, различающиеся не больше чем на 0,005; условием использования пары наблюденных графиков было равенство значений β, рассчитанных как по первому, так и по второму варианту: |β, ,-- $\beta_{1,1} \le 0.005$ и $|\beta_{21} - \beta_{23}| \le 0.005$. При вариациях (в зависимости от сейсмической вязкости) значения в, получаются всегде меньшими (не большими), чем β_2 . Однако различие ето имеет карактер систематический (поэтому отсутствуют систематические различия в представленных на рис. 33, 41, 42 зависимостях от глубины параметров сейсмического течения, рассчитанных в первом и во втором вариантах). Поэтому оказалось возможным составить достаточное количество пар уравнений (3.21) со значениями $\beta_{1,i}$ = β_{1j}, β_{2i} = β_{2j}, перекрывающими практически весь наблюденный диапазон изменения коэффициентов β, , β.



Рис. 27. Экспериментальные определения козффициента α по парам графиков lg π(lg N_O) вида (1.15), наблюденным в разных участках Камчатского и Памиро-Гиндукушского районов 1, 2 - определения по графикам, наблюденным в том же районе (1) и в разных районах (2); 3 - линия регрессии на величину козффициента β, определенного на основе соотношения (3.23)

Полученные значения а представлены на рис. 27 в зависимости от соответствующих величин $\beta_1 = (\beta_{1i} + \beta_{1j})/2$. Значения β_1 изменяются от 0,34 (на Камчатке) до 0,57 (в Памиро-Гиндукушском районе); соответствующие вариации коэффициента n_0 определяются соотношением (3.23). Величина коэффициента а не изменяется и практически равна значению, определенному как среднее для условий земной коры (см. гл. 1) и принятому при расчетах в первом варианте. Дисперсия значений а относительно среднего определяется погрешностями измерения величин $b_{4,1}$ и $a_{4,4}$.

Значения α, полученные по парам графиков, один из которы построен по землетрясениям Камчатки, а другой – Памиро-Гиндукушского района, не выпадают из общей зависимости рис. 27. Это свидетельствует о правомерности применения соотношения (3.15), полученного для Средней Азии (см. выше), также и для района Камчатки, для пересчета графиков повторяемости из шкалы K_{Te} в шкалу 1g M_{\odot} .

Таким образом, можно считать установленным закон поеторяемости землетрясений, позволяющий интерпретировать нараметры графиков повторяемости землетрясений в терминах процесса сейсмического течения горных часс. Он описывается соотношенняси: (1.15) при $m \equiv M_{\odot}$, (3.23) и $\alpha_{\mu\nu} = 0,10 = \text{const.}^1$

Пересчет графиков повторяемостл в шкалу 1g M_{\odot} основан на использовании эмпирических зависимостей 1g $M_{\odot}(M)$, или 1g $M_{\odot}(K)$. Однако сейсмический момент не определяется как функция только одной переменной – сейсмической енергии, магнитуды и пр.; при той же магнитуде величина M_{\odot} зависит еще от формы спектра сейсмического излучения [Экспериментальные..., 1981; и др.]. Поэтому упомянутие зависилости только корреляционные, может оказаться, что применение их некорректно. Этот вопрос мы обсудим ниже, в гл. 6.

Латеральные варнации сейсмической вязкости в земной коре. Для глобальных сейсмических районов земной коры в гл. 1 получены следующие значения коеффициентов в выражении (1.12), описывающем семейство нелинейных графиков повторяемости магнитуд землетрясений: lg n_{Om} =1,4; β_M =0,55; α_M =0,13. Конечно, параметры линейных приближений графиков lg n(M) для разных районов земной коры удовлетворяют одному семейству кривых вида (1.12) с постоянными коеффициентами только приблизительно. Можно ожидать, что реологические свойства сейсмогенерирующей среды варьируют от района к району и в пределах земной коры, котя и существенно меньше, чем, например, в зависимости от глубины.

В табл. 5 представлены оценки карактеристик сейсмической вязкости и напряжения, средних для глобальных районов Гутенберга-Рихтера. Они получены по данным табл. 3 о параметрах линей-

Значения β и n_0 определяются в каждом случае из уравнений (3.21), (3.23).

Группа районов	Fattor	lg θ (β=0,55)	β	lg Ə	-lg T	$lg \sigma \propto (1-\beta) lg \theta$
					усл.ед.	
ETO	1	5,5	0,557	5,4	1,87	2,41
	Э 5 8 ДП СП	3,9 5,8	0,541 0,518 0,452 0,105 0,517	3,8 6,0 4,8 2,2 5,0	1,77 1,62 1,18 0,69 1,61	1,74 2,91 2,64 1,17 2,42
5 T O	14 16 15 18 12 ДП СП	5,9 5,9 5,3 4,4 6,1 1,7 5,5	0,617 0,569 0,561 0,547 0,507 0,110 0,560	5,4 6,0 5,2 4,3 5,3 1,7 5,2	2,18 1,94 1,89 1,81 1,56 0,62 1,88	2,06 2,59 2,28 1,96 2,63 0,67 2,30
C O X	43 33 40 32 ΔП СП	2,5 2,9 1,1 1,8 1,8 2,1	0,679 0,584 0,576 0,574 0,105 0,603	1,7 2,9 1,0 1,7 1,9 1,8	2,46 2,02 1,98 1,97 0,49 2,11	0,56 1,21 0,41 0,72 0,80 0,72
	24 37 7	4,4 1,0 3,5	0,583 0,505 0,498	4,2 1,2 2,9	2,02 1,54 1,50	1,74 0,59 1,95

ных приближений вида (1.1) на основе установленного закона повторяемости в магнитулном варианте. Зависимость между изменяющимися коэффициентэми 1
g $n_{_{\rm OM}}$ и $\beta_{_{\rm M}}$ получена из соотношения (3.23) пересчетом его в шкалу магнитуд по формулам вида (1.16) (для ковфициентов lg π_{ON} и β_{N}) на основе переходного корреляционнсго соотношения (2.1). Получена следукщая зависимость:

 $lg n_{OM} = 9,07\beta_{M} + C, \qquad (3.24)$

где C = -3,59. Свободный член C в забисимости взят таким, чтобы она удовлетворяла средним значениям ковфйициентов $\lg n_{OM}$ и ℓ_M . полученным для семейства графиков повторяемости магнитул корсвых землетрясений, т.е. таким, что при $\beta_M = 0,55$ значение $\lg n_{OM}$ равно 1.4.

Глобальные районы в табл. 5 разделены на три группы: 1-я и 2-я объединяют районы области перехода от глобальной структуры Тихого океана к континенту - к Американскому (1-я группа) и к Евразийскому (2-я группа), в 3-ю группу входят районы среднинсокеанических хребтов. Первые две группы районов морфологически отличаются наличием или отсутствием в их пределах островодужных структур. Три сейсмических района остались вне групп, один из них континентальный - Африка. Представлены диапазоны изменения и средние значения параметров в пределах групп.

Для двух районов из представленных в табл. 3 (8 и 19) получены большие различия в оценках величины 1g θ_{χ} по формулам (1.18) и (1.19) при β_{χ} = 0,55. Особенно это относится к району 19, объединяющему Курило-Камчатскую и Японскую островодужные структуры, различающиеся в сейсмическом отношения. По-видимому, из-за сейсмической неоднородности значение наклона в линейного приближения графика повторяемости значение наклона в линейного приближения графика повторяемости землетрясений этого района получилось завышенным (см. табл. 3). Величина 1g θ_{χ} , рассч. танная при изменяющемся значении коэффициента β_{χ} , также оказалась сильно завышенной и не включена в табл. 5, как и прочие параметры для района 19.

Значение козфициента β_{M} варьирует в диапазоне $\Delta\beta$ = 0,23 со средния: значением, равным 0,554 (от 0,44 до 0,67). Оно созпадает с принятым в среднем для земной коры значением, полученным не голько по данным о сильных (II = 5,5) землетрясениях в районах Тутенберга-Рихтера, но и по данным о более слабых (II < 4,5) землетрясениях во многих других районах меньших размеров. Средние для виделенных групп значения β_{II} и lg τ равны соответственно 0,56 и -1,85, т.е. совпадают с соответствующими величинами, средними для группы районов западного обрамления Тихого скеана. Относительно этих средних величин логарифм сейсмического времени релаксации варьирует от района к району в диапазоне, равном 1,3 (от -2,5 до -1,2). В районах восточного обрамления Тихого океана значения lg τ немного повышены, а в районах срелинно-океанических хребтов понижены.

Статистика, представленная в табл. 5, недостаточна, чтобн установить, является ли значимым различие между средними значениями 1g T в 1-й и 2-й группах районов. Но все же диапазоны вариаций 1g T в той и другой группах меньше ссвокупного диапазона вариаций 1g T в районах, переходных от Тихого океана к континенту - 0,69; 0.62 и 1,00 ссответственно. Различие между средними значениями 1g T для этих районов, с одной стороны, и для группы районов среднию-океанических хребтов, с другой, скорее всего, значимо. Максимальные значения 1g T в этой последней группе (равные -2,0 для районов срединных хребтов Атлантического и Ледовитого океанов) меньше значений 1g T для всех других районов, представленных в табл. 5, за исключением Новых Гебрид (район 14). Размах вариаций величины логарийма сейсмической вязкости в группе районов срединно-океанических хребтов почти в три раза меньше, чем во всей собокущности данных табл. 5.

Средние значения карактеризующих напряжения параметров θ и σ (lg θ и lg σ) в районах восточного и западного обрамления Тихого океана отличаются незначительно. По этим параметрам районы 1-й и 2-й групп можно считать одинаковыми. Районы срединноокеанических хребтов в сравнении с ними имеют значимо меньшие карактеристики 1g θ и 1g C. По данным табл.5, в частности ис средним для группы значениям, намечается прямая зависимость сейсмического времени релаксации от напряжения при вариацият етих параметров от района к району. При этом величины С и θ исменяются существенно в больших пределах, чем время релаксации τ_c . Согласно результатам гл. 2, различие значений параметров Р (и С) в районах обрамления Тихого океана и в районах средненсокеанических хребтов уменьшится, если учесть различие в размерах районов, в среднем меньших в первых двух группах табл. 5 больших в третьей.

Величина (lg n_0), в зависимости ее от ковіснимента ї (3.23) нормирована по объему на 1 км², а величина (1 $= n_{0.1}$ входящая в соотношение (3.24). - по площали на 1000 км². Это нужно учитывать при пересчете соотношения (3.23) в магнитулнук ткалу. Если принять мощность сейсмогенерирукаего слоя земной коры (в частности, в глобальных районах табл. 5) равной 20 км. то свободный член при пересчете соотношения (3.23) в магнилыную шкалу согласно (2.1) и нормировании по объему на 1000 ×20 км³ получается равным -2.93, т.е. на 0,66 большим, чем принятое в соотношении (3.24) для глобальных районов значение 🤅 = = -3.59. Пругими словами, при нормировании по плошали повтовлемостей сильных коровых землетрясскый в глобальных сейсмических районах среднее значение козфонциента n_{ov} (при $\beta_v = -55$ получеется в 4-5 раз меньшим, чем соответствукшая величина. полученная по относительно слабим землетрясениям в меньших по объему сейсмически активных областях. Сведнее для земной коры значение (lg n_),, полученное по данкым о землетрязениян о И < 4.5 в сейсмических районах, меньших чем глобальные, оказывается равным примерно 1,65 (см. рис. 8, гл. 1). Если формулу (3.24) согласовать с этим значением, то свободных член ее (С)

получается равным -3,34. Среднее значение коэффициента n_{OM} (при $\beta_{H} = 0,55$) примерно в 2,5 раза меньше соответствующей величины, полученной по данным о землетрясениях в верхней мантии (см.гл. 4 и 5).

Различие в оценках коэффициентов П. объясняется, по-видимому, особенностями, различием пространственного распределения: сейсмичности в земной коре и в гипоцентральных областях. Связанных с верхнемантийными землетрясениями. таких. как Памиро-Гинлукушская и Камчатская. В последних сейсмический процесс локализован в относительно резко ограниченных вмешающей асейсмичной средой объемах. Коровая же сейсмичность, как отмечено в гл. 1, имеет пятнистую структуру. Так или иначе выделенный сейсмический район включает в себя участки ENCORO- N HN3KOсейсмичные и вовсе асейсмичные: границы участков и районов (на любом структурном уровне) размити, в целях нормирования повтоляемостей по объему они могут быть проявлены только весьма! условно. Еще более неоднородно распределен сейсмический процесс в земной коре по глубине - сильно затухает с ее ростом. Поэтому трудно говорить о мощности сейсмогенерирующего слоя земной коры в том или ином районе. Подавляюще обльшая часть очагов слабых землетрясений формируется в верхнем 10-километровом слое коры. Более того, с увеличением точности локализации гипоцентров местных землетонсений оказалось [Пономарев и др., 1976], что и в этом слое они распределены не равномерно, а тяготеют к одному-двум очень узким слоям. С другой сгороны, очаг сильного землетрясения может распространяться на всю толшину земной коры.

Трудности нормирования по объему заставляют изменять свободный член в зависимостях вида (3.18), (3.23) или (3.24) между коэффициентами n_O и β, при изменении пространственно-временного, а следовательно, и "энергетического" масштабов - уровня, на котором исследуется сейсмический процесс. Например, пространст-

ленные масштабные уровни - глобальные районы, регионы, районы, отдельные структуры или участки: "энергетические" уровни сильные землетрясения с **И** > (5-5,5), "сильные" мертные и близкие землетрясения с К = 10-14, слебне местные землетрясения. NOSTONY MORHO CDABHUBATLO ULEHKN MAKDOCKOTLY CKNX HADAME TOOL сейсмического течения в пределах того или иного пространственно-временного и энергетического уровня - структурного уровня (например, глобальные районы, см. табл. 5. или различные участия Памиро-Гиндукушской верхнемантийной гипоцентральной области). Так. менее уверенно можно сопоставлять оценки по данным о землетоясениях с И > 5.5 для глобальных райснов и по землетоясениям с К = 10-13 для различных локальных участков. Менее на-MEXHIMM MOFYT OUTS TAKKE I CONOCTABJEHUS OUCHOK HE TEX KE энс ргетическом и пространственном уровнях параметров сойсмического течения для участков верхней мантии и для земной коры нал ними. Это относится, в частности, к Памиро-Гиндукушскому району с относительно слабой и затухающей с ростом глубины внутрикоровой сейсмичностью и не относится к району Камчатки (см. гл. 4.5).

Погрешности определения величин, характеризующих макроскошческие параметры сейсмического течения, определяются главным образом ошисками (О и О) измерения уровня и наклона исходного графика повторяемости в "энергетическом" диапазоне, в котором он аппроксимирован линейно (см. рис. 26, а также рис. 31, 32 и 39, 40), из которых первая ошиска зависит главным образом от погрешностей определения объема сейсмогенерирующих горных масс. необходимого для нормирования графиков повтогнемости, а вторая сильно зависит от величины флуктуаций повторяемостей относительно сильных землетрясений в упомянутом "энергетическом" диапазоне, т.е. в конечном счете от общего количества землетрясений, по которым построен график повторяемости.

Глава четвертая

ГЕОЛИНАМИ-ЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГИПОЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ЗЕМЛЕТРИСЕНИЙ КАМЧАТКИ

4.1 Общее геофизическое описание Курило-Камчатской островодужной системы

Курило-Камчатская островная дуга включает в себя восточную Камчатку, Курильские острова и о-в Хокайдо. Она прослеживается как единая структура по особенностям рельефа суши и дна Тихого океана; элементами ее служат глубоководный желоб и пояс действующих вулканов. Глубинные элементы островодужной системы проявляются в вулканизме, в особенностях геофизических полей и распределения сейсмичности. Это самый сейсмически активный район на территории онвшего СССР; в нем отмечены не только самые сильные, но и самые глубокофокусные землетрясения. Как и в других островодужных системах, гипоцентры землетрясений сконцентрированы здесь в довольно четко пространственно ограниченной области, которая в первом приближении представляется как слой мошностью 75 км и более, падающий под континент и прослеживающийся то глубины 600-650 км.

Аномалии геофизических полей в Курило-Камчатском районе имеют типичный вид узких и длинных полос, вытянутых согласно простираниям цепи действующих вулканов и глубоководного желоба. Связь этих аномалий с особенностями сейсмической активности и строения гипоцентральной области прослеживается только в общи чертах и только для первых 200 км глубины. Почти асейсмичные впадины Охотского и Японского морей находятся в состоянии изостатического равновесия; здесь наолюдаются положительные грави-

130 İ

ташионные аномалии и максимально высокий тепловой поток. Цля высокосейсмичной области континентального склона глубоководного желоба карактерны положительные гравитационные и магнитные аномалии, а также пониженный тепловой поток; в промежуточной части - дугообразной полосе локализации действующих вулканов - все перечисленные аномалии имеют обратные знаки.

Непрерывные сейсмологические наблюдения курило-камчатских землетоясений были начаты в 1904 г. С увеличением точности и летальности наблюдений и по мере поступления новых данных изучались пространственное распределение гипоцентров землетрясений, а также строение земной коры и верхней мантии. Общие представления о пространственном распределении гипоцентров землетлясений были получены уже в 20-30-х годах. Область сейсмогенерярукших горных масс. связанную с Курило-Камчатской островной лугой, впервые описал К.Валати (Wadati, 1935). В отечественной литературе она называется зоной Заварицкого-Беньофа [Заварицкий. 1946: Benioff. 1954], а также просто фокальной зоной [Федотов и др., 1969; и др.] или фокальным слоем [Токарев, 1970]. Изучение приуроченных к этой зоне особенностей геойизических полей (магнитного, гравитационного, тепловсго) было начато позднее. в 50-х годах. Современные представления о фокальной зоне, строении и свойствах вмещающей ее верхней мантии получены за последние 30 лет в основном трудами советских и японских исследователей. базирующимися главным образом на сейсмических и сейсмологических наблюдениях и методах, в том числе и на иссле-ДОВании пространственных вариаций параметров графиков повторяемости землетрясений.

В главе представлены данные о вариациях величин, карактеризующих сейсмическое течение горных масс верхней части фокальной зоны (до глубины 200 км) в районе Камчатки между 51 и 55° с.ш. Они подучены изложенным в гл.1-3 методом - путем интерпре-

ТОШЫ: Е ТЕРІЗІНЗЯ ПРОЦЕССА ТЕЧЕНИЯ КОВФЙИЛИЕНТОВ ГРАФИКОВ ПОВТО. ГЛЕМССТИ НА ОСНОВЕ ЗАКОНА ПОВТОРЯЕМОСТИ СЕМЛЕТРИСЕНИЙ ПО ВЕЛИ. ЧИНЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА. ДЛЯ ЗОНЫ В ЦЕЛОМ ИССЛЕДОВАНИ ВАРИЗ-ШИ ПО ГЛУбине, а ДЛЯ ВЕРХНЕГО СЕЙСМОАКТИЕНОГО бЛОКА (ДО ГЛУби-НЫ СО КМ. КРОМЕ ТОГО, И ЕКРЕСТ ПРОСТИРАНИЯ бЛОКА.ЭТИ ВЕЛИЧИНИ ИБЛЯКТСЯ СРЕДНИМИ ДЛЯ ТОГО ИЛИ ИНОГО УЗКОГО ИНТЕРВАЛА ГЛУбин ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ (ТОЙ ИЛИ ИНОЙ УЗКОЙ ПОЛОСИ, ВИТЯНУТСЙ ПО ПРОСТИ-ТАНИЕ ВЕРХНЕГО СЕЙСМОАКТИВНОГО бЛОКА) Е ЧАСТИ СС, ОГРАНИЧЕННОЙ РАМИЗИИ БИФРАННОГО РАЙОНА. ПОСТОМУ ПРИ Общей Карактеристике района МЫ Сулем ОТЕЛСКАТЬСЯ ОТ Существующих вариаций сейсмичес-КИХ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИЕ ОСТРОЕНОЙ ДУГИ (СМ. НЕ-КАТИ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИЕ ОСТРОЕНОЙ ДУГИ (СМ. НЕ-КАТИ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИЕ ОСТРОЕНОЙ ДУГИ (СМ. НЕ-КАТИ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИЕ ОСТРОЕНОЙ ДУГИ (СМ. НЕ-КАТИ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИЕ ОСТРОЕНОЙ ДУГИ (СМ. НЕ-КАТИ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИЕ ОСТРОЕНОЙ ДУГИ (СМ. НЕ-КАТИ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИЕ ОСТРОЕНОЙ ДУГИ (СМ. НЕ-КАТИ И ПРОЧИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ПРОСТИРАНИИ ПО ГЛУбИНЕ И ВКРЕСТ ПРОСТИ-РАНИЯ.

Сейсмологические и геофизические исследования [Фелотов и цр., 1969; Болдырев, 1976; и др.] позволяют считать выбранный айон типичным для гоей Курило-Камчатской островодужной системы. Повтому в общих чертах нами списаны результать, касающиеся всей Курило-Камчатской и примыкающей к ней Японской островных дуг. Зависимости от глубины сейсмических и геофизических параметров фокальной зоны и вмещающей ее верхней мантии в выбранном, районе Камчатки рассмотрены более подробно, однако все же с той ограниченной детальностью, которая необходима для сопоставления с ними изложенных ниже данных.

Тектонические землетрясения Курило-Камчатской области по карактеру связи с различными структурами можно разделить на две группы. Первая обусловлена перемещением, "течением" горных масс. в собственно верхнемантийной фокальной зоне, вторая - с тектоническими движениями в земной коре и в самой верхней части (кровле) верхней мантии. Очаги землетрясений второй группы локализованы между булканической дугой и осью глубоководного желоба в приповерхностном слое мощностью около 60 км. Очаги 132 землетрясений, образующие фокальную зону, достигают глубины 600-650 км.

Фокальная зона имеет довольно сложную конфигурацию, представления с степени этсй сложности изменялись по мере увеличения точности и детальности сейсмологических наблюдений и методов. Х.Беньоф [Beniof, 1954] установил, что угол наклона фокальной зоны к земной поверхности в Курило-Камчатском районе увеличивается скачком примерно с 34 до 54° на глубине около 300 км. Но при более детальных исследованиях с построением поперечных простиранию фокальной зоны вертикальных разрезов по отдельным достаточно небольшим ее участкам этого излома обнаружить не удалось [Токарев, 1958, 1970; Кондорская, Постоленко, 1959; Сайкс, 1970; Тараканог, Ким Чун Ун, 1975; Гусев, Шумилина, 1976]. По-видимому, излом появляется из-за методической погреатости - в результате проекции на одну вертикальнуг плоскость гипоцентров со значительного участка, внутри которого наклон зоны изменяется [Токарев, 1970; Тектоника..., 1980].

В 1961 г. на Камчатке были начаты детальные сейсмологическме наолюдения. Используя их результаты и данные долговременных наблюдений сильных землетрясений, П.И.Токарев [1958, 1970] аппроксимировал поверхность, к которой можно свести фокальную зону, частью прямого кругового конуса, ось симметрии которого проходит через центр Земли и центр вулканической дуги (на поверхности), а вершина лежит на глубине 1560 км. Дуга окружности, образуемая основанием етого конуса на поверхности Земли, имеет радиус 2010 км; она концентрична как поясу вулканов, так и дуге, образуемой осью глубоководного желоба, и расположена на расстоянии 125 км от первого. Постролв ряд поперечных фокальной зоне вертикальных разрезов, П.И.Токарев нашел ее мощность и наклон равными соолветственно 75 км и 48 ± 5°, а глубину подошвы погружающейся в районе Камчатки в направлении с севера на

юг. Последующие результаты [Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; Гусев, Пумышпна, 1976] по существу не противоречат этому первоку приближеник, уточняют и дополняют его.

По материалам наблюдений за 1905-1971 гг. и детальных нас. людений за 1961-1971 гг. установлено [Тараканов, Ким Чун У_{4,} 1975; Тентоника..., 1980], что мощность фокальной зоны в Курале-Камчатской области колеблется от 60 до 90 км и равна 75 к только в среднем. Глубина подошен этой зоны в средних честя: сотроводужной системы 600-650 км, а к ее краям уменьшается примерно до 350 км. Наклон фокальной зоны уменьшается в направлении с севера (Командорские острова) на юг (о-в Хокайдо) от 50 до 36².

При увеличении точности локализации гипоцентров землетрясений, используемых для построения поперечных вертикальных разрезов, средняя мощность фокальной зоны сказывается меньшей, а геометрия ее более сложной. На глубинах свыше 100 км в пределах Камчатки ередняя мощность фокальной зоны равна 50 км, если ее определять по землетрясениям с $K \ge 9$, и примерно 25 км – по землетрясениям с $K \ge 11$; максимальные значения равны соответственно 80 и 40 км [Гусев, Шумилина, 1976]. Детальные наслюдения в районе Южных Курил [Федотов и др., 1969] дают для максимальной мощности фокальной зоны оценку в 50 км. В северной части Камчатки угол падения фокальной зоны растет с глубиной до 60-80°, в то время как в киной части поперечные разрезы имеют *S*-образную форму: фокальная зона круто падает в верхней части, выполаживается на глубинах порядка 350 км до углов 25-30° и затем онять падает круто [Гусее, Шумилина, 1976].

Полученные А.А.Гусевым и Л.С.Шумилиной данные о резком расширении фокальной зоны в интервале глубин от 100 до 70 км, возможно, обусловлены методическими причинами. Используя землетрясения с погрешностью определения глубины гипоцентров не 134 большей ±5 км, И.П.Кузин [1974] построил горизонтальные сечения фокальной зоны в районе Камчатки на глубинах 60, 80, 100 и 120 км. Выяснилось, что на глубине 60 - 120 км мошность етой эсчи меняется от 20 до 50 км. При проекции гипоцентров на одну вертикальную плоскость, проходящую вкрест простирания фокальной зоны, тонкие ее участки маскируются более толстыми, поэтому максимальная мощность принимается за типичную для некоторого интервала глубины [Кузин, 1974].

Более того, гипоцентральная область верхнемантийных землетрясений, по крайней мере в некоторых ее участках, не может представляться как сплошная, цельная фокальная зона или слой. В работах К.Цумары, Н.Умино, А.Хагисавы и др. [Методы прогноза..., 1984] на основе высокоточных телеметрических наблюдения микроземлетрясений в северо-восточной части Японии установленс, то до глубины по меньшей мере 200-250 км гипоцентры их сосредоточены в двух тонких наклонных слоях, разделенных асейсмичной зоной мощностью 30-40 км. Эта тенденция наблюдается в районе о-ва Хокайдо и по наблюдениям сильных (М > 5) землетрясений [Сайкс, 1970].

Представления о распределении в фокальной зоне плотности гипоцентров землетрясений и сейсмической активности получены благодаря работам В.Н.Аверьяновсй, Б.А.Андреева, А.В.Горячева, С.Д.Когана, Н.В.Кондорской, С.Миямуры, Л.Сайкса, С.Л.Соловьева, Р.З.Тараканова, С.А.Федорова и других исследователей [Тараканов, Левый, 1967; Федотов и др., 1969; Сайкс, 1970; Аверьянова, 1975; Тектоника..., 1980; Метод. прогноза..., 1984; Ванек, Гануш, 1985; и др.]. Сейсмическая активность характеризовалась при этом разными величинами, в сущности являющимися параметрами графиков повторяемости землетрясений 1g n(1g m), так или иначе нормированных по времени и по объему сейсмогенерирующих горных масс (см. гл. 1). К таким параметрам относятся: общее количестют. Последующие результаты [Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; Гусев, Бумылана, 1976] по существу не противоречат стому первоку приближеник, уточняют и дополняют его.

По материалам наблюдений за 1905-1971 гг. и детальных наслюдений за 1961-1971 гг. установлено [Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; Темтоника..., 1980], что мошность фокальной зоны в Курало-Камчатской области колеблется от 60 до 90 км и равна 75 м только в среднем. Глубина подошен этой зоны в средних честа сотроводужной системы 600-650 км, а к ее краям уменьшается примерно до 350 км. Наклон фокальной зоны уменьшается в направленим с севера (Командорские острова) на юг (о-в Хокайдо) от 50 до 36°.

При увеличения точности локализация гипоцентров землетрясений, используемых для построения поперечных вертикальны разрезов, средняя мощность фокальной зоны оказывается меньшей, а геометрия ее более сложной. На глубинах свыше 100 км в пределах Камчатки ередняя мощность фокальной зоны равна 50 км, если ее определять по землетрясениям с $K \ge 9$, и примерно 25 км – по землетрясениям с $K \ge 11$; максимальные значения равны соответственно 80 и 40 км [Гусев, Шумилина, 1976]. Детальные наблюдения в районе Южных Курил [Федотов и др., 1969] дают для максимальной мощности фокальной зоны оценку в 50 км. В северной части Камчатки угол падения фокальной зоны растет с глубиной до $60-80^{\circ}$, в то время как в киной части поперечные разрезы имеют *S*-образную форму: фокальная зона круто падает в верхней части, выполаживается на глубинах порядка 350 км до углов 25-30° и затем опять падает круто [Гусев, Шумилина, 1976].

Полученные А.А.Гусевым и Л.С.Шумилиной данные о резком расширении фокальной зоны в интервале глубин от 100 до 70 км, возможно, обусловлены методическими причинами. Используя землетрясения с погрешностью определения глубины гипоцентров не 134 большей ±5 км, И.П.Кузин [1974] построил горизонтальные сечения фокальной зоны в районе Камчатки на глубинах 60, 80, 100 и 120 км. Выяснилось, что на глубине 60 - 120 км мошность етой эсчи меняется от 20 до 50 км. При проекции гипоцентров на одну вертикальную плоскость, проходящую вкрест простирания фокальной зоны, тонкие ее участки маскируются более толстими, поэтому максимальная мощность принимается за типичную для некоторого интервала глубины [Кузин, 1974].

Более того, гипоцентральная область верхнемантийных землетрясений, по крайней мере в некоторых ее участках, не может представляться как сплошная, цельная фокальная зона или слой. В работах К.Цумары, Н.Умино, А.Хагисавы и др. [Методы прогноза..., 1984] на основе высокоточных телеметрических наблюдений микроземлетрясений в северо-восточной части Японии установленс, то до глубины по меньшей мере 200-250 км гипоцентры их сосредоточены в двух тонких наклонных слоях, разделенных асейсмичной зоной мощностью 30-40 км. Эта тенденция наблюдается в районе о-ва Хокайдо и по наблюдениям сильных (И > 5) землетрясений [Сайкс, 1970].

Представления о распределении в фокальной зоне плотности гипоцентров землетрясений и сейсмической активности получены благодаря работам В.Н.Аверьяновсй, Б.А.Андреева, А.В.Горячева, С.Д.Когана, Н.В.Кондорской, С.Миямуры, Л.Сайкса, С.Л.Соловьева, Р.З.Тараканова, С.А.Федорова и других исследователей [Таракагов, Левый, 1967; Федотов и др., 1969; Сайкс, 1970; Аверьянова, 1975; Тектоника..., 1980; Метод. прогноза..., 1984; Ванек, Гануш, 1985; и др.]. Сейсмическая активность характеризовалась при этом разными величинами, в сущности являющимися параметрами графиков повторяемости землетрясений 1g n(1g m), так или иначе нормированных по времени и по объему сейсмогенерирующих горных масс (см. гл. 1). К таким параметрам относятся: общее количествс Σ п и общая "энергия" Σm землетрясений с "энергией", большей некоторого минимального значения m_1 , которое зависит от качества системы наблюдений; "энергия" m_m максимального наблюденного землетрясения и, наконец, повторяемость землетрясений п $(\overline{lg m})$ в фиксированном "энергетическом" интервале $\overline{lg m} \pm \delta lg m^1$. В качестве "энергии" разные авторы использовали величины m = $p \cdot 10^{qM}$ при $m = 10^K$, где M и K – магнитуда и энергетический класс землетрясения, p и q – козффициенты.

По падению и простиранию фокальной зоны сейсмическая активность распределена неравномерно. Она поемшена во фланговых частях зоны – о-в Хонсю, п-ов Камчатка, а в пределах Камчатки – особенно в районах мысов. В земной коре и верхней мантии (до глубины 200 км) можно выделить поперечные островной дуге линейные области повышенной сейсмической актиености, из которых многие совпадают с зонами разломов, отмеченными на тектонической карте [Тектоника..., 1980].

По материалам долговременных наблюдений относительно сильных (M > 5) землетрясений установлены [Сайкс, 1970; Тектоника..., 1980; и др.] приуроченность подавляющего их большинства к верхней части зоны до глубин 100-130 км, почти полное отсутствие гипоцентров на глубинах около 130-160 км и между 200 и 300 км. На со́льших глубинах, в нижней части фокальной зоны, сейсмическая эктивность вновь возрастает; гипоцентры наиболее сильных землетрясений тяготеют к нижней кромке (к низу нижней части) фокальной зоны.

Мощность верхней области пониженной сейсмической активности, которая, по данным о сильных землетрясениях [Ванек, Гануш,

¹ Последняя величина предложена Ю.Б.Ризниченко [Методу..., 1960]. Как стандартная хэрактеристика сейсмической активности в отечественной сейсмологии используется повторяемость землетрясений энергетического класса К = 10(±0,5), рассчитываемая с учетом повторяемостей более сильных землетрясений.

1985], полностью асейсмична, меняется по простиранию зоны от 30 по 70 км. Однако слабие землетрясения в пределах этой области все же происходят (см. ниже). а мошность ее. но-вилимому. меньпе. В вериной части фокальной зоны выделяются, еще области пониженной сейсмической активности на глубинах около 70 и 190 км. [аверьянова, 1975]. Абсолютный максимум сейсмической активности полурочен к интервалу глубин 30-50 км. втогичные максимумы тяготерт к глубинам около 100 и 140 км [Аверьянова, 1975]. Проявляющеся за этими флуктуациями генеральные тенденции **WHEHEHEHER C DOCTOM FINGHERE TO 200 KM BEJINGHER ZOT.** Σm . $n(\overline{\lg m})$. тарактеризующих сейсмическую активность. Слизки к экспоненциальным [Сайкс. 1970; Аверьянова. 1975; и гр.]. Наклон b градиков повторяемости магнитуд относительно сильных (М > 5.0) землетрясений максимален в интервале глубин примерно от 40 до 70 им, ниже эта величина уменьшается с ростом глубины. локальные минимумы ее намечаются на глубинах около 100 и 140 км [Аверьянова, 1968].

Закономерности изменения с глубиной в верхней части фокального слоя параметров Σn , Σm , $n(\overline{\lg m})$ и b графиков повторяемости землетрясений района Камчатки не выпадают из общих для всей островодужной системы.

Фокальная зона маркирует некоторый блок горных масс, разграничлвающий два других основных блока - континентальный и океанический, которые выделяются в верхней мантии северо-западной части Тыхоокеанского пояса, в том числе и в Курило-Камчатской области. Одни исследователи [Кузин, 1974; Волдырев, 1976] отождествляют этот блок с фокальной зоной, другие считают его устроенным более сложно [Utsu, 1967 и др.; Oliver, Isacks, 1967; Kebeasy, 1969; Ishida, 1970; Tada, 1972; Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; и др.]. И те, и другие представления основаны на

наслюдениях зномалий времен пробега, амілитуд и периодов сейо. мических волн, генерируемых в очагах землетрясений, а также особенностей геофизических полей.

Главный элемент предложенной Т.Утсу [Utsu, 1967 и др.] модели строения верхней мантии под северо-восточной Ялонией аномальный наилонный слой мошностью сколо 100 км, отлагчающийся высокими значениями v_p , v_g скоростей распространения сейсмических воли и добротности Q.Фокальная сона занышает только верхнюр часть этого слоя; во вмещающих его океаническом и континентальном блоках значения v_p , v_g и Q понижены, в первом до глубин 300-- 400 км, во втором до несколько меньших глубин.

H.OMMEED N E.AMSERC [Oliver. Isacks, 1967] OTOXICCTEMENT высокодобротный слой с погружающейся пол континент океанической литосбетной илитой: молность плити они сценивают примерно в 100 KM. 2 CEÄCMARECKAE INCARACELLA. T.E. ČOKALDHVID SOHV. CTHOCAT K самой верхней ее части. В континентальном блоке при этом дилеляется лежащий на высоколоботном слое и прослеживающийся до глубины псимерно 300 км клинообразный в разрезе массив с аномально низкими значениями сейсмических слоростей и добротности. Этот массив, по-вилимому, неодноводен и состоит из более, мелких блоков; части его выделяются под Курильскими островами и под Камчаткой соответственно на глубинах 60-110 и 30-150 км. поглошение в них максимально до глубины 100 км. Неоднородность массива объясняется чередованием горизонтаяьных слоев с различными свойствами, частичным плавлением вещества кообли верхней мантии в пространственно разобшенных локальных се областях, а также с обнаруженными по эффекту экранирования поперечных сейсмических волн магматическими камерами [Фарберов, 1974].

Р.З.Тараканов и Ким Чун Ун [1975 и др.] по результатам более точных и детальных наблюдений считают фокальную зону и подотилающий ее высокодобротный и высокоскоростной слой само-138 стоятельными стдельными образованиями, блоками примерно одинаковой мощности - около 70 км.

Перечисленные общие и довольно условные модели в главных своих чертах одинаковы. В дальнейшем, при интерпретации различных комплексов сейсмологических и геофизических данных, онли получены результать, дополняющие и детализирующие их.

По результатам наблюдений аномалий времен пробега продольных волн (δt_p) для строения верхней мантии под Японией предложена модель, в которой фокальная зона заключена между конформными ей слоями с относительно пониженной скоростью v_p [Ishida, 1970].

Анализ аномалий $\delta t_{\rm F}$ на японских станциях методом трехмерного трассирования сейсмического луча привел к модели [Хамада, 1977]. согласно которой в континентальном "клине" на глубинах 40-275 км под Японией и в океаническом блоке на глубине до 350 км скорости $v_{\rm p}$ соответственно на 4 и 1% ниже, чем в разделяющем их наклонном высокоскоростном слое мощностью около 100 км.

Основываясь на измерениях остаточных эномалий силы тяжести и модели Т.Утсу, Т.Иосии [1977] предложил модель, в которой низкоскоростной континентальный "клин" ограничен глубинами 30 и 300 км, а океанический блок представляется как слой мощностые более 200 км, к западу от глубоководного желоба горизонтальный, а к востоку погружающийся под океан до глубины 400 км. Это в общем согласуется с сейсмологическими данными, согласно которым в районе Японии [Тараканов и др., 1977], а также и в Курило-Камчатском районе выделяется второстепенный фокальный слой, след которого на поверхности локализован в области континентального склона глубоководного желоба и который падает под океан.

При интерпретации наблюденных аномалий бt_р и затухания поперечных волн от нескольких глубокофскусных землетрясений
предложены две альтернативные модели скоростного разреза континентального "клина" в районе с-ва Хокайдо - южной части Курило-Камчатской островной дуги [Noguchi, Okada, 1976]. По одной из них на гл. бинах 250-300 км предполагается существование волновода, в котором скорость $v_{\rm p}$ занижена относительно среднегоскоростного разреза Джеффриса на 14%, по другой модели скорости занижены на 5% в приокеанической (примыкающей к фокальной зоне). части континентального "клина" и на 8% в остальной его части.

Методы описанных выше и других подобных им исследований позволяют оценивать только средние характеристики горных масс в, очень больших блоках. Чтобы моделировать строение верхней мантии в следующем, более точном приближении, необходимо исследовать пространственное распределение скоростей сейсмических волни других сейсмологических параметров в пределах этих основных олоков. Опишем результаты некоторых из таких детальных работ, полученные для интересующего нас райсна Камчатки.

В работах Л.Б.Славиной, С.А.Федорова, А.А.Гусева, Л.С.Щумилиной [Федстов, Славина, 1968; Славина, Федотов, 1974; и др.] и других установлено, что поле скоростей распространения продольных волн в верхней мантии континентального блока под Камчаткой (в интервале глубин от 30 до 60 км) сложным образом меняется как по вертикали, так и по горизонтали. В фокальной зоне обнаружена анизотропия скоростей [Славина, Федотов, 1974]: скорости продольных волн в направлении поперек зоны на 0,3 -0,5 км/с меньше, чем по ее простиранию. Л.Б.Славина и Н.Б.Пивоварова [Аниконов и др., 1974] получили дайные о горизонтальных и вертикальных вариациях поля сейсмических скоростей в фокальной зоне. С.А.Болдырев [1974] приводит аналогичные данные о строении верхней мантии в океаническом блоке. Эти и другие, не отмеченные нами, работы свидетельствуют о сложном, не

14し

укладывающемся в простые модели строении верхней мантии под камчаткой и под островными дугами вообще.

В работах И.П.Кузина [1974 и др.] детально изучено простпанственное распределение скоростей продольных и поперечных волн в фокальной зоне и в ес окрестностях - в областях мантии с горизонтальными размерами 40-50 км. примыканших к втой зоне с континентальной и океанической сторон. В части района Камчатки. пасположенной севернее миса Шипунский (53.1° с.ш.). виявлена CJOWHAN MOSANKA AHOMAJNI CKODOCTEN: MECTAMN CKODOCTN B COKAJL-HON SOHE HOBELEHN. B HOVINI MECTAI HOAKTHYECKN HE OTHANDICS OT стелних для мантии. На сволном поперечном скоростном разрезе лля района Пиной Камчатки межлу мисами Шипунский и Кроноцкий (54.6° с.п.) выделяются и континентальный, и океанический блоки, из которых в первом скорости Un, Un понижены и мало изменяются с ростом глубины, а во втором - повышены соответственно до 8.2 и 4.8 км/с в интервале глубин до 60 км, но в более глубоких частях мантии уменьшаются с ростом глубины до 7.9 и 4.6 км/с. На глубинах от 60 до 100 км распределение скоростей в фокальной зоне и окрестностях имеет сложный карактер; области фокальной зоны, в которых скорости v_p , v_q выше, чем во вмещаюцей верхней мантии, чередуются с областями, не отличающимися по скорости от вмещающих горных масс. Четкая граница раздела между ФОКАЛЬНОЙ ЗОНОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ОЛОКОМ МАНТИИ ПРОСЛЕЖИВАЕТСЯ на глубинах от 100 до 120 км.

Фокальную зону в целом (на всех глубинах) нельзя считать зоной повышенных или пониженных скоростей [Кузин, 1974]. В верхней части, до глубины 60 км, она характеризуется значениями $v_{\rm p}$, $v_{\rm g}$ большими, чем пониженные скорости в континентальном блоке, и меньшими, чем повышенные – в океаническом. В интервале глубины от 60 до 120 км скорости в океаническом блоке понижают-



Р в с. 25. Некоторые сейсмические и сейсмологические параметры фокальной зоны, средние для районов Камчатки (д, б) и Курило-Камчатского (б)

2 - конфилуралия фокальной зоны и скоростной разрез поперек ее простирания [Аниконов и др., 1974] (1 - фокальная зона, 2 - изолинии скоростей U_{\pm} , км/с); С. 6 - рапределения по глубине в фокальной зоне: C - суммы сейсмических моментов землетрясений $-L \leq 13.5$; $2 \pm K \leq 14.5$; $3 - L \leq 15.5$), 6 - обшей сейсмической энергии 210⁶ [Азерьянсва, 1975] (1 - слон пониженной прочиссти, по F.3.Тараканову и Н.Б.Левсму [1967], 2 области преобладания относительного растяжения [Аверьянсва, 1975])

ол; фокальная зона виступает здесь как область повышенных окоростей, разделяющая континентальный и океанический блоки, в которых скорости $v_{\rm p}$, $v_{\rm g}$ меньше; шиже, глубже 120 км, эта особенность не наблюдается.

На рис. 28, 3 представлен детальный скоростной разрез фокальной зоны в районе Камчатки, полученный [Аниконов и Др., 1974] по методиме Ю.Е.Аниконова и Н.Б.Пивоваровой. На основе полученных данных авторы [Аниконов и др., 1974] считают фокальную зону переходной от низкоскоростного континентального блока к высскоскоростному океаническому. Этот разрез свидетельствует: также о сложном распределении по глубине скоростей распространения продольных волн в фокальной зоне и вмещэющих ее блоках верхней мантии.

С.А.Боллырев [1976 и др.] исследовал по спектрам объемных волн от слабых землетрясений поглошающие свойства горных масс земной коры и верхней мантии пол Камчаткой и пол Курильскими островами. Он обнаружил, что значения ковфилиентов поглошения и зависимости их от частоти упругих колебаний и от глубины е THIOLEHTDAJAHAN OOJACTAN KAMUATCKUN N NXHOKVDUJACKUN SEMJETDAсений короно совпалают: это свидетельствует о близости бизических характеристик горных масс в различных частях Курило-Камчатской фокальной зоны. В пределах земной коры и верхней манти: писсипативные свойства фокального слоя и примыкающего к нему континентального блока существенно различны: вто проявляется как в абсолютных значениях коефиниентов поглошения объемных BOJH. MCHLEUX LIA COKAJEHOFO CJOR. TAK U B XADAKTEDE UX SABUCHмостей от частоты колебаний и от глубины. Повышенная лобротность фокального слоя объясняется пониженной его температурой (по крайней мере, до глубины 70 км) и, следовательно, повышенной жесткостью [Болдырев, 1976]. Добротность фокального слоя уменьшается на глубине около 100 км, в области предполагаемого (астеносферного) слоя пониженной прочности: особенно великс здесь поглошение низко астотных составляющих (1-2 Гц) колебаний в продольных и поперечных волнах.

На основе анализа данных о распределении по глубине максимальных магнитуд, скоростей и амплитуд объемных волн, с также с производной эмпирических годографов Р.З.Тараканов и Н.В.Левый, [1967] выделили в верхней мантии Курило-Камчатского района четыре слоя (на глубинах 60-90, 120-160, 220-300 и 370-430 км), обладающих, по их предположению, пониженной прочностью. Предпо-

лагается также, что слои распространены повсеместно, однако наиболее четко проявляются в тектонически активных областях [Тектоника..., 1980]. В частности, для них характерны пониженные сейсмические скорости. На рис. 28, а отмечены два верхних слоя. Область повышенных скоростей продольных волн (v_p) в Камчатском районе фокальной зоны тяготеет к интервалу между этими слоями, однако область пониженных значений v_p , намечающаяся на глубине около 50 км, расположена выше первого слоя. По-видимому, мощности и средние глубины слоев пониженной прочности изменяются по простиранию фокальной зоны.

4.2. Графики повторяемости

Графики повторяемости энергетических классов коровых и верхнемантийных землетрясений района Камчатки построены πο ежеголников "Землетрясения 'CCCP" ланным KATAJOPOB ИЗ В [1966-1983] о 18-летних (с 1962 по 1979 г.) наблюлениях землетоясений с К ≥ 9.6. координаты эпицентров которых заключены в следующих пределах: $0 = 51 - 55^{\circ}$ с.п. и $\lambda = 157 - 163^{\circ}$ в.д. (рис. 29). На территории выбранного района сетью сейсмических станций Камчатки землетрясения с $K \ge 9.6$ полностью. Сез пропусков. регистрируются до глубины 250 км; именно для этого интервала (для верхгей часты фокальной зоны) и построены графики повторяемости.

Энергетические классы землетрясений Камчатки определены пошкале ТСЭ (Тихоокеанская сейсмологическая экспедиция), основанной на отношении амплитуды к периоду в максимальной фазе поперечных волн, с помощью немограммы, разработанной для энергетической классификации курильских землетрясений с нормальной и промежуточной глубинами гипоцентров [Федотов и др., 1968]. Относительно классов КСЭ [Методы..., 1960] они занижены в среднем на 0,5-0,6 единицы. Величины & измеряются с погрешностью до ±0,5, поэтому набляденные повторяемости n, графиков 1g n(K)



осответствуют интервалам энергетического класса $K_{t} \pm 0,5$ со средними значениями $K_{r} = 10, 11, 12$ (см., например, рис. 23).

В фокальной зоне. для глубин гипоцентров. больших 60 км. водсчитывались количества землетрясений разных внергетических Классов в следующих один за другим интервалах глубины шириной 10 км: 61-70 км. 71-80 км. 81-90 км и т.д. Графики повторяемос-ТИ СТООИЛИСЬ ПО ЗЕМЛЕТОЯСЕНИЯМ С ГИПОЦЕНТРАМИ В ПОЕЛЕЛАХ ЛВУХ Кли трех смежных интервалов, т.е. для слоев мощностью AH = 20. ки и АН = 30 км; параметры графиксэ относились к средним для олоев значениям глубины И,, кратным десяти для слоев мощностью 20 км (H_{\star} = 70, 80, 90...) и кратным пяти при ΔH = 30 км (H_{\star} #75, 85, 95...). Из-за недостаточного количества землетрясений Ис глубинах, превышающих 130-150 км, графики повторяемости этих Землетрясений строились для более мошных слоев. Мошности и Фредние глубины горизонтальных слоев фокальной зоны представле-🖬 в табл. 6 вместе с использованными для построения графиков Повторяемости данными о количестве землетрясений разных внерге-Тических классов, наблюденных в этих слоги зь 1962-1979 гг.

Графики повторяемости землетрясений с нормальными глубина-

Таблица б. Распределение землетрясений в районе Камчатки по энергетическому классу и по глубине гипоцентра

Δ <i>H</i> , KM	Н _ј , км	$N(\overline{R}_{i} \pm 0,5)$					
		10	11	12	13	14	.15
01-30 11-30 21-40 31-50 41-60 51-70	10 20 30 40 50 60	416 365 550 416 152 69	157 132 190 161 59 25	57 40 70 52 14 9	20 11 19 18 6 2	4 3 5 4	1
61-80 61-190 71-90 71-100 81-100 81-110 91-110	70 75 80 85 90 95	55 84 62 98 65 95	18 28 15 31 26 38 28	5877396	2 3 1 3 3 4 3	1 1 1	
91-120 101-120 101-130 111-130 111-140	105 110 115 120 125	93 57 82 52 68	28 34 18 29 17 25	11 11 12 6 7	586766	1 1 1 2	
121-140 121-150 131-160 131-170 141-170 131-180	130 135 145 150 155 155	41 58 40 43 27 45	19 23 20 22 14 25	233546	1 0 0 0	1 2 2 2 1 2	1 1 1 1 1
131-190 141-190 141-200 131-210 151-200	160 165 170 170 175	50 34 35 55 18	26 18 22 30 5	6 5 6 7	0 0 0 1	2 1 1 2	1 1 1
151-210 161-210 151-250	180 185 200	22 15 34	18 10 24	5 4 6	1 1 1	1	
иримеч летрясений	DASHNI KER	$\frac{1}{4} \pm 0,$) - E 0.5:	количе АНи	ство на 4 — ма	олюден	HHNI SEM-
ние глубинь	росных клас і слоев, для	і которыя	с,,,,, постј	роены з	Графики	I NOBT	DPREMOCTIN

им гипоцентров (H < 60) построены для слоев мошностью 20 км со средними глубинами, кратными десяти: И, = 10, 20, 30.... Для атого так же предварительно подсчитивалось количество очегов землетрясеный разных энергетических классов в 10-километровых интервалах глубины. а по латерали - в параллельных сон глубомоеолного желоба полосах штриной 50 км. В интереале глубины Н = =51-60 км границы соответствуют диниям 1 и 3 на рис. 29. В смежном с ним интервале H = 41-50 км границы смещены на 10 км в сторону океана (на рго-восток). Е следующем выше интервале h = 1=31-40 - еде на 10 км и т.л. вплоть до глубинного интервала H = =0-10 км. в котором одна из границ полосы эпицентров примерно совпалает с осью глусоковолного желоба, а вторая расположена на 50 км ближе к вулканической дуге. Таким образом, использованные LIA ICCTDOSHNA IDAŽNIKOB IOBTODASMOCTN MEJIKODOKVCHNE SEMJETDACEния локализованы в ступенчатой осласти, в целом наклоненной пол углом 45° и служащей как бы продолжением фокальной зоны.

Гипоцентральная область землетрясений в этом диапазоне глубин существенно шире выделенной ступенчатой области и ныже расположенной фокальной зоны. На методике построения графиков повторяемости для изучения параметров сейсмического течения в ее пределах остановимся ниже, в разделе 4.4.

Чтобы перейти от количества землетрясений разных енергетических классов, наблюденных в различающихся по молности и ширине слоях, к повторяемостям этих землетрясений. Величины, представленные в табл. 6, нормировались по объему (на 1 км³) и по времени (на 1 год). Графики повторяемости мелкофокусных ($H \le 60$ км) землетрясений нормировались по объему следующим образом. Для каждого 10-километрового интервала глубины строились карты эпицентров землетрясеный с $K \ge 10.6$; измеренные по той или иной карте площади, занимаемые эпицентрами в пределах соответствуюшей 100-километровой полосы и в рамках выбранного района (51 – -55° с.ш.), считались средними в глубинных интервалах и служили для определения соответствующих собъемов сейсмогенерирующих горных масс. Объемы сейсмогенерирующих горизонтальных слоев 10-километровсь мошности на глубинах больше 60 км определялись как произведение этой мошности на горизонтальные размеры слоя, из которых первый (длина по простирание фокальной зоны) задан пиротными границами выбранного района. Второй размер (ширина) спределен как среднее в упомянутых широтных границах значение по вертикальным разрезам, построенным поперек фокальной зоны по землетрясениям с $K \ge 11$ [Гусев, Шумилина, 1976].

В отличие от нижней форсированной границы диапазона ΔK графиков повторяемости верхняя граница меняется от одного горизонтального слоя к другому в зависимости от силы максимального наслюденного землетрясения (см. табл. ε). В большинстве случаев это землетрясение имело класс K = 14. Ни в одном слое энергетический лиапазон графика повторяемости не был меньше, чем $\Delta K = 4$ (от 9,6 до 13,5). В этом диапазоне нормированные графики повторяемости аппроксимировались (методом наименьших квадратов) линейными зависимостями вида (1.1): определялись уровень G == lg n(\overline{K}) и наклон b = - Δ lg n(\overline{K})/ ΔK каждого графика в средней точке $\overline{K} = 11,5$ диапазона, по которому он построен (см. гл. 1).

Чтобы интерпретировать полученные величины в терминах сейсмического течения, прежде всего необходимо пересчитать их в соответствующие параметры $\overline{\lg n}_{O}$, a_{MO} и b_{MO} графиков повторяемости землетрясений по логарифму сейсмического момента. Это сделано с использованием соотношения (3.15) (см. главы 3 и 1). Перечисленные параметры представляют собой коэффициенты линейных приближений вида (1.14) графиков lg n(lg M_O) в фиксированном диапазоне величины lg M_O от 21,1 до 24,3, т.е. в диапазоне ыд $M_0 = 3,2$ со средним значением Ig $M_0 = 22,7 = \text{const. B}$ каждом случае вычислялись средние квадратические ошибки C_a и O_c определения величин a и b, а также коэффициент корреляции между переменными (lg M_0), и lg n_i , т.е. между средними значениями логарифма сейсмического момента в интервалах (lg M_0), $\pm 0,4$, по которым построен график, и логарифмами наблюденных в этих интервалах графиков повторяемостей n_i землетрясений. Типичные примеры графиков lg $n(lg M_0)$ повторяемости землетрясений, наблюденных на разных глубинах в фокальной зоне и в верхней гипоцентральной области, представлены на рис. 30.

Один из макроскопических параметров сейсмического течения горных масс - скорость деформации - $\dot{\epsilon}_{c}$. Согласно формуле (3.5), сейсмических моментов землетрясений, нормированную по собъему и по времени. Эту величину можно назвать также общей "энергией" землетрясений (см. гл. 1 и 2). Сна вычисляется из коэффициентов a, β, n_{O} и параметра θ кривой вида (1.15), которой аппроксими-рован наблюденный график повторяемости lg n(lg M_{O}) по формулам (1.18), (1.19), (1.23), (1.24), (2.14). Величину ΣM_{O} можно оценить и суммой сейсмических моментов наблюденных землетрясений о форме графика повторяемости и сез измерения его параметров в линейном (1.14) или нелинейном приближениях. Как и в гл. 2, судем называть такие оценки наблюденными значениями общей "энергии" землетрясений и так же вычислять их приближенно как суммы произведений

$$(\Sigma \boldsymbol{M}_{O})^{\mathrm{H}} = \sum_{i} 10^{(\mathrm{lg} \boldsymbol{M}_{O})_{i}} \cdot n_{i},$$

где $(\lg M_0)_i$ - значения, средние в "энергетических" интервалах $(\lg M_0)_i \pm 0,4$, по которым построен график повторяемости, n_i - наблюденные в этих интервалах повторяемости, нормированные по объему и по времени.



a - в фокальной зоне на глубинах: 1 - 0-20 км, 2 - 31-40 км, 3 - 61-80 км, 4 - 141-170 км;

5, 6 - В ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СЛОЯХ-ПОЛОСАХ ВЕРХНЕЙ ГИПОЦЕНТРАЛЬНОЙ ОбЛАСТИ (III -Граница слоя-полосы в плане согласно рис. 29, H - интервал глубины, км): 6 норымрованные повторяемости и линейные приближеня (1 - 4) и макросейсмические параметры сейсмического течения (усл. ед.): 1 - ГП = 5-7, H = 1-10, $b_{\rm g}$ = 0,36, J = 15,4, $\tau_{\rm c}$ = -6,8; 2 - ГП = 1-3, H = 0-20, $b_{\rm g}$ = 0,61, σ = 9,3, $\tau_{\rm c}$ = -9,0; 3 -ГП = 3-5, H = 21-40, $b_{\rm g}$ = 0,44, σ = 12,6, $\tau_{\rm c}$ = -6,8; 4 - ГП = 3-5, H = 31-50, $b_{\rm gr}$ = 0,43, σ = 12,9, $\tau_{\rm c}$ = -5,9;

 β - нормированные повторяемости в перекрывающихся слоях-полосах и погрешности линейных приближений: 1 - ГП = 4-6, H = 0-10, Σn = 260, σ_a = 0,305, σ_b = 0,273; 2 - ГП = 4-6, H = 0-20, Σn = 371, σ_a = 0,310, σ_b = 0,277; 3 - ГП = 4-6, H =21-40, Σn = 147, σ_a = 0,125, σ_b = 0,112; 4 - ГП = 4-7, H = 21-40, Σn = 190, σ_a = 0,182, σ_b = 0,162 Зависимости величин $(\Sigma V_{O})^{H}$ от глубины в районе Камчатки представлены на рис. 28, б. Они получены по данным табл. 5 в фиксированных диапазонах "энергии", нижние граным которых одинаковы – $M_{O} = 10^{21.2}$ дин см (K = 9,6), а верхние различаются: $V_{O} = 10^{24.3}$ дин см (K = 13.5), $M_{O} = 10^{25.1}$ дин см (E == 14.5) и $M_{O} = 10^{25.9}$ дин см (K = 15.5). Вторая и третья зависимости различаются между собой телько на глубинах от 135 до чена по данным с более сильных землетрясениях (W > 5,0-5,25; X > 13), неблюденных за более длительное время – с 1923 по 1970 г. (Аверьянова, 1975). Точного совпадения этой завиоимости с какой-либо из кривых рис. 28, б ожидать, конечно, нельзя, еднако важно, что по тенденциям сна наиболее близка к кривой 1: и в том, и в другом случае на глубинах больших 120-130 км сбщая "энергия" землетрясений (вормированноя) меньше, чем в области верхнего олоя пониженной прочности (на глубинах около 70 км).

Параметры a и b линейно анпрокеммированных графиков lg n(lg M_{\odot}) повторяемости землетрязений на разных глубинах в фокальной зоне и в вышележащей гипоцентральной соласти района Камчатки представлены на рис. 31 вместе со средние квадратическими ощибками σ_b определения наклонов b. Средние квадратические ощибки σ_a представлены на рис. 26, 32. Уровни а графиков повторяемости землетрязений (и сейсмическая активность) наиболее високи в земной коре и непосредственно под ней. С ростом глубины величина n (22,7) уменьшается в бощем экспоненциально, тих же, как и общая "энергия"; в области верхнего слоя пониженной прочности она резко понижается относительно общей зависимости. Понижена она и в нижней части земной коры (в слое H = 20± 10 км). Вариеции величины a = 1g n(22,7) в верхней бо-километровой части фокальной зоны более чем в 5 раз превышают ощибки σ_a .



Рис. 31. Распределения по глубине параметров графиков повторяемости землетрясений в районе Камчатки. Уровень 1g $\pi(22,7)$ и средняя квадратическая ошнока O_b определены в диапазоне K = 10-13, наклон $b - по землетрясениям с <math>K = 10-13(b_{13})$, с K = 10-12, $14(b_{14})$, с $K = 10-12(b_{12})$ и с $K = 11,12(b_{11})$ $1 - b = b_{13}$, $\Delta b = b_{13}-b_{12}$, $(\Delta b)_1 = b_{13}-b_{11}$; $2 - b = b_{14}$, $\Delta b = b_{14}-b_{12}$, $(\Delta b)_1 = b_{14}-b_{11}$

Зависимость от глубины наклона графиков повторяемости мелкофскусных землетрясений ($H \le 60$ км) имеет зигзагообразный выд: минимумы на глубинах 10 и 40 км и максимумы на глубинах 20 и 60 км. Значения b на глубинах 10 и 20 км различаются на 0,09, 20 и 40 км - на 0,06, 40 и 60 км - на 0,05; ощибки 0 измерения етих значений равны соответственно 0,05; 0,02 и 0,05. Параметры b и 6 изменяются в зависимости от глубины как бы "в противофазе": относительно повышенным значениям первого соответствуют относительно пониженные значения второго, и наоборот. Эта тенденция сохраняется и на больших глубинах в верхней мантии. Здесь (соб-



графиков $\lg \cdot n(\lg u_0)$ при $\lg u_0 = 22,7$ (дин · см) и зависимости между ними, рассчитанные на основе соотношений $\alpha = 0,10 = \text{const}$ и (3.23) при различных постоянных значениях макроскопических пара- метров сейсмического течения $1 - \lg \theta$ (дин · см); $2 - \lg \sigma \& (1-\beta)\lg \theta$ (усл. ед.); $3 - \lg \tau_c$ (усл. ед.); 4 -данные о графиках повторяемости землетрясений в

земной коре и в верхней мантии района Камчатки; 5 - средние квадратические ошибки С. Цифры на графике - средние глубины (км) слоев, для которых построены графики повторяемости

ственно в фокальной зоне) значения b понижены на глубинах 100-125 км и повышены на глубинах 140-170 км; размах вариации в 1,5 раза превышает максимальную для этих глубин (100-170) ощибку 0.

В графиках повторяемости для слоев мощностью 30-60 км со средними глубинами 145-170 км не представлены землетрясения с Д =13 (см. табл. 6), зато присутствуют землетрясения с Д = 14 и ¹⁵ содин из таких графиков представлен на рис. 30, *a*). Их наклоны, определяемые условно по данным о землетрясениях с K == 10, 11, 12 и 14, оказываются меньшими, чем наклоны, определяемые в диапазоне K = 9,6-12,5 (обозначим это как $b_{14} < b_{12}$), и меньшими, чем определяемые в "стандартном" диапазоне K =9,6-13,5 наклоны (b_{13}) графиков повторяемости для более мощных слоев на тех же глубинах (см. рис. 31). Последние графики также построены по небольшому количеству землетрясечий и характеризуются большой дисперсией повторяемостей (имеют вид ломаной линии). Наклоны их и других графиков повторяемости можно оценить. также по данным табл. 6 о землетрясениях с K = 10-12 и с K == 11-12. Обозначим эти оценки соответственно через b_{12} и b_{11} :

 $b_{11} = [lg n(11) - lg n(12)]/0,8;$

 $b_{12} = [\lg n(10) - \lg n(12)]/(2.0,8),$

где 0,8 - коэффициент в переходном соотношении (3.15). На рис. 31 представлены в зависимости от глубины разности $\Delta b = b_{13} - b_{12}$ и (Δb)₁ = $b_{13} - b_{11}$, а для глубин 145-170 км и разности $b_{14} - b_{12}$ и $b_{14} - b_{11}$. Эти зависимости позволяют считать, что оценки b_{13} 170 км; различие связано с единственным землетрясением энергетического класса K = 15, происшедшим в 1964 г. на южном крае исследуемого участка фокальной зоны ($\phi = 51,36^{\circ}$ с.ш., $\lambda =$ $157,20^{\circ}$ в.д., H = 140-145 км). Различия между ними и зависимостью от глубины сумын (ΣM_{0})^H, полученной по землетрясениям с $K \leq 13,5$, более значительны, однако (если говорить только о собственно фокальной зоне) и они вызваны учетом или неучетом всего нескольких землетрясений энергетического класса K = = 14 с гипоцентрами на глубина 70-80, 110-120, 130-140, 140-150 и 230-240 км.

Общая "энергия" ΣM_{O} характеризует долговременную среднюю скорость деформации 5 только в том случае, если она получена по данным наблюдений за время. многократно превышаншее перкод повторяемости землетрясений. близких к максимальным. В сравнении с 18-летним периодом наблюдений землетоловние с К =15 -TATAINOM DELIKOP COONTHE. ONVKTVELINA, HCKERENDER TEHREHLING E 38кисимости общей "внергии" землетрясений от рлубина. Это относится и к землетоясениям с К = 14. по крайней мере к произтелили в низкосейсмичных (см. табл. 6) слоях на глубине 70-80 и 230-240 км. Повтому можно думать, что кривая 1 на рис. 28, б: лучше пругих позволяет сулить об изменениях по глубине величины скорости депормании при сейсмическом течении. В земной коре и, непосредственно под ней вта величина максимальна. С увеличением тлубины до 170-180 км она уменьшается в общем експоненциально. но блуктуируя относительно этой генеральной заенсимости: уменьпаясь в слоях пониженной прочности (на ряубине от 60 до 90 км и от 120-130 до 170-180 км) и увеличиваясь в прочных, высокоскоростных породах (на глубине от 100 до 120-130 км).

На рис. 28, 6 для сравнения представлена забисимость от глубины суммы величин сейсмической энергии $E = 10^K$ землетрясе-, ний в пределах.всей Курило-Камчатской островной дуги. Она полунаклона графиков повторяемости на глубинах 140-170 км если и забышены, то незначительно: разности Δb здесь положительны, а $(\Delta b)_1$ - отрицательны; на глубинах больше 140 км и те, и другие колеблются около нуля.

Оценки b_{14} наклона графиков повторлемости, согласно рис. 33, занижени: $b_{14} < b_{12} < b_{13} < b_{11}$. Это может объясняться как большими флуктуациями повторяемостей относительно сильных землетрясений, т.е. кратковременностью наблюдений, так и изломом Графиков повторяемости в области K = 13, обусловленным неоднородностью сейсмического процесса на глубине 140-170 км. На вторую причину, возможно, указывает резкое уменьшение (до 0,15 и ниже) в этом интервале глубин наклонов графиков повторяемости магнитуд *тро* относительно сильных (K > 13) землетрясений, наблюденных в пределах всего Курило-Камчатского разлома за 1923-1970 гг. [Аверьянова, 1975]¹. Однако прямо сопоставлять ети данные с нашими нельзя, поскольку неизвестны соотношения, связывающие магнитуду *тро* (основанную на амплитудах продольных, волн) со шкалами K и 1g K_0 в етом (K 13) "енергетическом" лиапазоне.

При интерпретации параметров графиков повторяемости в терминах процесса сейсмического течения в качестве наклона их в интервале глубин 140-170 км использована величина b_{+2} .

4.3. Вертикальная неоднородность по макроскопическим параметрам сейсмического и тектонического течения

Пространственные вариации характеристих течения горных масс в фокальной зоне и лежащей выше гипоцентральной области исследовались изложенным в гл. 1-3 методом, основанном на интерпретации наблюденных графиков повторлемости землетрясений по величине сейсмического момента, а затем в терминах процесса течения.

Зависимости, которым подчинялись он параметры α и b (при $1g \mathbf{R}_0 = .22,7$) линейных приближений графиков повторяемости землетрясений, генерированных в условиях различных постоянных значений величин θ , $\sigma \propto \theta^{1-b}$ и τ_c , показаны на рис. 32; они рассчитаны на основе соотношения (3.23) при условии $\alpha = 0,10 =$ sonst. Принципиальных отличий от соответствующих кривых рис. 26, полученных на основе соотношений (3.16) и (3.18), эти зави-

В работе В.Н.Аверьяновой [1975] графики представлены в шкале МІН; использоваьо переходное соотношение МІН(*mpv*), единое для всех глубин, больших 60 км.

симости не имеют. На рис. 32 представлены также параметры линейных приближений наблюдённых графиков повторяемости 1g n(1g L_c) землетрясений в районе Камчатки и средние квадратические ошибки σ_a измерения уровней a (см. также рис. 26). Графики рис. 25, 31. 32 позволяют оценить погрешности определения величин, характеризующих макроскопические параметры сейсмического течения.

Согласно рис. 26, 32, реологические свойства земной корнпо отношению к сейсмическому течению изменяются незначительно в сравнении с сильно различающимися свойствами верхней мантик. Эти различия велики настолько, что не могут объясняться возможной некорректностью применения переходного соотношения (3.15) кданным о камчатских землетрясениях (см. гл. 3). В районе Камчатки. непосредственно под земной корой – в интервале 40 ± 10⁶ км – и при дальнейшем увеличении глубины время релаксации т_о возрастает, а в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области – уменьшается.

Различия в значениях τ_{c} между районами и в зависимости от глубины в каждом из них существенно превышают соответствующие вариации эффективного модуля сдвига и, спределяемого по данным о сейсмических скоростях v_{g} (эти данные вкратце описаны выше, а также в гл. 5). В первом приблыжении этими вариациями можно пренебречь, и величины, пропорциональные сейсмической скорости деформации и сейсмической эффективной вязкости $\eta_{c} = \mu \tau_{c}$, оценивать, считая модуль сдвига постоянным.

Генеральная тенденция увеличения сейсмыческой ьффектиеной вязкости с ростом глубины в районе Камчатки близка к экспоненциальной (рис. 33). Относительно этой генеральной зависимости вязкость η_c аномально понижена на глубине около 30, 90-100 и 130-170 км и повышена на глубине около 70 и 120 км. Средние напряжения, вызывающие землетрясения, в земной коре района



Камчатки выше, чем в Памиро-Гиндукушском районе, а в верхней мантии - насборот, ниже. Это справедливо при оценке вариаций величины С по всем крайним значениям: при условиях как независимости сейсмической вязкости от напряжения (расчет по формуле 5.10) при $\mathfrak{X} = 0$), так и роста ее с увеличением напряжения ($\mathfrak{X} = -\mathfrak{H}$; С α θ), при расчете как на основе соотношений (3.23) и $\mathfrak{Q} =$ солят, так и на основе соотношений (3.16), (3.18). Абсолютные значения средних напряжений, действующих в районе Камчатки, могут быть смещены относительно соответствующих значений для верхней мантии Памиро-Гиндукушского района из-за возможной некорректности применения переходного соотношения (3.15). Однако качественно, зависимость среднего напряжения от глубины в 158

пайоне Камчатки. представленная на рис. 33. из-за этой возможной некорректности измениться не может. В фональной зоне напояжения понижени на глубине 60-70 и 140-170 км. карактеризующихол слабой сейсмичностью, пониженными скоростями распространения сейсмических волн и повышенным их поглощением, что согласуется с предположением [Тараканов. Левый, 1967: и др.] о пониженной прочности горных масс на этих глубинах (см. рис. 34). Кроме того. выявляется область пониженных напояжений в верхней гипонентральной области - на глубине 10-30 км в земной коре (полробнее см. в разделе 4.4). Зависимости представленных на рис. 33 величин. которые характеризуют напряжение при всех крайних допушениях о связи его с параметром в и сейсмической вязкостью (cm. shime). - Kayectbehho ozuhakosh: Kak IIDH vojoenaz $\mathcal{X} = \beta$ $(\sigma \propto \theta)$ и расчете на основе соотношений (3.16), (3.18), так и TOR VCJOBURE $\mathcal{Z} = 0$ ($\sigma \propto \theta^{1-b}$) $\mu \alpha = 0.10 = \text{const. CDETHUE HER-}$ ряжения в относительно прочных горных породах на глубине 100-130 км оказываются выше, чем, например, в нижней части земной коры. Такой результат хорошо согласуется с известным фактом увеличения прочности при возрастании гидростатического давления (и при прочих рэвных условиях) [Николзевский. 1982: и лр.].

Представленные на рис. 33 в зависимости от глубины значения общей "энергии" (суммы ΣM_0 сейсмических моментов землетрясений) рассчитаны по формуле (1.24), т.е. без предположений об "энергии" максимального землетрясения, и нормированы по объему на 1 км³ и го времени на год. Домноженные на соответствующее значение модуля сдвига (в первом приближении постоянное) они служат оценкой величины $\dot{\varepsilon}_c$ скоросты деформацая при сейсмическом течении. Как и другие макроскопические параметры сейсмического течения, величина $\dot{\varepsilon}_c$ изменяется с ростом глубины не монотонно, оболее или менее уменьшаясь или узеличиваясь в областях относительно пониженных или повышенных напряжений. Интеьсивность сейсмического течения максимальна в земной коре и в кровле (верхах, верхней мантии; в более глубоких частях фокальной зоны она резко затухает: скорость деформации в области относительно повишенных ее значений на глубинах 110-120 км все же меньше, чем в верхней части земной коры, несмотря на то, что средние напряжения на этих глубинах во всяком случае не меньше.

При прочил равных условиях способность вещества к сейсмаческому течению путем подвижек по разрывам сплошности, определяемая величиной $1/\eta_c$, зависит от температуры и давления. Увеличение температуры и гидростатического давления с ростом глубины приводит к увеличению сейсмической вязкости (см. рис. 33). Тектоническое течение пои этом все больше и больше осуществляется за счет непрерывной его части – вязкого или пластического течения. Скорость деформации при таком сплошном, непрерывном течении $\dot{\mathbf{e}}_{_{II}}$ и напряжение (б) можно связать следующим выражением [Аки, 1985]:

$$\dot{\varepsilon}_{\pi} = A \frac{c^{k}}{T} \exp\left[-\frac{E' + FV'}{RT}\right], \qquad (4.1)$$

где T - абсолютная температура; P - давление; R - газовая постоянная; E' - энергия активации; V' - объем активации; A и k постоянные, зависящие от механизма течения. Микроскопический механизм течения определяется вещественным и минеральным составом горных пород, температурой и давлением, наличием или отсутствием флюида [Магницкий, 1965]; это может быть псевдопластическое (катакластическое) или пластическое течение [Николаевский, 1982], дислокационная или диффузионная ползучесть [Магницкий, 1965; Аки, 1985]. В случае диффузионной ползучести по границам зерен в формуле (4.1) k = 1 и вещество ведет себя как ньютоновская жидкость, в случае дислокационной ползучести величина k близка к 3. Если непрерыеное течение так же, как разрыено-непрерывную (сейсмическую) часть тектонического течения, описывать уравнением (3.4) - уравнением состояния вязкой жидкости - и карактеризовать его вязкостью $\eta_{\rm H}$, то для скорости деформации при тектоническом течении можно записать следующее выражение:

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_{\pi} + \dot{\varepsilon}_{c} = \sigma \left[\frac{1}{\eta_{\pi}} + \frac{1}{\eta_{c}} \right] = \frac{c}{\eta_{c}}, \qquad (4.2)$$

где η - эффективная вязкость при тектоническом течении, определяемая как $\eta = \eta_{\rm H} \eta_{\rm c} / (\eta_{\rm H} + \eta_{\rm c})$. Вязкость $\eta_{\rm c}$ характеризует реакцию среды на относительно окстро (с характерным временем около 100 лет) изменяющиеся нагрузки, а величина $\eta_{\rm H}$ - на существенно более длительную геологическую деформацию.

Вопрос о количественном соотношении величин η_c и η_{π} , т.е. о вкладе сейсмического процесса в тектоническое течение остается пискуссионным. Ясно, однако, что это соотношение сильно зависит от температуры горных масс и от наличия или отсутствия в них флюнда. Согласно (4.1), вязкость η_{π} при прочих равных условиях увеличивается с ростом давления и уменьшается с ростом температуры, поэтому в отличие от сейсмической вязкости с ростом глубины она может и не увеличиваться. Если распределение макроскопических параметров сейсмического течения по глубине известно, то представление о вариациях величин Е, , П,можно получить из выражения (4.2) при тех или иных предположениях. Наиболее простие из них - это предположения о постоянстве, независимости от глубины скорссти деформации Е или плотности энергии Е = Се, диссипируемой при тектоническом течении. Расснитанные при том и другом предположении зависимости от глубины величин, характеризующих вязкость η_{π} сейсмогенерирующих горных масс в районе Камчатки, по тенденциям оказались одинаковыми.

Представлены только результаты расчета при втором предпо-



Рис. 34. Тенденции в зависимостях макроскопических параметров течения горных масс земной коры и верхней мантии от глубины в районе Камчатки

a - диссипируемая внергия; δ - напряжениея $\sigma = \theta^{1-\beta/2}$; δ - скорость деформации; 2 - эффективная вязкость. Расчеты на основе соотношений (3.23) и $\alpha = 0,10$ = const при сейсмической вязкости, прямо зависящей от напряжения ($2 = -\beta/2$), в предположении $E = 2(E_c)_{max}$ = const: 1 - для тектонического течения в целом, 2 - для сейсмического течения

ложении (рис. 34). Величина E = const принята при этом в 2 раза большей максимального для земной кори значения енергии $E_c = \sigma \hat{e}_c$, диссипируемой при сейсмическом течении. Использовались представленные на рис. 33 величины \hat{e}_c и θ , которые были получены соответственно по формулам (1.23) и (1.18), (1.19) из параметров линейных приближений наслюденных графиков при анпроксимации их кривыми закона повторяемости, описываемого выражением (1.15), условием $\alpha = 0,10 = \text{const}$ и соотношением (3.23). Сейсмическое время, релаксации считалось зависящим от напряжения, согласно соотношению $\mathfrak{X} = -\beta/2$ (тогда $\sigma = \theta^{1-\beta/2}$), модуль сдвига принят постоянным. Величины E_{d} , t_{d} , η_{d} на рис. 34 не представлены, поскольку практически совпадают с соответствующими значениями E_{d} , η_{d}

В отмеченных выше областях пониженных напряжений (прочности), которые карактеризуются пониженными скоростями распростренения сейсмических волн и повышенным их поглощением, течение горных масс в большей степени осуществляется за счет процессое ползучести или пластичности, при которых диссипируется и относительно большая энергия $E_{\rm R}$. (Поскольку $E_{\rm C}$ уменьшается при E =const.) Вязкости η и $\eta_{\rm R}$, карактеризующие эти процессы, ниже, чем в более прочных и сейсмически более активных областях (см. рис. 34, 2). С ростом глубины величина η в общем уменьшается; течение горных масо в фокальной зоне при этом во все большей мере осуществляется за счет ползучести или пластичности.

Скорости $v_{\rm p}, v_{\rm g}$ зависят ст температуры и дзвления по тенденциям так же, как и эффективная вязкость П_л, - увеличиваются с ростом давления и уменьшаются с ростом температуры. Однако они характеризуют реакцию среды на несравненно более быстро изменяющиеся нагрузки (с периодами от 0,1 до 10 с) и на существенно меньшие деформации, поэтому распределения по глубине сейсмических скоростей (см. рис. 28) и вязкостей η_{π} , η не имеют непосредственной связи: первые с ростом глубины увеличиваются, а последние - уменьшаются. Эти распределения похожи только по тенденциям в вариациях относительно соответствующих генеральных зависимостей. Области горных масс понименной вязкости на глубинах 60-100 ч 125-175 км, где по сравнению со смежными по глубине участками фокальной зоны действуют меньшие сдвиговие напряжения (рис. 33, '43), оказываются более широкими по сравнению с мошностью тяготекших к ним слоев пониженных сейсмических скоростей (см. рис. 28). В земной коре (на глубине около 20 км) по параметрам сейсмического процесса, т.е. при интерпретации вари-

зний параметров графиков повторяемости, выделяется область \mathbf{n}_0 , ниженных значений вязкостей η_c , η_{π} скоростей деформации $\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_c$, $\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_c$ и сдвигового напряжения σ , в которой, насколько нам известно \mathbf{n}_0 литературным данным, сейсмические скорости не понижены (си, рис. 28).

Если для объяснения вариаций макроскопических параметров сейсмического и тектонического течения не привлекать причив, овязанных с изменением на определенных глубинах вещественного и минерального состава горных масс в фокальной зоне, то представленные на рис. 33, 34 характерные вариации этих параметров в зависимости от глубины можно объяснить изменением гидростатического давления. Эффективное значение гидростатического давления в горных массах, содержащих какой-нибудь флюнд, уменьшается на величину давления флюнда [Николзевский, 1982; Аки, 1985; в др.]. В этих условиях уменьшаются как сила трения и прочность пород, так и вязкость их при разных видах течения и действующие напряжения. В зависимости от вида флюнда и от температуры при этом может меняться преобладающий макроскопический механизы течения.

Реакция горных пород на изменение температуры и давления выражается в изменении вязкостей $\eta_{\rm H}$ и $\eta_{\rm e}$ следующим образом. Уменьшение эффективногс дзеления при прочих раеных условиях вызывает одновременное уменьшение величин $\eta_{\rm d}$ и $\eta_{\rm e}$, и наоборот; при увеличении температуры вязкость $\eta_{\rm d}$ уменьшается, а $\eta_{\rm e}$ возрастает. Пониженные вязкости $\eta_{\rm d}$ и $\eta_{\rm e}$ наблюдаются (см. рис. 33, 34) на глубине около 20 км в земной коре и ниже, на глубина 60-100 и 125-170 км; эффективное давление и прочиссть здесь понижены, больших напряжений не возникает (см. рис. 33, *б*, *в* и 34, *б*), однако скорость течения повишена за счет сплошной, непрерывной его части. На глубине 100-125 км и сейсмическая, и "диффузионная" вязкость повышены. Здесь в условиях относительно 164 ! повышенных давления и прочности скорость течения горных масс уменьшается, котя при этом скорость разрыено-непрерыеного сейсмического течения и увеличивается. В нижней части земной коры величины η_{d} и η_{c} возрастают; давление здесь растет с увеличением глубины быстрее, чем температура. Ниже, в кровле верхней мантим – на глубине 40-60 км (см. рис. 34), сейсмическая вязкость сильно увеличивается, а вязкость η_{d} уменьшается. Температура здесь увеличивается с ростом глубины быстрее, чем давление; прочность пород с ростом глубины уменьшается, скорость течения увеличивается, причем сейсмическое течение все более затухает.

Область пониженных значений жесткости, прочности и вязкости горных масс на глубине 125 - 175 км расположена как раз под цепочкой действующих вулканов и считается первичным источником изливаемой ими магмы [Тектоника..., 1980; и др.]. Уменьшение перечисленных механических параметров и эффективного гидростатического давления здесь обусловлено частичным плавлением. Этот вывод согласуется и с результатами расчетов, согласно которым в среднем для Земли температура горных пород приближается к точке плавления на глубине около 100 км [Магницкий, 1965].

При сделанных допущениях (о постоянстве минерального и вещественного состава) понижение жесткости, прочности и вязкости горных масс в пределах верхнего (в фокальной зоне) слоя пониженных сейсмических скоростей можно объяснить также только частичным их плавлением. Собственно плавление, сопровождающееся относительным понижением гидростатического давления и вязкостей $\eta_{\rm g}$ и $\eta_{\rm c}$, по-видимому, локализовано на глубине 70-100 км; выше на глубинах от 70 до 40-50 км горные массы могут находиться в сильно разогретом, но без подплавления состояния, близком к истинно пластическому. С увеличением глубины (до 70 км) деформация и окорость деформации $\hat{\varepsilon}_{\rm g}$ все солее возрастают, возраствет и

16Š

количество выделяемого при вязком трении тепла, которое повышает температуру и понижает вязкость горных масс, отчего деформация их еще усиливается и локализуется в этом глубинном интервале. На глубине более 70 км этот процесс способствует достижению точки плавления для легкоплавких компонентов горных пород. Возможно, что частичному плавлению горных масс фокальной зоны на глубине 70-100 км способствует также то обстоятельство, что они находятся в условиях преобладания относительного горизонтального растяжения [Аверьянова, 1975], при которых точка плавления должна понижаться по сравнению с точкой плавления, соответствуктей гидростатическому давлению [Ритман, 1965].

Распределение по глубине механических свойств горных масс в верхней гипоцентральной области похоже на установленное по сейсмическим данным строение литосферы в пределах континентов. В первом приближении литосберу можно представить состоящей из трех слоев, из которых средний, совпадающий примерно с нижней половиной земной коры, обладает пониженной жесткостью и меньшей прочностью. Чем верхняя часть земной коры и нижний слой. располагающийся уже в верхней мантии [Акк. 1968]. Основное различие заключается в том. что под континентами третий литосферный слой асейсмичен, тогда как в переходной от континента к океану области. в частности в районе Курило-Камчатской островной дуги и камчатской ее части, он подвержен большим тангенциальным напрялениям. вызывающим повышенную сейсмичность. Если исходить из модели сублукции окезнической плить, то это может объясняться (в согласни с представленными на рис. 33, 34 распределениями макроскопических параметров течения) меньшим ее прогревом в сравнении с горными массами на тех же глубинах под контирен-Tame.

4.4. Тектоническое течение в верхнем сейсмоактивном блоке литосферн

В настоящем разделе представлены оценки изменения параматров горных масс и режима их нагружения в земной коре и в вериней, литосферной части мантии (до глубины 60 км) той же камчатской части Курило-Камчатской островодуячой системы, изменения макроскопических параметров сейсмического течения по глубине и полерек островной луги - в плоскости вертикального разреза по линии I на рис. 29. Сейсмически активная область на глубине до 60 км существенно шире собственно фокальной зоны (на больших глубинах); в сторону материка она распространяется далее Восточно-Камчатской вулканической зоны, а в сторсну океана - далее океанического склона глубоководного желоба, на краевой скеанический вал. Эта область имеет сложную конфитурацию, возможно. не все ее части можно считать генетически принадлежащими собственно фокальной зоне. Будем называть ее гипоцентральной областью коровых и верхнемантийных землетрясений или литосферной гипоцентральной областью.

Графики повторяемости землетрясений в пределах верхней гипоцентральной области строились и нормировались так же как ето описано в разделе 4.2. Представленные ниже оценки изменений макроскопических параметров сейсмического течения получены из параметров линейных приближений графиков повторяемости для слоев-полос мощностью 20 км и шириной 50 км. Границы полос по латерали смещались с шагом 25 км (полосы между линиями 1 и 3, 2 и 4, 3 и 5 и т.д. на рис. 29). Чтобы выявить относительно сднородные в смысле сейсмического процесса структуры, примерно разграничить их использовались также графики повторяемости для "нестандартных" объемов горных масс, для слоев-полос другой мощности (10 км) и (или) другой ширины (75 км). Іля оценки латеральной неоднородности сейсмического процесса по простиранию гипоцентральной области исследуемый район ошл разделен пололам по линии I на рис. 29, и графики повторяемости построены раздельно для половин каждой из упомянутых слоев-полос, расположенных северс-восточнее и юго-западнее линии раздела. Различия в параметрах С и D графиков повторяемости для каждой пары таких половин не превыдают средних квадратических одисок измерения их величин. Значения макроскопических параметров сейсмического течения, полученные из карактеристик линейных приближений графиков повторяемости, относились в центрам соответствующих слоев-полос, сносились на сертикальный разрез по линии I на рис. 29.

На рис. 35 представлены распределения в вертикальном разрезе по глубине и поперек простирания гипонентральной области значеный уровня G = 1g n(K=11.5) и наклона линейных приближений TOZČENOB LE $n(\vec{R})$ E IMANASOHE $\vec{K} = 9.6 - 13.5$. Ceñomereokas активность, если ее оценивать величиной 10°, изменяется в разрезе рис. 35. С в ямоских пределах: экстремальные значения различаются более чем в 20 раз. Максимальная сейсмическая активность наблюдается на глубине около 10 и 30 км в областих. Удаленных от оси глубоковолного желоба соответственно на 40-90 и примерно на 150 км. Абсолртно менимальна сейсмическая активность на глубине около 50 км и на расстоянии около 70-80 км от OCN MEJCOL, IDVISE COJACTE HOHIMEHHON CENCINIVECKON AKTUEHOCTM расположена под осью глубоководного желоба на глубине около 20 км. Области поекшенной и пониженной сейсмической активности об-DESVET НАКЛОННЫЕ ЗОНЫ, ПАДЗЕДНИЕ ПОД КОНТИНЕНТ: В НАПОДЕЛЕНИИ ОТ континента к океану сейсмическая активность в общем уменьшсется. Накисн линейных приближений графиков lg n(K) меняется в лиапазсне b = 0,36 - 0,54 со средным значением 0,45. Области поекленных и пониженных значений в также можно объелинить в



фиков повторяемости $a - 1g n(K = 11,5t0,5), км^{-3} \cdot год^{-1}; \delta - b = - \Delta lg n/\Delta K при$ $<math>\Delta K = 13,5-9,5; 1 - изолинии параметров (a - по данным с С, <math>\leq$ $\leq 0,1; \delta - интерполяция по данным с С, > 0,1 и экстраноляция);$ 2 - границы слоев-полос, для которых строились графики, в плане(см. рис. 29); 3 - границы неоднородностей по сейсмическомурежиму; 4 - область, в которой графики повторяемости нелинейны(кривые 3, 4 на рис. 30); 5 - оси дуг восточных вулканов иглубоководного желоба

падающие под континент зоны; со стороны континента значения о повышены. со стороны океана – понижены.

Жесткой связи между параметрами линейных приближений не прослеживается. Область абсолютно минимальных значений наклона b, тяготея к области максимальной сейсмической активности на глубине 10 км, смещена относительно нее в сторону океана. Вторая область пониженных значений b тяготеет уже к области минимальной сейсмической активности (на глубине около 50 км) и также смещена относительно последней, но вверх по разрезу. Наоборот, в области, где сейсмическая активность абсолютно максимальна (на глубине около 30 км), наклоны графиков повторяемости лишь немного больше средних значений.

Кроме наклонной (с падением под континент) зональности на графиках рис. 35 можно проследить и горизонтальную зональность распределения нараметров линейных приближений графиков повторяемости. Особенно ето относится к той части гипоцентральной области, которая тяготеет к континенту. В части, тяготекцей к океану, горизонтальная зональность прослеживается в представленных на рис. 35, б зоне резкой нелинейности графиков повторяемости и в горизонтальных границах между областями с разным сейсмическим режимом.

Примеры резко нелинейных в диапазоне K = 10-13 графиков повторяемости представлены на рис. 30, δ (кривые 3 и 4). Они построены по относительно меньшему количеству Σ n землетрясений и характеризуются большими значениями средне квадратичных ошибок измерения параметров линейных приближений (σ_a , $\sigma_b \ge 0.2$). Такие графики характерны для субгоризонтальной зоны в нижней части земной коры с океанической стороны гипоцентральной области. Параметры a и b етих графиков не представлены в изолиниях рис. 35 и не использовались для расчета макроскопических параметров сейсмического течения. Однако их характеристики σ_a , σ_b , Σ n использованы для сиявления границ между областями, относительно однородными по сейсмическому режиму, наряду с соответствукшими характеристиками других, квазилинейных в диапазоне K == 10-13 графиков повторяемости (из которых два представлены в качестве примера на рис. 30, δ - кривые 1 и 2).

Упомянутые границы получены из сопоставления характеристик Σ_n и σ_a , σ_b пар графиков повторяемости для той или иной полосы шириной 75 и части ее шириной 50 км или для того или иного слоя мощностью 20 км и составляющих его половин мощностью 10 км (см.. соответственно графики 3 и 4, 1 и 2 на рис. 30, 6). Чем больше 170 объем (ширина или мощность) слоя-полоси, тем солчие общее (ненормированное) количество Σ n наблюденных землетрясений и при прочих равных условиях тем меньше флуктуации повторяемостей зеллетрясений в интервалах X_i , а следовательно и величины C_a , O_b . Однако диспорсия, разброс логарифмов наблюденных повторяемостей n_i относительно "наилучшего" линейного приближения, зависит еще и от однородности (точнее, от неоднородности) сейсмического процесса в том объеме горных масс, которому соответствует график повторяемости. Если, например, для слоя мощностьк 10 км больше не только количество Σ n наблюденных землетрясений, но и характеристики O_a , O_b (см. кривые 1 и 2 на: рис. 30, θ), то его можно считать менее однородным в смысле сейсмического процесса в сравнении с одной или обеими его половинами и наметить границу, на которой нарушается однородность.

Границы областей относительно однородного сейсмического процесса соответствуют границам выделенных слоев-полос разного объема и местоположения. Они могут быть только горизонтальными или вертикальными; первые, по опрэделению, привязаны к глубинам кратным 10 км, вторые – к пронумерованным на рис. 29 линиям, параллельным оси глубоководного желоба. Представленные на рис. 35, б горизонтальные границы тяготеют к кровле и подошве консолидированной коры (см. ниже рис. 36, 37). Прослеживаются они не повсеместно. Со стороны континента в гипоцентральной области выделяется граница, тяготеющая к разделу между геофизическими: "транитным" и "базальтовым" слоями. Со стороны океана на глубине 10 - 40 км уверенно выделяется вертикальная граница, состветствующая, по-видимому, глубинному разлому, обнаруженному и методом ГСЗ (см. ниже рис. 36). Неоднородность сейсмического процесса вызывается пространственными вариациями физико-механических свойств горных масс и действующих в них напряжений (т.е., если рассматривать этот процесс как сейсмическое течение, вариациями таких макроскопических параметров, как напряжение, скорость деформации, ьязкость и модуль упругости).



кальный разрез, поперечный простиранию этих полос. Кроме того, на рис. 36 представлены: 1) границы гипоцентральной области в поперечном разрезе. Они получены [Гусев, Шумилина, 1976] по данным о распределении гитоцентров землетрясений в вертикальной полосе шириной (в плане) около 100 км, примыкающей к линии I рис. 29 с северо-востока; 2) поверхности кровли консолидированной коры и подошвы земной коры (раздел И), а также зоны тектонического нарушения (разломы); эти данные получены методом ГСЗ [Глубинное..., 1978] по профилю, обозначенному линией II на рис. 29. Подошва геофизического гранитного слоя на этом разрезе располагается на глубине около 20 км.

Сейсмическая скорость деформации представлена на рис.36, изолиниями логарифма суммы сейсмических моментов землетрясений (в дин.см), нормированной на 1км³ и на 1 год. Величины ΣM_0 подсчитывались из наблюденных графиков повторяемости. Диапазон вариаций эффективной скорости деформации $\dot{\varepsilon}_c$ составляет 2,3 порядка. Наиболее высока она в нижней части земной коры в зоне восточных полуостровов и в верхней части земной коры, в пределах вулкансгенно-осадочного слоя, в области, пограничной между

Рис. 36. Распределение в поперечном разрезе гипоцентральной области макроскопических параметров сейсмического течения и строение земной коры по данным ГСЗ (соответственно по линиям I-I и II-II на рис. 29) а - общая "энергия" (ΣM_0)^Н (дин · см · км⁻³ · год⁻¹); б - напряжение $\sigma = \theta^{1-\beta}$; 6 - сейсмическая вязкость ; 1 - изолинии параметров (в логариймах): а - достоверные, б - интерполяции и экстраполяции (см. подпись к рис. 35); 2 - кровля консолидированной коры; 3 - подошва земной коры (раздел М); 4 - зоны тектонических нарушений (разломы); 5 - оси дуг восточных вулкансв и глубоководного желоба; 6 - границы гипоцентральной области по землетрясениям с $K \ge 9$ [Гусев, Шумилина, 1976]

Цифры на рисунке: 1-6 - номера разломов; блоки: I - Восточно-Камчатский (IG - зона Восточно-Камчатского антиклинория, IG зона восточных полуостровов), II - материкового склона (границы по разломам 2 и 4), III - глубоководного желоба (границы по разломам 4 и 6) блоками материкового склона и глубоководного желоба (см. рис. 36. 2). В этой же пограничной зоне непосредственно под земной корой. на глубине 40-60 км, сейсмическая скорость деформации абсолютно минимальна. Только в части разреза примерно между разломами 3 и 5 (см. рис. 36, 0), включающей ету пограничную область, сейсмическая скорость деформации монотонно уменьшается с ростом глубины; в других частях эта величина изменяется с глубиной более сложным образом. Другой минимум величины $\dot{\varepsilon}_{c}$ приурочен к нижней части земной коры в зоне разлома 6 (см. рис. 36, 0), разграничивающего блок глубоководного желоба и окраинный океанический вал Зенкевича.

На рис. 35. б. в представлены в изолиниях логариймов величин распределения по разрезу среднего напряжения и сейсмической Бязкости (в условных единицах), которые меняются в больших пределах. Величина напряжения на глубине около 15 км при удалении от оси глубоководного желоба от 40 км (в блоке глубоководного желоба) до 100 км (в блоке материкового склона) уменышается на нять десятичных порядков. То же и сейсмическая вязкости: общий плапазон ее изменения по разрезу составляет 3,5-4,0 порядка (сна максимальна на глубине. 40-60 км под блоком материкового склона и минимальна на глубине 10-15 км в зоне восточных полуостровов). Амплитуль, размаки варианий сейсмической скорости! деформации (см. рис. 36, а) существенно меньше. И напряжение, и сейсмическая вязкость сильно понижены в рерхней части земной копе в зоне восточных полуостровов. И та, и другая величина в облем повышены в верхней и средних частях земной коры на границе блоков материкового склона и глубоководного желоба и В подошве земной коры в блоке материкового склона. Однако, если в первом случае сейсмическая скорость деформации повышена, то во в'ором она абсолютно минимальна. В зоне вссточных полуостровов

в верхней части земной коры сейсмическая скорость деформации одизка к средней по разрезу при низких значениях напряжения и сейсмической вязкости, а в нижней части земной коры она велика, одизка к максимальной при значениях напряжения и сейсмической вязкости, одизких к средним.

Размахи вариаций зеличин, представленных на рис. 36, 6, 6, могут быть и завышенными. Степень соответствия их действительности определяется, в частности, тем, насколько хорошо соответствуют реальной среде представления и предположения о ее свойствах, заложенные в схему расчета величин напряжения и сейсмической вязкости. Эта проблема стоит при оценке значений напряжения и вязкости по любым косвенным данным (не только сейсмическим); полученные оценки сильно зависят от принятых допущений [Магницкий, 1965; и др.].

Оставаясь в рамках максвелловского урабнения (3.3), мы рассчитали по тем же исходным данным значения, карактеризующие макроскопические параметры сейсмического течения, в предположении обратной зависимости сейсмической вязкости от напряжения. Принята зависимость $\tau_c \propto 1/x *$ - сейсмическое время релаксации изменяется пропорционально квадратному корно из величины, ссратной напряжению, т.е. показатель степени в формуле (3.14) принят равным -0,5. При этом коэффициент & в формулах (3.9) -(3.14) равен (1- β)/3; согласно формуле (3.13), время релаксации τ_{c} уменьшается с увеличением сейсмогенерирующего сбъема V.

Линии равных значений логарифмов величин, рассчитанных при описанном предположении, в разрезе поперек простирания гипоцентральной области представлены на рис. 37. Размахи пространственных вариаций величин, характеризующих напряжение и сейсмическое время релаксации, меньше, чем при расчете в предположении независимости этих величин. Однако различия в пространст-


венных вариациях величин, представленных на рис. 36, б, δ и 37, a, d, только качественные. В деталях наиболее сильно выступают изменения в распределении величины τ_c . При общем уменьшении значений τ_c в областях повышенного напряжения появляются области пониженной сейсмической вязкости в нижней части земной коры в зоне восточных полуостровов и в верхней части земной коры блока материкового склона. Берхнекоровая область повышенных значений напряжения и времени релаксации несколько смещается в блок материкового склона от границы его с блоком глубоководного желоба.

Области экстремальных, а также относительно повышенных или пониженных значений напряжения и сейсмической вязкости преиму-

пественно тяготеют к тому или иному (геобизическому) слов земной коры. Область абсолютно минимальных значений обеих этих величин в зоне восточных полуостровов ограничена кровлей и попошвой "гренлиного слоя", область повышенной сейсмической вязкости и в этой зоне ограничена сверху подошвой земной коры. чотя область повышенного напряжения в блоке материкового склона и, возможно, связана скорее с границей Мохоровичича. однако соответствущая область абсолотно максимальной сейсмической вязкости располагается уже в верхней мантии и разделом Мохоровичича скорее ограничена сверху. Абсолютно максимальные для разреза напряжения локализованы в вулканогенно-осадочном слое волизи границы блоков материкового склона и глубоковолного желоба. С ростом глубины они уменьшаются в пределах "гранитного" СЛОЯ. ИМЕЮПЕГО ЗДЕСЬ ПОНИЖЕННУЮ МОШНОСТЬ И ОТНОСИТЕЛЬНС большую сейсмическую вязкость. В нижней части блока материкового склона высокие напояжения локализованы в области, не нару**менной разломами.** Разлом 3 как бы упирается в эту область TOBLEEHHOTO напряжения И сейсмической Вязкости. ĦE распространяясь в массив. обладающий повышенной прочностью и жесткостью (см. ниже).

Представленные на рис. 36 и 37 значения макроскопических параметров сейсмического течения относятся не собственно к разрезу по линии I на рис. 29, а являются средними для той или иной полосы длиной от 300 до 540 км; это необходимо учитывать при сравнении их с данными ГСЗ. По-видимому, к близгоризонтальным границам раздела и зонам разломов земной коры приурочены повышенные градиенты величин напряжения и сейсмической вязкости.

Среднее напряжение и скорость деформации горных масс, подвергнутых течению, можно связать соотношением (4.1), согласно которому при диффузионной или дислокационной ползучести вяз-

кость при прочих равных условиях тем меньше, чем больше температура и чек меньше давление. Сейсмическая же вязкость, величина обратная способности вещества к квазитечению путем подвижек по разрывам сплошности, также прямо связана с давлением (увеличивается с его ростом, и наоборот), но при увеличении температуры эна не уменьшается, а увеличивается. Увеличение температуры и давления с ростом глубины приводит к увеличению сейсмической вязкости; тектоническое течение при этом все больше и больше осуществляется за счет непрерывной его части – вязкого или пластического течения (см. рис. 33, 3;).

Поэтому вариании сейсмической вязкости при той же примерно температуре отражают вариации вязкости п (истинной) и объяснявтся изменением давления. Эффективное значение гидоостатическо-TO ISENCHAR B FORHAX MACCAX, COLEDIASINA ONOMA, VMEHEDAETCA HA величну давления блимла (см. выше). В этих условиях уменьшают-CA KAK CHAR TDEHNA N IIDOUHOCTH HODOZ, TAK N EASKOCTH NX HON разных видах течения и действующие напояжения: сейсмическая скорость дебормации может понижаться, но скорость истинного, непрерывного течения возрастает. Уменьшение сейсмической вязкости при увеличении температуры может быть обусловлено тем. что вобект уменьшения дабления проявляется в еще большей степени: в еще большей степени уменьшается вязкость у и увеличивается скорость непрерывного течения (пои пониженных значениях напряжения и сейсмической скорости пеформации). Именно вто наблюдается на глубине 130-170 км в фокальной зоне (см. рис. 34), а также в "гранитном" слое зоны восточных полуостровов. Наоборот, например, в слое фокальной зоны на глубине 100-125 км сейсмическая вязкость и напряжение повышены, что позволяет говорить о повышенной жесткости и прочности этого слоя.

Таким образом, вариации величин η и Ο, происходящие "в

фезе", объязняются изменением преимущественно гидростатического давления, а вариации, происходящие "в противофазе", - изменением преимущественно температуры.

В общиу сертах величины. представленные на рис. 36. δ . δ и 37. а, б, изменяются "в фазе". Если сейсмическая вязкость горвыт масс в какой-либо части гипоцентральной области повышена. то напояжение в этой части также повышено. Такой областью повыпенных напряжений является зона в средней части разреза гипоцентральной области. Она под углом около 35° надает из верхней части границы блоков материкового склона и глубоководного желоба к полошве земной коры в средней (по латерали) части блока материкового склона - от одного участка действия максимальных напряжений к другому. Сейсмическая вязкость в первом из них повилена менее значительно. чем во втором. Де из-за большой вязкости сейсмическая скорость дейормации (см. рис. 36. а) даже понижена. тогла как в верхнем участке она максимальна. Исхоля из выше изложенной связи параметров сейсмического течения с P_{-}^{m} условиями. Нужно считать, что температура и давление в нижней части зоны выше, чем в верхней (что естественно). На глубине 20-30 км напряжение и сейсмическая вязкость в атой наклонной зоне относительно понижены, близки к средним для соответствующих разрезов (с. рис. 36, 6, 6) значениям. В целом же эта зона представляется однородным массивом повышенной прочности 11 жесткости, дебормирование которого под действием тектонических СИЛ ОСУЩЕСТВЛЯЕТСЯ ПОЕИМУЩЕСТВЕННО ПУТЕМ ПОДБИЖЕК ПО ДАЗНОГО масштаба разрывам сплошности. Наклонная зона с увеличивающейся в сторону океана жесткостью (и прочностью) хорошо прослеживается в распределении по разрезу сейсмической вязкости (см. рис. 36, 6) по изолиниям 1g т = -8; -7,5 и изолиниям больших значений lg т_ - со стороны океана (на рис. 37, 0 - по изолиниям lg т_ =

=-11,5; -11 и т.д.). По сейсмическим данным [Зобин и др., 1984; и др.] наклонная зона пребывает в состоянии относительного горизонтального растяжения, поперечного ее простиранию; высокий уровень напряжений в ее пределах подтверждается повышенными значениями напряжений, снижающихся в очагах землетрясений [Зобин и др., 1984].

По данным о затухании сейсмических волн от землетоясений установлено [Боллырев. 1976]. что для литосферной гипоцентральной зоны карактерна повышенная (в сравнении с прилегающим Восточно-Камчатским блоком) добротность, а следовательно, и жесткость. По сейсмическим скоростям гипонентральная область Зольшинством исследователей [Кузин. 1974: Аниконов и др., 1974: и пр.] считается перекодной от высокоскоростного океанического блока к низкоскоростному материковому. т.е. на той же глубине сейсмические скорости уменьшаются в ее пределах в направлении от океана к материку. В коде японского сейсмического эксперимента [Noguchi, Kasahara, 1976] онл построен детальный скоростной тазрез ст одной из донных станций до оси глубоководного желоба (глубина от 30 до 100 км). Изолинии скоростей наклонны, падают в сторену континента. От срединной высокоскоростной (U_= = 8._ км/с) части. выхолящей на поверхность на континентальном склоне желоба, скорости уменьшаются как в направлении к континенту до 7.4 км/с на расстоянии 80-90 км по латерали), так и в противололожную сторону, к оси желоба (до 8.0 км/с).

Сейсмические скорости, как и вязкость, зависят в основном от давления и температуры: увеличиваются с ростом первого и уменьшаются с ростом второй. Однако сейсмические скорости карактеризуют реакцию среды на бистро меняющиеся напряжения и на деформации весьма малой величины. Между тем механические свойства той же среды, карактер ее реакции на действие нагрузки

сильно изменяются в зависимости от величины нагрузки, масштаса времени и рассматриваемых пространственных соотношений. Поэтому данные о скоростях или о поглощении сейсмических волн не могут непосредственно хорактеризовать упругие и реологические свойства горных масс по отношению к длительной геологической деформации. Для этого предпочтительнее сейсмологические данные (см. рис. 36, 37) о макроскопических параметрах сейсмического течения

На любой глубине сейсмическая вязкость и напряжения в облем уменьшаются в направлении от окраинного океанического вала и зоне Восточно-Камчатского антиклинория. Согласно расчетам 0.В.Веселова [Тектоника..., 1980] на основе измерений теплового потока по пробилю. означенному линией II на рис. 29. температу-DH НА ТЕХ ЖЕ ГЛУбИНАХ В ЗОНЕ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТДОВОЬ (И В Восточно-Камчатском блоке в целом) выше, чем в блоке глубоковолного желоба. В терминах сейсмической и непрерывной частей тектонического течения с учетом изложенных выше тенденний в зависимостях их параметров от давления и температуры это означает следующее: 1) уменьшение сейсмической вязкости и напряжения в зоне восточных полуостровов вызвано уменьшением ейфективного гидостатического давления: 2) истинная вязкость в этой зоне уменьшается еще сильнее, чем сейсмическая; тектоническое течение осуществляется в большей мере за счет непрерыеной его части. Скорость. интенсивность его не только в нижней, но и в верхней части земной коры здесь может быть большей, чем в блоке материкового склона, несмотря на то, что сейсмическая скорость деформации понижена. Эта зона находится в состоянии относительного горизонтального сжатия, ориентированного попарек ее про-СТИДАНИЯ: В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТДЯСЕНИЙ ЗДЕСЬ СНИМАЮТСЯ НАПЛЯЖЕНИЯ меньшие, чем в описанной выше наклонной зоне [Зобин и др., 1984].

Субстрат зоны восточных полуостровов на глубинах, больших 25 км, по сейсмическим данным [Глубинное..., 1978] прослеживается как гетерогенный и интерпретируется как "коромантийная смесь", состоящая из прослейков с повышенными ("мантийными") и пониженными скоростями v_p . При невысоких напряжениях (см. рис. 36, 5; 37, а) сейсмическая скорость деформации здесь повышена (изолиния 1g (ΣM_0) = 18,5 на рис. 36, а) за счет пониженной сейсмической вязкости (см. рис. 36, 6; 37, б). Понижение вязкости можно связать с дегидратацией и частичным плавлением кислых и основных пород [Балеста, 1981].

Расположенная выше область пониженных значений напряжения и сейсмической вязкости по сейсмическим скоростям не прослеживается. Ее можно интерпретировать [Николаевский, 1982] как область объемной трещиноватости, повышенных пористости и проницаемости, область разуплотненных горных масс, насыщенных водой. Эта область – наиболее яркое проявление другой (горизонтальной) зональности сейсмического и вообще тектонического течения, которая как бы наложена на наклонную зональность. Далее в блоке материкового склона, в пределах наклонного массива повышенных прочности и жесткости, она прослеживается как область относительно пониженной вязкости по характерным изгибам изолиний lg $\tau_c = -8$; -7,5 на рис. 36, б и пониженного напряжения – по изолинии lg c = 12 на рис. 36, б; прослеживается она и по графикам рис. 37. Здесь эта область смещается на большие глубины – 30-40 км.

Напряжения в верхнем 10-километровом слое зоны Восточно-Камчатского антиклинория по величине сравнимы с действующими на атих же глубинах в блоке восточных полуостровов, однако сейсмическая вязкость здесь относительно, повышена, поэтому сейсмическая скорость деформации меньше, чем в зоне восточных полуостро-

182 !

вов. Скорее всего, это обусловлено повышенной температурой, связанной с вулканизмом.

По данным В.С.Смирнова, Ю.Ф.Морозова и В.И.Поспелова [Валеста, 1981], в тайона Ключевской группы вулканов имеются два слоя повышенной влектропроводности - на глубинах 10-20 и 30-40 ны; нижний слой, расположенный в переходной от коры к мантии области, может иметь региональное распространение. Верхний слой, по-видимому, является продолжением ослабленной области в пределах "гранитного" слоя зоны восточных полуостровов, чему не противоречит и практическое отсутствие землетрясений в зоне восточно-Камчатского антиклинория на глубинах, больших 10 км.

Особенности пространственных изменений макроскопических параметров сейсмического течения позволяют думать. что для тектонического процесса в пределах литосберной гипонентральной области Камчатки характерна интерференция двух различных зональностей. Первая определяется массивом высокой однородности. прочности и жесткости, палакшим от континентального склона глубоководного желоба к подошве земной кори блока материкового склона. Этот високосейсмичный массив, по-вилимому, непосред-СТВЕННО ПООЛОЛЖАЕТ ГЛУОИННУЮ ФОКАЛЬНУЮ ЗОНУ В ВЕДХАХ ВЕДХНЕЙ мантии и в земной коре. Со стороны континента к нему примыкает блок. резко отличающийся по всем параметрам, в том числе и по напряженному состоянию. Вторая (горизонтальная) зональность определяется ослабленной областью с пониженными значениями Вязкости и сейсмической вязкости, которая расположена в зоне Восточных полуостровов в пределах "гранитного" слоя (глубины 10-20 км). В пределах упомянутого продолжения фокальной зоны она прослеживается в "ослабленном" виде на глубине от 20 до 30 км.

Глава пятая

НЕОДНОРОДНОСТЬ ПРОЦЕССА СЕЙСМИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ПАМИРО-ГИНДУКУШСКОЙ ГИПОЦЕНТРАЛЬНОЙ СЕЛАСТИ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

5.1. Общая геобизическая карактеристика

Известны четыре внутриконтинентальные области, в которых происходят землетрясения с промежуточной глубиной очага. Три из них расположены на территории Бирмы, Испании и Румынии, а четвертая - наиболее сейсмически активная - на территории Афганистана и Средней Азии. Эта очаговья область, называемая Памиро-Гиндукушской, протянулась с вго-запада на северо-восток от меридиана Кабула (69° в.д.) на западе вдоль северных отрогов Гиндукуша через центральный Памир до Мургаба на востоке (74° в.д.). Общая протяженность эпицентральной зоны Памиро-Гиндукушских землетрясений 600 км, наибольшая ширина не превышает 120 км.

Плотность слицентров внутри эпицентральной зоны не одинакова. Она максимальна в пределах Афганистана, между 36° и 37° с.п. и 69° и $71,5^{\circ}$ в.д., на площади порядка 16-17 тыс. км². В этом районе происходят и наиболее сильные из землетрясений с промежуточной глубиной очага. Вторая область повышенной плотности эпицентров подкоровых землетрясений имеет площадь около 5 тыс. км² и локализована в пределах $37-38^{\circ}$ с.п., $71-73^{\circ}$ в.д., т.е. в районе Хорога и Чартыма на территории Таджикистана. Эта область относительно менее сейсмически активна; верхний предел счергии $E = 10^{K}$ землетрясений, происшедших в период с 1962 по 1975 г., оказался здесь на три порядка меньше, чем в соседнем

Афганском районе. Описанные впицентральные области разделен. узкой зоной пониженной сейсмической активности, приуроченной к морфологической границе раздела между Восточным и Западным Памиром (район Илкашима; между 71,0° и 71,5° в.д.). Интересно, что к этой протягитакшейся к северо-западу зоне тяготект ыницентры сильных землетрясений в земной коре. Третья область повышенной сейсмической активности верйней мантии наколится в районе Мургаба, к северо-востску от 73° в.д. Плотность ыниненсров здесь значительно ниже, чем в Афганском и Хорогском районах.

Очаги верхнемантийных землетрясений Памиро-Гиндукушской области сосредоточены как бы в слое (не горизонтальном) горныл масс, ширина которого не превышает 80 км. а падение близко к вертикальному. Западная, Гиндукушская. ветвь счаговом области погружается со стороны Афтанистана под Талжикскую депрессик в направлении север-северо-запад, постепенно увеличивая утол падения с ростом глубины. Восточная, Памирская, ветвь круто падает под территорию Афтанистана в направлении на юго-восток. Почти вертикальное погружение гипоцентральной области в средней в плане части (в районе Ишкашима) сменяется на все более пологое по мере приближения к ее краям [Лукк, Бинник, 1975].

В интервале глубин 150-170 км в обеих ветвях Памиро-Гиндукушской области намечается тенденция к уменьшению мошности (толшины) сейсмогенерирующего слоя. На глубинах 190-240 км в Гиндукушской ветви мошность резко увеличивается. Плотность гипоцентров землетрясений и сейсмическая активность здесь маконмальны, в частности здесь произошло сильнейшее за период наблидений с 1962 по 1975г. землетрясение с К = 18 (14 марта 1965г.). Ниже сейсмический процесс резко затухает, но прослеживается еще до глубины 270-280 км. Зона относительно повышенной сейскической активности в Памирской ветви приурочена к интервалу глубины

-0-160 км. Плотность гипоцентров на глубинах, облыших 200 км, здесь втрое меньше, чем в соседней Гиндукушской ветви; сейсмический процесс быстро затухает с увеличением глубины до 240-250 км. В зоне пониженной сейсмической активности между Гиндукушской и Памирской ветвями глубина, на которую распространяется область гипоцентров,уменьшается до 160 км [Лукк, Нерсесов, 1970].

Сейсмичность Памиро-Гиндукушской области весьма стабильна вс времени. С 1962 по 1975 г. не замечено какид-либо пространственных миграций в пределах области участкое поеншенной и пониженной сейсмической активности. Результать более долговременных наблюдений также показывают, что зона наибольшей сейсмической активности устойчиво локализовалась в Гиндукушской ветей очаговой области на глубинах 200-240 км. Некоторые флуктуации сейсмической активности в Гиндукушской ветей связаны, по-видимому, с происшедшим здесь в 1965 г. сильным землетрясением. В 1963-1964 гг. область повышенной сейсмической активности локализовалась в интервале глубин 60-80 км, в 1965-1966 гг. она сместилась на глубины 200-290 км, т.е. в область очага землетрясения 1965 г.

Скоростной разрез верхней мантии в Памиро-Гиндукушском районе известен по данным ГСЗ и по результатам обработки кинематических параметров записей промежуточных землетрасений. Он может представляться как однородно-слоистый: сейсмические скорости, примерно постоянные в пределах слоев, изменяются скачком на их границах. Зависимость скоростей (пластовых) распространения продольных воли от глубины в Памиро-Гиндукушском районе, полученная по данным ГСЗ [Хамрабаев и др., 1980], представлена на рис. 38, С. На рис. 38, С представлены зависимости от глубины отношения скоростей объемных боли от промежуточных Памиро-Гиндукушских землетрясений; одна из них получена из годографов



Р и с. 38. Распределения по глубине некоторых сейсмаческих и сейсмологических параметров горных масс в Памаро-Гиндукунском районе

О - пластовые скорости распространения продольных волн по данным ГСЗ [Хамрабаев и др., 1980]; О - отношение пластовых скоростей сейсмических волн от Памиро-Гиндукушских очагов по данным: 1 - о годогрофах [Лукк, 1966], 2 - о графиках Вадати [Лукк, Нерсесов, 1970]; В - наблюденные (средние за 1962-1975 гг.) значения сумм сейсмических моментов землетрясений: 1 - в Гиндукушской ветви гипоцентральной области, 2 - в Памирской

Сейсмических волн [Лукк, 1966], другая — по результатам обра-Сотки графиков Вадати [Лукк, Нерсесов, 1970]¹.

Непосредственно под границей Мохоровичича скорость $v_{\rm p}$ раз-

Градик Вадати представляет собой зависимость разности времен вступления поперечной и продольной волн $(t_s - t_p)$ от времени t_p ; он строится по совокупности данных, полученных сетью сейсмических станций, и служит для отределения времени в очаге. Наклон градика связан с отношением скоростей объемных волн (v_v/v_p) .

на примерно 3.0 км/с; возможно, она немного возрастает с увеличением глусины вплоть до переой (верхней) границы раздела (Лукк, 1966). По сейсмологическим данным, эта граница, на которой скорости v_p и v_s увеличиваются скачком, расположена на тлусине 80-90 км (см. рис. 38, б), а по данным ГСЗ – на глубине 100 км (см. рис. 38, d). Ниже в разрезе отчетливо выделяется слой пониженных скоростей объемных волн (v_p и v_s), отношение v_p/v_s в этом слоз (волноводе) также пониженс. Можно предполагать (Лукк, 1966), что границы этого слоя не резкие; верхняя граница расположена на глубине 110-125 км, нижняя - 150-165 км. Еакономерности изменения скоростей в пределах волновода по имеишися данным установить не удается. Ниже глубины 240 км находится еще один волновод; для продольных волн его существование обнаружено ГСЗ [Хамрабаев и др., 1980], а для поперечных – посейсмологическим данным [Лукк, 1966].

Горизонтальная нэоднородность. В верхней мантии Памиро-Гиндукушского района горизонтальная неоднородность отмечалась уже при изучении скоростного разреза по сейсмическим годографам [Матвеева, Лукк, 1968]. В дальнейшем она исследовалась двумя методами в различных их модификациях. Первый - метод сейсмического просвечивания - основывается на измерении кинематических параметров (времен пробега) продольных волн из очагов далеких землетрясений - волн, приходящих с разных сторон к Памиро-Гиндукушскому району и тяготекщей к гему компактной группе регистрирующих сейсмических станций [Винник, Лукк, 1974; Лукк, Винник, 1975; Николаев, Санина, 1982]. Сейсмические лучи от одного очага до каждой станции группы практически совпадают везде, кроме верхних 300-400 км под станциями, где они расходятся. Поэтому различия времен пробега отражают различия в средних скоростях на этих последних 300-400-километровых отрезках пути. Второй метод по динамическим параметрам объемных Волн из очаго: промежуточных Памиро-Гиндукушских землетрясений позволяет судять о поглощачших свойствах среды в гипоцентрально. области и ее окрестностьх. Он основан на измерении спектральных характеристик колебаний, регистрируемых на разных гипоцентральных расстояниях и в разных направлениях от очагов землетрясений [Лукк, Нерсесов, 1970; Молнар и др., 1976].

Полученные результаты позволяют считать. что Памиро-Тиндукушская гипоцентральная область промежуточных землетрясений как си заключена в больший по объему (и асейсмичный). блок горных масс. Свойства которых аномальны по отношению к вмещающей верхней мантии. Максимальная мошность этого блока (по свойствам "литосферного") около 300 км. В пределах Средней Азии. Афганистана и Пакистана он проявляется аномально высокой (не менее 1000) добротностью [Молнар и др., 1976]. Более точно рисоколобротная область пока не оконтурена. В районах Западного Памира, Алганского Бадахшана и Гиндукуша аномальность проявляется также в увеличении средней скорости распространения продольных волн на 0,3-0,4 км/с по сравнению со среднемировой. Высокоскоростной верхнемантийный массив вытянут в направлении с юго-запада на северо-восток; на востоке и западе оч эграничен верхнемантийны-МИ МАССАМИ. В КОТОРИХ СРЕДНЯЯ СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРОДОЛЬных воли ниже среднемировой на 0,1-0,2 км/с [Бинник, Лукк, 1974; Лукк, Винник, 1975]. Эти границы могут быть сопоставлены на поверхности с крупными тектоническими структурами, такими, как, например, Дарваз-Каракульская разломная зона (Лукк, Бинник. 1975]. Восточная граница пересекает впицентральную зону промежуточных землетрясений, так что наименее сейсмически эктивная Восточно-Памиоская (Мургабская) ее часть оказывается в области пониженных скоростей.

Тиндукущская и Памирская ветви гипоцентральной области промежуточных землетрясений падают (см. выше) в направлениях к упомянутым границам (соответственно западной и восточной), как бы тяготея к зонам перехода от повышенных скоростей к пониженным, т.е. к зонам наибольших градиентов скорости [Лукк, Винник, '975]. Интересно, что к этим зонам приурочены ступени в рельефе поверхности Мохоровичича; мощность земной коры над високоскоростным массивом примерно 50 км, к западу она уменьшается до 30 км, к востоку увеличивается до 70 км [Лукк, Винлик, 1975].

Возможно. что по сравнению с высоколобротной и высокоско-**БОСТНОЙ ЕМЕНАКЦЕЙ СДЕДОЙ ГОДИНЕ МАССИ СООСТВЕННО В ГИПОЦЕНТ-Дальной области промежуточных землетрясений обладают повыменны**поглошающими свойствами [Лукк. Нерсесов, 1970]. 00000 MM сильная аномалия отмечается для продольных волн [Лукк, 1971а]. На удаленных от эпицентральной зоны сейсмических станциях Талжикистана в сейсмических волнах из очагов памиро-гиндукушских землетрясений регистрируются очень высокие частоты (5-10 Гц); записи тех же - или таких же - землетрясений непосредственно в эпицентральной зоне менее высокочастотны (5 Гц) [Молнар и др., 1976]. Распределение микросейсмической интенсивности промежуточных землетоясений не концентрично относительно эпицентров; максимум ее систематически смещается к северу на 150-200 км.

Б работе [Николаев, Санина, 1982] по изучению скоростного разреза верхней мантии Памиро-Гиндукушского района методом сейсмического просвечивания продольными волнами от удаленных землетрясений принята слоисто-блоковая модель среды с размерами блоков 75 х 75 км в плане и мощностью 50 км. Инверсия аномалий времени пробега сейсмических болк в аномалии скорости выполнена методом перебора с последующим вычитанием аномалий времени, соответствующих наиболее контрастным неоднородностям. Получен-

ное поле скоростей в пределах Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области и к югу от нее на глубинах до 300 км характеризуется сложным чередованием высоко- и низкоскоростных объемов мантийного вещества по вертикали и горизонтали. Аномалии скорости имеют изометричную форму и небольшие размеры. С положительных: аномалиями соседствуют отрицательные, контраст скоростей в отдельных аномальных блоках достигает 11-12 %. К северу от гипоцентральной области промежуточных землетрясений такие аномалии отсутствуют.

Если считать, что скоростные аномалии вызываются аномалиями плотности - это предположение основывается на известных ксрреляционных зависимостях - то причину верхнемантийных памирогиндукущских землетрясений можно видеть либо во внешних силах, под действием которых перемещиваются горные массы разной плотности, либо в процессах, направленных на выравнивание плотностных неоднородностей, либо и в тех, и в других [Nikolaev et al., 1985].

5.2. Графики повторямости землетрясений

Графики повторяемости энергетических классов коровых и верхнемантийных землетрясений Памиро-Гиндукушского района построены по данным каталогов из ежегодников "Землетрясения в СССР" [Землетрясения..., 1966-1979] раздельно для Гиндукушской и Памирской его частей. Энергетический класс К соответствует шкале КСЭ [Методы..., 1960]. Эта величина определяется с погрешностью до ±0,5 единицы К, поэтому графики построены по интервалам $K_i \pm$ 0,5. со средними значениями $K_i = 10$, 11, 42... Использовани данные 14-летних (с 1962 по 1975 г.) наслюдений землетрясений с K > 9,5, координаты впицентров которых заключены в следующих интервалах: $\phi = 36-37^{\circ}$ о.ш., $\lambda = 69-71,5^{\circ}$ в.д. и $\phi = 37-38^{\circ}$ о.ш., $\lambda = 71-73.5^{\circ}$ в.д. Графики повторяемости коровых землетрясений построены без дифференцизции по глубине, их параметри – средними для земной кори в Гиндукулской и Памирской частях исследуемого района за период с 1962 по 1975 г. Глубины гипоцентров верхнемантийных (H > 70 км) землетрясений спределены с градацией 10 км. Графики повторяемости этих землетрясений строились для скользящих по глубине H с шагом 10 км интервалов $H_j \pm \delta H$ шириной 2 $\delta H = 20$ км и 2 $\delta H=30$ км (т.е. для горизонтальных слоев сейсмогенерирующих горных масс мощностью 20 и 30 км) в двух варшантах: по данным наблюдений за 1962-1975 гг. (14 лет) и за 1968-1975 гг. (8 лет) Параметры их отнесены к средним для упомянутых слоев значениям глубины H_j , кратным пяти ($H_j = 85$, 95, 100, 110...) для слоев мощностью 20 км и десяти ($H_j = 90$, 100, 110...) для слоев мощностью 30 км (см. рис. 39).

Сильнейшее землетрясение 1965 г. с X = 18, происшеднее в. Гиндукушской ветви на глубине 210 км, сопровождалось многочисленными афтершоками. В графики повторяемости за период 1962-1975 гг. они не включены. Параметры этих графиков в пределах погрешностей совпадают с соответствующими параметрами графиков за период 1968-1975 гг., не осложненный сильным землетрясением. В дальнейшем используются параметры графиков повторяемости, полученных по материалам 14-летних наблюдений. Количества (ненормированние повторяемости) землетрясений в интервалах $K_i \pm 0,5$, наблюденных за это время в слоях мощностью 30 км в Гиндукушской и Памирской ветвях гипоцентральной области и в земной коре над ними, представлены в табл. 7.

Нижняя граница диапазона $\Delta K = K_2 - K_1$, в котором строились графики повторяемости, принята фиксированной и равной минимальному значению (K = 9,6) энергетического класса землетрясений, которые без пропусков регистрируктся в исследуемом районе во

Таблица 7. Распределение по энергетическим классам землетрясений в Гиндукушской и Памирской ветвях гипоцентральной области

	Η,,	$N(K_{i} \pm 0.5)$						
Район	KM	10	11	12	13	14	15	16
Г.:нду- куш	90 100 110 120 130 140 150 160 170 180 190 200 210 220 230 240	547 290 322 221 308 339 332 243 269 244 538 649 753 656 504 357	222 116 123 99 96 95 75 95 74 170 233 299 270 208 139	66 41 50 31 34 31 27 19 24 30 59 70 83 71 55 34	16 16 17 14 10 7 6 7 8 8 23 31 27 23 17	75441111134680 1084	1 1 3 3 1	2 3 1 1
Панар	90 100 110 120 130 140 150 160 170 180 190 200 210 220 230 240	197 182 215 205 234 231 205 146 128 120 174 183 187 122 82 49	75 68 86 73 81 74 70 57 47 32 40 41 43 29 20 11	21 26 24 25 20 16 12 8 11 14 10 7 2	6 6 4 4 3 2 4 3 3 3 3 2	2 5 7 6 2 1 1 1		
Примечание. Г.(K, ± 0,5) - количество наблюденных								
землетрясений разных классов K, ± 0,5; H, - средние глубины								
слоев, для которых построены графики повторяемости.								

всем интервале глубин гипоцентров до 250 км. Верхняя граница K_2 определяется силой максимального землетрясения, наблюденного в том или ином слое. Все графики повторяемости для глубин H_3 от 85 до 230 км построены в диапазонах не меньших, чем $\Delta K = 4$ (от 9,6 до 13,5). Для большинства графиков в Гиндукушской ветви и для некоторых в Памирской этот диапазон шире: $K_2 \ge 14$ (табл. 7).

Графики повторяемости нормировались по объему на 1 км³ и по времени на 1 год. Для нормирования по объему строились карти эпицентров землетрясений с К > 10,5, зарегистрированных за 14 лет в следующих один за другим по глубине горизонтальных слоях мошностью 30 км. Определенная по той или иной карте площадь эпицентров относилась к средней для соответствующего сейсмогенерирующего слоя глубине. Путем интерполяции из полученных значений определялись площади горизонтальных сечений Памирской и Гиндукушской ветвей гипоцентральной области через 10 км по глубине и затем объемы слоев горных масс, ответственных за землетрясения, вошедшие в тот или иной график повторяемости.

Нормированные графики в диапазоне K = 9,6-13,5 аппроксимировались (методом наименьших квадратов) линейными зависимостями вида (1.1); определялись параметры $a = \lg n(\bar{K})$ и $b = -\Delta \lg n/\Delta \bar{K}$ каждого графика (см. гл. 1). Величины \bar{K} , a и b согласно перекодному соотношению (3.15) пересчитывались в соответствующие параметры $\overline{\lg N}_0$, $c_{No} = \lg n(\overline{\lg N}_0)$ и b_{NO} графиков повторяемости землетрясений по величине логарийма сейсмического момента. Эти параметры (индексы \bar{M}_0 у которых мы в дальнейшем опускаем) являются коэффициентами линейных зависимостей, которыми аппроксимированы графики $\lg n(\lg M_0)$ в фиксированном диапазоне геличины $\lg M_0$ (дин.см) от 21,1 до 24,3, т.е. в диапазоне $\Delta \lg M_0 = 3,2$ со средним значением $\overline{\lg M}_0 = 22,7 = \text{const. В каждом случае вы$ $числялись средние квадратические ошибки <math>\sigma_0$ и σ_0 определения величин С и b, а также коэффициент корреляции между (lg U_{O} , к lg n_i , т.е. между средними значениями логарифма сейсмического момента в интервалах (lg U_O), ± 0,4, по которым построен график, и логарифмами наблюденных в этих интервалах повторяемостей n_i землетрясений. Типичные примеры графиков lg $n(lg U_O)$ для разных глубин в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области представлены на рис. 25.

Пространственные вариации сейсмической активности. В гиноцентральной области промежуточных землетрясений сейсмическая активность изменяется. Изменения обусловлены с неоднородностьк верхней мантии в Памиро-Гиндукушском районе. Это можно видеть из сопоставления параметров графиков повторяемости наблюденных здесь землетрясений по глубине и по латерали (рис. 39 и рис. 35, δ) с полями скоростей v_p , v_s сейсмических волн и их отношения v_p/v_s .

На рис. 39 представлены зависимости от глубины в Гиндукушской и Памирской ветвях верхнемантийной гипоцентральной области и в земной коре над ними параметров a и b линейных приближений графиков lg $n(lg M_0)$, а также абсолютные, ненормированные количества Σn землетрясений с K > 9,5 (lg $M_0 > 21,1$), по которым построен тот или иной график, абсолютные величины соответствующих коэффициентов корреляции (r) и средние квадратические ошибки σ_b изменения величины b. Ошибки σ_d представлены на рис. 26 и 40. Модуль коэффициента корреляции характеризует качество "наилучшего" линейного приближения вида (1.1) [Г.Корн, Т.Корн, 1968]; он тем меньше, чем больше дисперсия логарифмов наслюденных повторяемостей.

На рис. 38, 6 представлены зависимости от глубины еще одного параметра – суммы $\Sigma M_0 = \sum_{i} 10^{(1gM_0)} \cdot n_i$, где i – номера ин-



тервалов, по которым построен конкретный градии: повторяемости. Эти суммы служат оценкой наблюденных средних значений общей "внергии" $(\Sigma M_{O})^{H}$ совокупности землетрясений, выделяющейся на той или иной глубине в единице объема (1 км³) за единицу времени (1 год), см. гл. 2.

Если отвлечься ст горизонтальной неоднородности, то из сравнения рис. 39 с рис. 38, δ можно видеть, что повышенная сейсмическая активность приурочена к двум глубинным горизонтам памиро-Гиндукушской области (рассматриваемой в целом). Здесь локализованы очаги большей части наблюденных в гипоцентральной области землетрясений (см. рис. 39, a, δ), на долю которых прикодится подавляюще большая часть общей внергии, выделяемой в гипоцентральной области(см. рис. 38, δ). Один из этчх горизонтов заключен между слоями пониженных скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн (волноводами), другой включает в себя верхнюю часть первого (верхнего) волновода и перекрывающий его слой, кровлей которого служит первая, верхняя граница раздела в вертикальном скоростном разрезе (см. рис. 38).

Выше упомянутой верхней границы раздела сейсмическая активность (величины а, Σn , ΣM_0) резко уменьшается; сравнительно невысока она и в земной коре над верхнемантийной гипоцентральной областью. Не менее резко уменьшаются перечисленные величины в нижней части гипоцентральной области (на глубинах, больших 220 км) по мере приближения к кровле нижнего волновода.

В пределах нижнего волновода плотность очагов землетрясений существенно меньше, чем вне его, как меньше и энергия этих

Рис. 39. Параметры и карактеристики графиков повторяемссти землетрясений на разных глубинах в Гиндукушской (а) и Памирской (б) ветвях гипоцентральной области

^{1, 2 -} значения, средние для слоев: 1 - $\Delta H = 30$ км, 2 - $\Delta H = 20$ км; 3 - средние квадратические ошноки С. Пояснение остальных условных обозначений см. в тексте

землетрясений. Особенно вто справедливо для Памирской ветви. В интервале глубины от 235 до 270 км за 14 лет здесь наблюдено только 36 землетрясений, из которых максимальное имело внергетический класс К = 12. За то же время в интервале глубины от 85 до 115 км наблюдено 292 землетрясения.

При срабнении параметров ΣM_{O} и *G* на тех же глубинах в Гиндукушской и Памирской ветвях выявляется горизонтальная неоднородность гипоцентральной области промежуточных землетрясений. Зона абсолютного максимума сейсмической активности локализована в Гиндукушской ветви на глубинах 190-220 км, между первым и вторым волноводами. В период набл. дений здесь произошло 18 землетрясений с K > 13, из них 5 имели K > 15. В Памирской ветви сейсмическая активность на тех же глубинах невысока: за 14 лет здесь не наблюдено ни одного землетрясения с K > 13.

Верхний сейсмоактивный горизонт, наоборот, сильнее выражен в Памирской ветви; на глубине примерно от 100 до 160 км характеризующие сейсмическую активность параметры ΣM_0 и С здесь выше, чем в Гиндукушской ветви. Е этой последней величины ΣM_0 и С максимальны на уровне и выше кровли первого волновода, в области максимальных значений отношения v_p/v_s . С увеличением глубины эти параметры - в том числе и отношения v_p/v_s , получаемые из графиков Вадати (см. рис. 38, б), - уменьшаются в пределах первого волновода, так что достигают минимальных значений около его подошем, на глубине примерно 160 км. В Памирской ветви максимальные и минимальные значения параметров наблюдаются на глубинах несколько больших, чем в Гиндукушской: соответственно около 100-140 и 170-180 км.

Наблюденные вариации величин ΣM_0 , *a*, а также наклона *b* графиков повторяемости не могут быть объяснены погрешностями их измерения. Различия экстремальных значений ΣM_0 и *a* (на глубинах

около 120 и 180 км) в Памирской ветем превышают средние квадратические ошибки их измерения; различия в этих величинах, наблюденных в Гиндукушской ветем на глубинах 190-220 км (максимум) и 140-170 км (минимум), превышают утроенные средние квадратические ошибки. Коэффициенты в графиков говторяемости для слоев H == 110±15 км и $H = 150\pm15$ км в Гиндукушской ветем (см. рис. 39, а) также различаются больше чем на величину утроенных средних квадратических ошибок их измерения.

О неслучайности вариаций параметров графиков повторяемости свидетельствует и подобие характера их зависимостей от глубины в Памирской и Гиндукушской ветвях области (подобие характера зависимостей a(H) или b(H), представленных на рис. 39, a и d); экстремальные значения параметров a и b в Памирской ветви наблюдаются на тех же примерно глубинах, что и в Гиндукушской. Аргументом может служить и тот факт, что основные закономерности в зависимостях от глубины уровня и наклона графиков повторяемости (см. рис. 39) сохраняются при увеличении мощности слоев, для которых они построены, от 20 до 30 км, т.е. при увеличении количества землетрясений, вошедших в графики, и соответствующем уменьшении ошибок измерения их параметров.

Средние квадратические ошибки σ_a , σ_b и модуль коэффициента корреляции зависят от количества Σn землетрясений, по которому построен график повторяемости. При прочих равных условиях, чем больше Σn , тем меньше флуктуации повторяемостей землетрясений в интервалах (1g M_0), тем меньше величины σ_a , σ_b и тем больше модуль r [Г.Керн, Т.Корн, 1968]. Графики повторяемасти в Памирской ветви построены по меньшему числу землетрясений, чем для слоев той же мощности и на тех же глубинах в Гиндукушской, поэтому характеризукщие их ошибки σ_b (и σ_a) больше (см. рис. 39), а модули коэффициентов корреляции меньше. Как правило, то

. 199

же наслыдается и при сравнении характеристик σ_b , r графиков повторяемости для слоев мощностью 30 и 20 км, построенных соответственно по относительно большему и по относительно меньшему количеству землетрясенчий (см. зависимость r(H) рис. 39, a в Гиндукущской ветви на глубинах, больших 110 км).

Однако дисперсия (разброс логариймов наблюденных повторяеотносительно "наидучшего" линейного приближения) мостей n, зависит еще и от однородности сейсмического процесса в том объ-EME FORHER HODOR, KOTODOMY COOTBETCTEVET FORMER HOBTODAEMOCTN. Поэтому, например, в верхней части Памирской ветви, до глубины примерно 160 км, средние квадратические ошибки О_ больше, а величины 7 меньше, чем в нижней части, хотя графики повторяемости построены злесь по относительно большему количеству землетрясений (см. рис. 39, б). Неоднородность сейсмического процесса визивается пространственными вариациями физико-механических свойств горных масс и действукщих в них напряжений, т.е. (если рассматривать этот процесс как сейсмическое течение гор-HNX MACC) BADMAINAMN TAKNX GFO MAKDOCKOMUYECKNX MADAMETDOB. KAK стелнее напряжение. скорость деформации, эффективная вязкость и модуль упругости.

Таким образом, анализ флуктуаций повторяемостей землетрясений в сравнении с их абсолютным, ненормированным количеством позволяет выявлять пространственные неоднородности горных масс по перечисленным макроскопическим параметрам. Границы неоднородностей могут и не собпадать с определяемыми по ГСЗ или сейсмологическими методами границами, на которых скачкообразно изменяются скорости распространения сейсмических волн и их отлощение.

График повторяемости для слоя $\Delta H = 85-115$ км, т.е. для слоя $H = 100\pm15$ км с кровлей и подошвой соответственно на глу-

200 .

бинах 85 и 115 км. в Гиндукушской ветьи (см. рис. 39. а) характеризуется большей ошибкой О, и меньшим значанием г, чем грацики для зак тюченных в том же интервале глубины слоев $\Delta R = 65-$ 105 км и $\Delta H = 95-115$ км. котя он построен и по большему количеству землетоясений в более мошном слое. То же наблюдается пок сравнении данных для слоев H = 90±15 км. с одной стороны, и H = = 85±10. Н = 95±10 км - с пругой. Это позволяет прелиолагать существование на глубине около 90-100 км границы (граничной зо-HN) MEXILY OGJACTEMIN UJIN GJOKAMNI FODHNX MACC C DASJUTHNMU CDELними значениями макросконических параметров сейсмического течения. Эта граница практически совпадает с кровлей пласта, который, согласно сейсмологическим данным, карактеризуется абсолютно максимальными значениями отношения $v_{\rm p}/v_{\rm c}$ (см. рис. 38, δ). Землетрясения с очагами выше этого пласта и в его пределал различаются по форме записи (сейсмограммы) [Лукк, 1966]. Ниже. в пределах волновода, характеризующегося пониженными значениями а и Σл. и второго сейсмоактивного слоя, где эти значения повы-MEEN. LUCHEDCUS FORMAKOB HOBTODSEMOCTU HDUMEDHO OJUHBKOBS U HEвелика. Некоторое увеличение дисперсии графиков для нижней час-TH ETODOFO CEЙCMOAKTHBHOFO FODHSOHTA MOMET OOBSCHSTBCS H CHILным уменьшением общего количества землетрясений (см. рис. 39. С

В Памирской ветви гипоцентральной области наиболее неоднороден верхний сейсмоактивный горизонт, в вертикальном сксростном разрезе соответствующий верхнему пласту с максимальных: значениями v_p/v_s и нижележащему волноводу. Дисперсия графико: повторяемости здесь больше, чем во втором сейсмоактивном слое котя построены они по большему количеству землетрясений (см. рис. 39, 0). Граница раздела на глубине около 90-100 км в Памирской ветви не выражена, здесь обнаруживается граница раздела на глубине около 160 км. График повторяемости для слоя ΔH = =145-175 км карактеризуется меньшим модулем r и большей ошибко S_b , чем градики для меньших по мощности слоев $\Delta H = 145-165$ км и $\Delta H = 155-175$ км, перекрывающих тот же интервал глубин. Согласно скоростным разрезам рис. 38, a, δ , эта граница может быть связана с подещвой волновода.

Таким образом, вариации параметров графиков повторяемости, в том числе и величины дисперсии логарифмов наблюденных повторяемостей относительно "наилучшего" линейного приближения, свидетельствуют о неоднородности строения Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области. Вариации по глубина коррелируют со средним для области вертикальным скоростным разрезом, особенностями которого являются два слоя пониженных скоростей $v_{\rm p}$, $v_{\rm s}$ - волновода и лежащий на верхнем волноводе слой с абсолютно максимальными значениями отношений $v_{\rm p}/v_{\rm s}$.

Так, в сбеих ветвях области уровень графиков повторяемости уменьшается с ростом глубины до 160-190 км, а зависимость от глубины наклона в имеет зигзагообразный характер (см. рис. 39). Однако в этих и других зависимостях (см. выше) имеется ряд особенностей, указывающих на горизонтальную неоднородность гипоцентральной области. Вариации физических и, по-видимому, петрологических свойств сейсмогенерирующих горных масс, зависящие от глубины, как бы наложены на вариации, вызванные другой причиной, прямо с глубиной не связанной. Этой причиной может быть в пироком смысле пластическое течение и перемешивание горных масс с разными свойствами под действием тектонических сил. Течение приводит к образованию флуктуаций плотности [Николаев, Санина, 1982], неоднородности горных масс, их напряженного состочния, к образованию разривов сплошности и связанных с ними землетрясений (см. выше).

5.3. Неоднородность по макроскопическим параметрам сейсмического течения

Пространственные вариации макроскопических параметров сейсмического течения горных масс в Гиндукушской и Памирской ветвях гипоцентральной области промежуточных землетрясений исследовались изложенным в гл. 1-3 методом, основанным на интерпретации графиков в терминах закона повторяемости землетрясений по величине сейсмического момента.

На рис. 40 представлены параметры a, b наблюденных графиков повторяемости при $\overline{1g}$ $\overline{1}_0 = 22,7$, а также линии равных значений напряжения и времени релаксации. Величины напряжения и времени релаксации рассчитаны по формулам (3.10) и (3.12) в предположении, что среда удовлетворяет уравнению Максвелла в классическом приближении (т.е., что вязкость не зависит от напряжения) и на основе условия a = 0,10 = сопst и соотношения (3.23). Нормирование графиков човторяемости коровых землетрясений по объему на 1 км³ проведено в предположении, что мощность сейсмоактивного слоя в земной коре над Гиндукушской и Памирской ветвями верхнемантийной области составляет 30 км. Это предположение основывается на результатах изучения распределения сейсмичности по глубине в земной коре Памиро-Гималайской области [Белоусов и др., 1979].

Пространственные варизции карактеризующих макроскопические параметры сейсмического течения величин, которые рассчитаны при $\alpha = 0,10 = \text{const u } \alpha$, изменяющемся согласно (3.16), качественно совпадают (см. рис. 40 и 26, d).

Можно видеть, что напряжения, приводящие к землетрясениям в верхнемантийной гипоцентральной области, особенно в Гиндукушской ее ветви, выше, чем в земной коре Гиндукушского и Памирского районов. Это согласуется с известным фактом высокочастот-



Рис. 40. Наклон и уровень линейных приближений наблюденных графиков lg n(lg N_O) при lg N_O = 22,7 (дин см) и зависимости между ними, рассчитанные на основе соотношений α = 0,10 = const и (3.23) при различных постоянных значениях макроскопических параметров сейсмического течения 1 - lgθ (дин см); 2 - lg0 α(1-β)lgθ (усл. ед.);/ 3 - lg τ (усл. ед.); 4-6 - данные о графиках повторяемости землетрясений

в земной коре и верхней мантии районов: 4 - Гиндукуша, 5 - Биного Памира, 6 - Камчатки; 7 - средние квадратические ошибки о. Цифры на графике - средние глубины (км) слоев, для которых построены графики повторяемости. К - данные по земной коре

ности верхнемантийных землетрясений [Молнар и др., 1976], очаги которых характеризуются относительно большими величинами скачка напряжений и кажущихся напряжений. Сейсмическое время релаксации в верхнемантийной области в целом меньше, чем в земной коре.



Условные обозначения к рис. 41, 42: α - общая "энергия" (ΣM_{O})^W (дин см); δ - параметр θ (дин см); δ - величина $\sigma = \theta^{-1}$ (усл. ед.); ϵ - эффективная сейсмическая вязкость (усл. ед.). Расчеты на основе соотношений: 1 - (3.16) и (3.18), 2 - α = 0,10 = const и (3.23) ·

В обенх ветвях гипоцентральной области намечается особенность в интервале глубины от 130 до 160-170 км, в котором время релаксации и напряжение понижени; в вышележащих слоях эти велячины, наоборот, повышены. Выше мы отмечали, что вариации пареметров линейных приближений графиков повторяемости по глубине можно считать значимыми, следовательно, значимы и вариации макроскопнческих параметров сейсмического течения, представленные на рис. 41, 42.



Рис. 42. Распределения по глубине микроскопических параметров сейсмического течения горных масс в Памирской ветви гипоцентральной области. Условные обозначения см. на рис. 41

Эти параметры представлены в зависимости от глубины в Гиндукушской (рис. 41) и Памирской (рис. 42) ветвях гипоцентральной области и в земной коре над ними. Эни рассчитаны на основе установленного закона повторяемости, т.е. соотношений $\alpha = 0,10 =$ = const и (3.23), и, кроме того, на основе соотношений (3.16), (3.18).

Кривне на рис. 41, а и 42, а рассчитаны по формуле (1.23) при $m \equiv M_0$, суммы сейсмических моментов совокупностей землетрясений нормированы по объему на 1 км³ и по времени на 1 год. Вариации величины ΣM_0 существенно больше, чем вариации эффективного модуля сдвига, поэтому представленные кривые можно рассматривать как зависимости от глубины сейсмической скорости деформации. Кривне рис. 41, б; 42, б, а также рис. 41, 6; 42, ℓ , карактеризуют зависимости от глубины напу-жений б; первые в предположении, что аффективная величина сейсмического времени релаксации, или (при μ = const) вязкость η , связана с напряжением сильной прямой зависимостью (в формулах (3.10), (3.12) $\mathcal{X} =$ = - β), а вторые при условии, что сейсмическая вязкость от напряжения не зависит. Во втором случае (см. рис. 41, 6; 42, ℓ) размахи вариаций напряжения меньше; по-видимому, предположение, что эффективная сейсмическая вязкость не зависит от среднего напряжения, соответствует реальности лучше, чем предположение о сильной прямой зависимости атих величин.

Зависимости от глубины величины эффективного сейсмического времени релаксации характеризуют кривые рис. 41, 2; 42, 2. Они построены как результат расчетов по формуле (3.13) при $\mathcal{X} = 0$. Если величину 7 принять увеличивающейся с ростом напряжения (\mathcal{X} = $\pm -\beta$), то размахи вариаций этой величины также увеличиваются.

Важно, однако, что при том и другом предположении качественно вид кривых рис. 41, 42 не изменяется. Эти кривые характеризуют вертикальную и горизонтальную неоднородность Памиро-Гиндукушской зоны по реологическим свойствам горных масс и по их напряженному состоянию.

На глубинах, которые в скоростных разрезах (см. рис. 39, С, б) соответствуют волноводному слою, напряжения и время релаксации понижены. Поскольку здесь понижено отношение скоростей v_p/v_s , а следовательно, и модуль сдвига μ , нужно считать, что сейсмическая эффективная вязкость уменьшается в еще большей степени, чем время релаксации. Сейсмическая вязкость при постоянных давлении и температуре прямо связана с эффективной вязкостью при тектоническом течении. Поэто: слой понигенных скоростей соответствует (совпадает или является частью) области малых значений вязкости и прочности, в которой накопление напряжений затруднено и сейсмическая активность поэтому невелика. Скорость тектонического течения здесь может быть и выше, чем в более сейсмически актиеных слоях, ограничивающих эту область сверху и снизу.

В слое, перекрывающем слой пониженной вязкости, напряжения и сейсмическая вязкость близки к абсолютно максимальным для всей гипоцентральной области значениям. Еще выше, по-видимому вплоть до границы Мохоровичича, напряжения и сейсмическая вязкость уменьшаются.

Интервал глубин. в котором в Гиндукушской ветви абсолютно максимальны сейсмическая активность и сейсмическая скорость деформации, карактеризуется средними значениями напряжения, меньшими, чем в верхнем слое повышенной сейсмической активности, но зато и средние значения сейсмической вязкости здесь меньше, чем в верхнем слое на глубинах 100-120 км. Интересно, что в этой части Гиндукушской ветви величины напряжений и сейсмического времени релаксации изменяются с глубиной как бы "в противофезе": если первая возрастает, то вторая уменьшается, и наоборот. В Памирской ветви максимальные значения всех макроскопических параметров сейсмического течения приурочены к интервалу глубины от 100 до 120 км; ниже 120 км все эти значения существенно меньше, чем на тех же глубинах в Гиндукушской ветви.

Таким образом, кривые рис. 41, 42. подтверждают сделанное выше заключение о горизонтальной и вертикальной неоднородности Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области. В целом в Гиндукулской ветви действуют напряжения большие, чем в Памирской; сейсмическая вязкость здесь также повышена. Вертикальная неоднородность, которая, по-видимому, в значительной степени определяется вариациями РТ-условий, в которых находятся горные мас-208

CH. KAK ON HAJOREHA HA HEBABNCUMO ITOORBJANIIVDCA FODUSOHTAJEHVI неолноролность по бизическим свойствам и напояженному состояник CERCMOPENEDWOWNX FORHNX MACC. NS CONOCTSEJENUS KOUBNY, ZELAK-TEDNSYNWIX BADNSHMM MAKDOCKOTINYECKUX HADAMETDOB CEÜCMAYECKOTC течения. с полем скоростей распространения объемных волн можно следать вывод. что сейсмичность в Памиро-Гиндукушской верхнемантийной области связана с процессом перемешивания горных масо литослеры. различающихся по плотности и соответственно по сейс-MAYECKAM CKODOCTAM, a TAKKE C IIDOUECCOM, HAIDABJEHHHM HA BHDEEнивание плотностных неодногодностей и на релаксацию возниканиих на них напряжений: Эти неоднородности имеют изометричную форму и небольшие размеры. Наиболее интенсивно тектоническое переме-MUBAHNE FODHNI MACC MORET INDONCIONNTE HA HEROTODNI UHTEDBAJAI. KOTOLHM B CKODOCTHNI DASDESAI глубин. COOTBETCTBVICT CJICK. пониженных скоростей, а в поле макроскопических нараметров сейсмического течения - близгоризонтальные зоны. В которых понижены эффективная вязкость и напряжения. Верхняя из этих зон находится непосредственно под земной корой и в поле скоростей не отмечается.

Глава шестая

СВЯЗИ МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ ОЧАГОВ И МЕЖДУ "ЭНЕРГЕТИЧЕСКИМИ" ШКАЛАМИ

6.1. Параметры очага землетрясения

В начале 60-х голов пол очагом землетрясения стали пони-МАТЬ ДАЗВИВАЮЩИЙСЯ С НЕКОТОДОЙ КОНЕЧНОЙ СКОДОСТЬЮ ПООЦЕСС ДАЗрыва сплошности среды сдвигового тила. Было предложено моделировать разрыв конечной дислокацией. Поле смещений в сейсмичес-KNX BOJHAX ONDEREJAJOCH CYMMIDOBALIEM BOSMVINEHUN OT DACIDEREленных в плоскости разрыва элементарных пинамических пислокаций различного вида: с постоянным скачком смещения U (А.Г.Москвина. IIж. Савилж и др.): с величиной U, меняющейся во времени (Н.Хаскелл). Эти работы, критический разбор которых содержится в монографии Б.В.Кострова [1975], следуют единой схеме расчета, отличаясь либо принятой геометрией конечной дислокации, либо законом срабатывания влементов смещения на разрыве по времени. Хотя аксисматика пислокашионной теории и не позволяет рассчитивать на адекватность такого рода моделей реальному источнику [Костров. 1975]. ее применение оказалось полезным для изучения очага землетоясения спектральными методами.

Для оценки карактеристик разрыва (сейсмического очага) был предложен ряд спектральных методов [Бат, 1980]. Широкое распространение получил метод, основанный на использовании представлений об идеализированном спектре сейсмической волны, параметры которого определяются свойствами временной функции очагового сигнала. Амилитудно-частотный спектр смещеныя, рассчитанный на основе теории динамических дислокаций, в билогарифмическом масштабе аппроксимируется двумя отрезками прямых: низкочастотной ветвью, уровень которой Ω_0 не зависит от частоты f (при $f \leq f_0$, где f_0 – частота излома спектра, или угловая частота), и везо-кочастотной, спектральная плотность которой спадает по закону f^{-k} (k = 1-3) в области частот $f > f_0$.

Схематический спектр такого вида соответствует очаговому сигналу, распространявшемуся в однородной прозрачной среде и зарегистрированному на расстоянии R от разрыва, максимальный размер которого l << R (дальняя зона). Идеализированный очаговый сигнал представляет собой незнакопеременный импульс $\mathfrak{F}(t)$, который можно характеризовать амплитудой A и продолжительностьк T. Величина Ω_0 , т.е. спектральная плотность в длинноволновом приближении $f << f_0$, характеризует площадь, ограниченную функцией $\mathfrak{F}(t)$ [Ксэтров, 1975]. Поскольюу излучение от влементэрной дислокации описывается амплитудной диаграммой направленности, значения спектров Ω_0 сигналов, регистрируемых в разноориентирсванных по отношению к источнику направлениях, будут отличаться один от другого частотно независимым множителем R_{n} , (функция или диаграмма направленности точечного источника).

Продолжительность очагового сигнала и соответствующая спектральная характеристика $1/f_0$ также различны в разных направлениях от источника. Длительность сигналов T_g , излучаемых в поперечной волне в некоторых направлениях, может в 3-10 раз превышать время работы очага [Востриков, 1978а], в продольной волне – г 2-6 раз.

Параметры счага землетрясения. В теории динамических дислокаций считается, что двух спектральных параметров (Ω_0 и T) достаточно для получения значений ряда физических величин, характеризующих очаг. К ним относят сейсмический монент очага, линейный размер разрыва $\tilde{\iota}$, среднее значение величины относи-
гельной подвижки бортов разрыва *U*, сброшенное напряжение Δ0 (скачок напряжений) и т.д. Кратко остановимся на обоснованности применения перечисленных параметров в практике сейсмологического вксперимента.

Рассмотренный идеализированный спектр определяется динамической частью смещений $\mathfrak{F}(t)$ в дальней зоне. В гипоцентральной области после реализации дислокационного источника устанавливается поле остаточных смещений $\mathfrak{F}(t)$, которые довольно быстро (примерно по закону $1/R^2$) по сравнению с амплитудами упругих волн *P*, *S* затухают с расстоянием. К.Аки [Aki, 1966] экспериментально показал взаимосвязь характеристик динамической и статической частей смещений, вызываемых процессом в очаге землетрясения. Результаты определений значений сейсмического момента по интенсивности длиннопериодного излучения очага и по данным прямых полевых наблюдений оказались хорошо согласованными. Последние определения осуществляются по формуле

И₀ = μSU, (6.1) где μ - модуль сдвига; S - площадь плоскости разрыва; U среднее значение подвижки.

Позже возможность измерения характеристики остаточного смещения (величины M_{O}) по сейсмогрэммам и спектрам нашла дальнейшее экспериментальное подтверждение [Brune, Allen, 1967; Chen, Molnar, 1977; и др.]. Как правило, для получения информации о спектральном составе очагового излучения (с использованиэм методики расчета А.Бен-Менахема) анализировались записи поверхностных волн Релея и Лява. Затем был разработан аппарат, в котором методика измерения сейсмического момента была распространена на объемные волны (и стала применимой к исследованию слабых и глубоких землетрясений).

В настоящее время интерпретацию спектров продольных и

поперечных волн проводят обычно в терминах модели сейсмического источника, предложенной Дж.Бруном [Brune, 1970,1971]. В частности, для оценки сейсмического момента счага в этой модели используется оледующее выражение:

$$\mathbf{M}_{0} = 4\pi R \frac{\rho v_{\mathbf{p},\mathbf{B}}}{\mathbf{k} R_{\mathbf{n}}} \mathbf{\Omega}_{0}, \qquad (6.2)$$

где R - гипоцентральное расстояние; ρ - плотность среды; $v_{F,S}$ - сейсмическая скорость (*P*- или *S*-волны) в окрестностях очага; *R*отношение амплитуды регистрируемой компоненты колебаний к амплитуде полного вектора в падающей волне (с учетом влияния дневной поверхности); R_n - функция направленности излучения. Если данных о механизме очага нет, то принимается среднее значение функции направленности для двойного типоля без момента: R_n = 0,57.

Результаты определений по формуле (6.2) корошо совпадают с независимыми оценками величины M_0 по данным полевых обследований очаговых зон и по спектрам поверхностных волн [Molnar, Wyss, 1972; и др.]. Это служит сбоснованием широкого применения методики Дж.Бруна в сейсмологической практике. Так, для оценки линейного размера очага (диаметра площадки разрыва) и сброшенного напряжения по спектру S-волн используются следующие формулы:

 $l = 0,745 v_{\rm g} T,$ (6.3)

$$\Delta \sigma = 3.5 \cdot 10^{-21} \frac{M_0}{r^3}.$$
 (6.4)

Формула вида (6.4) для сброшенного напряжения получается из следующих соображений. Величину S в формуле (6.1) можно выразить через коеффициент, зависящий от формы площадки разрыва, и через его длину ($S = kl^2$), а среднюю подвижку – через скачок деформации ΛE во вмещающем разрыв (очаговом) слое среды и толшину k, l этого слоя, которая зависит от длины разрыва ($\overline{U} = k, l\Delta E$). Переходя от ΛE к среднему значению сброшенного напряженкя, получаем

$$\mathbf{M}_{0} = \mathbf{k} \, \mathbf{k}_{1} \, \mathbf{l}^{3} \, \Delta \boldsymbol{\epsilon}.$$

Скачок напряжений $\Delta 0$ определяется по этой формуле из независимых измерений величин M_0 и kk_1l^3 . Подечитано [Brune, 1970, 1971], что для различных конфигураций очагов, предполагаемых в натуре, диапазон изменения коэффициентов k, k_1 невелик, поэтому массовые определения скачка напряженый проводят, измеряя только величины M_0 и l, т.е. по формуле вида (6.4), в которой $kk_1 = 1/3,5 = \text{const.}$

При оценке по спектральным измерениям времени работы очага Т величины l – линейного размера очага – исходят из той или иной модели формирования сейсмического сигнала. Так, формула (6.3) получена из модели с мгновенным снятием напряжений – мгновенная дислокация конечного размера. Если среднюю скорость вспарывания разрыва принять конечной и равной $v_{\rm B}$, то длина очага и время его работы оказываются связанными следующим соотношением [Востриков, 1978а]:

$$l = k_{\rm p} v_{\rm p} T, \qquad (6.5)$$

где k_2 - коэффициент, который при массовых определениях можно принять и постоянным. Это соотношение более реалистично, чем (6.3), однако величина $v_{\rm B}$ в нем неизвестна; ее можно определить только с привлечением дополнительной информации.

В литературе неоднократно указывалось [Костров, 975; и др.] на неустойчивость решения обратной задачи очага землетрясения (определения его параметров по спектральному составу ссйсмического излучения). Использование угловой частоты спектра, например для оценки размеров очаговой области, полностью

оправдано лишь в тех случаях, когда рассматривается информация разного рода (пространственная конфигурация афтершоковой области, макросейсмика, кинематические элементы записи сигнала и т.д.), что позголяет контролировать надежность получаемых результатов. Такой подход возможен только при исследования сильного землетрясения.

При интерпретации результатов массовой обработки спектрое слабых местных землетрясений будем в первом приближении считать размер очага l пропорциональным времени его работы T, как это определяется соотношением (6.3), а также (6.5) при k_2 , $v_B =$ const. Символом T будем обозначать также и угловой период очагового спектра F-волн ($T = 1/f_0$), точнее - наименьшее из наблюденных на нескольких сейсмических станциях значение углового периода, которое и будет оценкой врещени работы очага данного землетрясения (см. ниже). Кроме того, используем обоз-начения

$$M_0 = H_0 \cdot 10^{-21}, \quad V = T^3,$$

а также следующую величину, имеющую смысл скачка напряжения или вообще плотности "энергии":

$$\Delta^{*} = \frac{M_{0}}{T^{3}} = \frac{M_{0}}{V_{1}}.$$
 (6.6)

Козффициенты, согласующие размерности, в последнем выражении опушены. Вообще же размерности очаговых и спектральных параметров везде следующие: $l - \kappa m$, T - c, $M_O - дин \cdot cm$, $\Delta \sigma - \delta ap$, E - apr.

6.2. Использованные материалы

Для изучения зависьмостей между динамическими и кинематическими параметрами очага использован каталог спектральных параметров местных землетрясений Гармского района Таджикистана за



Рис. 43. Карта-схема расположения в Гармском районе сейсмических станций и впицентральной зоны землетрясений, ЧИСС-записи которых использованы

1 - станции со стандертной аппаратурой СКМ-ЗМ (1, 0, б) и с ЧИСС-аппаратурой (1, б); 2 - граница раздела района на геологически однородные части ("Север" и "Юг"); 3 - граница зпицентральной зоны использованных землетрясений

1974-1976 гг. В этот каталог сведены результаты рутинной машинной обработки землетрясений [Мартынов к др., 1976; Молнар и др., 1976], которие зарегистрированы частотно-избирательно алиаратурой (ЧИСС), установленной на станциях N 3, 6 и 11 сейсмической сети Комплексной сейсмологической экспедиции (КСЭ) (рис. 43)

Гармский район в геолого-тектоническом смысле неоднороден и может быть разделен на две части, условно называемые "Север" и "Dr" (см. рис. 43). В первой из них (Каратегинский хребет и зэпадное окончание Алайского хребта) обнажается кристаллический фундамент, представленный докембрийским и метаморфическим палесзойским складчатыми комплексами. Во второй части (хребет Петра Беликсго) фундамент скрыт под структурной депрессией - мезозойско-кайнозойским складчатым комплексом [Методы..., 1960]. Для "Севера" характерны сейсмические скорости $v_p = = 6,0-6,1$ км/с и $v_g = 3,5-3,6$ км/с, для "Юга" – $v_p = 4,8-5,2$ км/с и $v_g = 2,7-2,9$ км/с. При интерпретации сейсмологических и геофизических данных граница между "Севером" и "Югом" проводится по Петровскому разлому (см. рис. 43), представляемому в виде вертикальной плоскости, по которой фундамент "Юга" ступен-образно погружается до глубины 8-12 км.

Известно [Экспериментальные..., 1981; и пр.]. что соотнопения между кинематическими и динамическими параметрами очагов землетрясений зависят от свойств вмещающей среды и режима тектонического процесса. Индикатором одинаковости, однородности условий, в которых готовятся и происходят землетряссния, может служить, в частности, однородность сейсмического режима [Востриков. 1973: и др.]. Район локализации землетрясений, данные о которых использовались в работе, расположен в наиболее сейсмически активной зоне центральной части хреста Петра Великого Пономарев и лр., 1976]. Мошность рыхлых осадков здесь составляет 10 км. Использованы только данные о землетрясениях, генерированных в слое осадков *Н* ≤ 10 км. Выбранный район в плане представляет собой четирехугольник площадых 25000 км² со следующими координатами углов: $\phi = 38^{\circ}53^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 70^{\circ}10^{\circ}$ в.д.; $\varphi = 39^{\circ}03' \text{ c.m.}, \lambda = 70^{\circ}50' \text{ B.g.}; \varphi = 38^{\circ}35' \text{ c.m.}, \lambda = 70^{\circ}50' \text{ B.g.};$ $φ = 38^{\circ}30'$ c.m., $λ = 70^{\circ}10'$ в.д. (см. рис. 43). Детальными исследованиями [Мартынов и др., 1976; и др.] показано, что землетрясения в пределах и вне выбранного района с глубинами гипоцентров H > 10 км или на "Севере"), сильно отличаются по характеристикам соотношений между спектральными параметрэми сейсмического излучения.

Аппаратура ЧИСС основана на принципе частотно-избиратель-

ной регистрании колебаний. Пропорциональная скорости колебаний почвы ЭЛС подается с сейсмоприемника (в нашем случае это датчик С-5-С) через усилитель на блок полосовых фильтров. частотные карактеристики которых имеют узкие полосы пропускания (полуоктавной и четвертьоктавной ширины) и крутые склоны. Увеличение на склоне меняется пропоршионально 5-6 степени от частоти. так что вилимые на ЧИСС-сейсмограмме периолы колебаний не выхолят за пределя активной полоси пропускания. Ограниченной краевыми частотами. при ксторых увеличение составляет 0.7 от максимального. Все фильтон в совокупности переконьают лиапазон частот от 0.5 до 46 Ги. Средние частоти бильтьов разнесени на октавниеполусктавные интервалы: 0.62; 1.25; 5; 10; 18; 27 и 40 Гц [Метолы..., 1960: и до.]. Для получения спектров продольных и поперечных волн на расфильтрованных сейсмограммах измеряются максимальные амплитулы в соответствующих волновых группах. Наблюденные спектры корректируются за влияние среды (поглощение. расхожление. станидонные особенности) - приводятся к бижсированному гипоцентральному расстоянию R = 10 км. Такие. скорректированные спектры, мы называем очаговыми, или просто ЧИССспектрами. Аппаратура ЧИСС и методические вопросы основанного на ее использовании бизического спектрального анализа подробно описаны в литературе [Методы..., 1960; Мартынов и др., 1976; и m.].

Типичный ЧИСС-спектр - это кривая, представленная всего лишь 5-8 точками, абсциссы которых определяются средними частотами фильтров, а ординаты ссответствующими спектральными амплитудами (рис. 44). По смыслу он близок к спектру скорости смещения; левая и правая его ветви падают в разные стороны от области максимума.

Левая ветвь, соответствующая плоской части идеализирован-218



Рис. 44. Слема определения сейсмического момента очага землетрясения и угловой частоты спектра а – узкий спектр, б – широкий. Пояснения см. в тексте

ного Фурье-спектра смещения, в идеальном случае должна падать пропорционально квадрату частоты. Однако, искажающее действие неоднородной среды, которое выражается в более сильном поглощеним более высокочастотных колебаний и превращает импульсный очаговый сигнал в цуг колебаний, приводит к выполаживанию левой ветви [Мартынов и др., 1976]. (В пределе, спектр квазистационарного сигнала типа "белого шума" в левой части изменяется с изменением частоты по степени 1,0 - 1,5.) Левые ветви ЧИССспектров землетрясений Гармского района изменяются в зависимости от частоты примерно по степени 1,5. Кроме того, с приолижением к области максимума спектра длительность сигнала становится сравнимс" с длиной временного окна фильтров, вследствие чего спектры становятся еще положе: амплитуды меняются примерно пропорционально частоте [Мартынов и др., 1976]. Это обстоятельство удобно для определения угловой частоты.

ЧИСС-спектр дискретен, поэтому величина f_0 может не совпадать с частотой $f_{\underline{M}}$ максимума спектра. Учитивая, что при $f \leq f_{\underline{M}}$ спектры имеют в среднем единичный наклон, будем определять угловую частоту как $f_0 = 2f_{HY}$, где f_{HY} - частота, соответствующая спектральной амплитуде, вдвое меньшей максимальной (см. рис. 44). Правая ветвь ЧИСС-спектра соответствует спаданию спектра смещения ис квадрату частоти. Примерно в половине случаев она осложнена более или менее широкой переходной частью. В спектре смещения это склон с крутизной от 0,5-0,6 до 1,7-1,8 [Экспериментальные..., 1981], з в ЧИСС-спектре выражается в расширении области максимальных амплитуд (см. рис. 44, б). Угловые частоты широких и узких спектров измерялись единообразно.

Сейсмический момент очага определялся по формуле (6.2), измерения величины Ω_0 в которой базировались на спектральной эмплитуде, соответствующей частоте $f_{\mu\nu}$.

Время работы очага определялось через угловую частоту, точнее - через угловой период $T_{OF} = 1/f_{OP}$ спектра продольных волн; при наличии спектральных измерений на двух или на всех трех станциях бралось минимальное значение T_{OF} . В принятой методике учитывается, что измеряемые в разных направлениях от очага периоды T меньше, чем угловые периоды спектров поперечных волн: $T_{OS}/T \ge T_{OF}/T \ge 1$, и в пределе, для минимальных значений - $T_{OS} = T_{OF} = T$ [Востриков, 1978а]. Заметим, что, по данным использованного каталога, условие $T_{OS} \ge T_{OF}$ выполняется практически всегда; немногочисленные же исключения вполне могут объясняться ссилсками измерения.

Сеть сейсмических станций КСЭ ИХВ АН СССР (см. рис. 43) была оборудована стандартной аппаратурой СКМ-3М. В пределах Гармского района и, в частности, в пределах района, выбранного нами, без пропусков регистрировались землетрясения с $K \ge 7$ [Методы..., 1960; Мартынов и др., 1976], что согласно переходным соотношениям (2.3) и (3.15) соответствует величине $\lg N_0 =$ =19,1 (дин.см). Поэтому нижние пределы "энергий" землетрясений, включаемых в выборку для изучения зависимостей T(K) и $T(\lg N_0)$, установлены следующими: $K_{min} = 6,6, \lg N_{0,min} = 19,0$. Так было

отобрано 822 землетрясения. В сравнении с каталогом гармской сети станций упущено 40 землетрясений; по тем или иным причинам $_{\rm B}$ этих случаях не удалось определить параметры *T* или $M_{\rm C}$. По-видимому, на статистику это сильно не повлияло, посксльку процент упущенных замлетрясений невелик (< 5%) и в их число еходят не только слабые (1g $M_{\rm O}$ < 20), но и относительно сильные (1g $M_{\rm C}$ = =2C-21,5) землетрясения. Используемые ниже данные измерений представляют собой трехмерный массив (см.рис.46, с) параметров 1g $M_{\rm O}$, K, 1g T.

6.3. Зависимости между очаговыми параметрами и между "энергетическими" шкалами

Графики повторяемости землетрясений по параметрам $\lg M_0$, К и $\lg T$ представлены на рис. 45. Повторяемости *n* не нормированы, т.е.соответствуют количеству землетрясений, которые наблюдены с выбранном районе за выбранное время. Возможно, что график $\lg n(\lg M_0)$ испытывает связанный с пропусками слабых землетрясений левый загиб вниз уже при $\lg M_0 \cong 19,5$ (см. рис. 45, *a*).

Графики lg $n(\lg T)$ построены в двух вариантах ограничения статистики по "энергии": lg $l_0>19,0$ и lg $l_0>19,5$ (см. рис. 45, б). Наклон графиков ($\Delta \lg n/\Delta \lg T$) в правых их частях, в области lg T > -0,9, близок к 2. В обоих случаях уменьшение повторяемостей с уменьшением величины lg T начинается со значений -(0,9-1,0), ($T\cong0,1$ с). Это уменьшение связано с ограничением статистики по "энергии" в области малых ее значений. Во втором случае левый загиб графика вниз начинается при несколько облыших значениях Т. Графики рис. 45 мы еще обсудим ниже.

По данным базового трехмерного массива параметров исследованы плотности двухмерных распределений повторяемостей $n(\lg M_0, \lg T)$ и $n(K, \lg T)$. На рис. 46, С представлены наблюденные значения плотностей распределения $n(\lg M_0, \lg T)$ и линия регрессии



Р и с. 45. Графики повторяемости землетрясений, для которых определены значения сейсмического момента и углового периода спектра

a - но логарнајму "энергия" (в интервалах lg $m_i \pm \delta \lg m$): 1 - $m = \mathbf{M}_0$, $\delta \lg \mathbf{M}_0 = 0.2$; 2 - lg $m = \mathbf{K}$, $\delta \mathbf{K} = 0.4$; δ - по логарнајму углового периода (в интервалах lg $T\pm 0.1$): 1, 2 - в "энергетическом" дианазоне (дин см) lg $\mathbf{M}_0 > 19, C$ (1) и lg $\mathbf{M}_0 > 19, 5(2)$; 3 - отрезск прямой с наклоном $|\Delta \lg n / \Delta \lg T| = 2$

величины ig T на ig M_{\odot} , линия регрессии ig T на К — на рис. 46, б. Повторяемости $\pi(\lg M_{\odot}, \lg T)$ представляют собой количества землетрясений в неперекрывающихся интервалах ig $M_{Oi} \pm 0.05$, ig $T_{Oi} \pm 0.05$, скользящих с шагом (по ig M_{\odot} и по ig T), равным 0,1.

Условные плотности распределения повторяемостей $n(\lg T|\lg W_0)$. карактеризуются зависимостями наблюденных повторяемостей n_{ij} в интервалах $\lg M_{Oi} \pm 0,15$, $\lg T_j \pm 0,10$ от величины T при различных постоянных значениях $\lg M_0$. В логарифиическом виде они приведены на рис. 47. Здесь же даны аналогичные зависимости, карактеризующие условные плотности распределения повторяемостей $n(\lg T|K)$. Повторяемости $n_{ij}(K_i, \lg T_j)$ получены в интервалах $K_i \pm 0,2, \lg T_i \pm 0,1$.

Линии регрессии рис. 46, а и 46, б предстаеляются линейны-

$$\lg T = p \, \lg \, \underline{M}_0 + B, \tag{6.7}$$

где p = 1/3, B = -7,65 ж

$$lg T = 0,24 I - 2,93. \tag{6.8}$$

При меньших "энергиях" линии регрессии выполаживаются, что особенно относится к зависимости рис. 46, б: при $K \leq 8$ величина lg T практически не зависит от K. На причинах ослабления, выполаживания зависимостей lg $T(\lg M_0)$ и lg T(K) в области малых "энергий" остановимся ниже.

По базовому массиву данных получены также зависимости между параметрами 1 I_0 и К. Линия регрессии 1 I_0 на К в набло-



Рис. 47. Зависимости повторяемостей n_{ij} в интервалах $\lg m_i \pm i$ ±olg m, $\lg T_j \pm olg T$ от углового периода спектра при различных постоянных значениях "энергии" $\lg m_i$

 $I - m = M_0$, $\partial \lg M_0 = 0,15$, $\partial \lg T = 0,1$; $II - \lg m = K$, $\partial K = = 0,2$, $\partial \lg T = 0,1$; 1-6 - значения $\lg M_0$; $u K_i$: $1 - -1,75 \pm 6,75$; $2 - -1,45 \pm 7,25$; $3 - -1,15 \pm 7,85$; $4 - -0,85 \pm 8,35$; $5 - -0,55 \pm 8,75$; $6 - -0,25 \pm 9,15$. Соответствующими цифрами на оси ординат отмечены значения $\lg n_i$, = 1



Рис. 48. Связь сейсмического момента и энергетического класса землетрясений

1 - наблюденная связь, 2 - полученная из наблюденной зависимости 1g T(1g N₀, K) при условии (6.7);3, 4 - зависимости: 3 -(6.9), 4 - (6.10) денном дианазоне "энергий" (6,8<К≤10; 19,0 < lg №₀≤20,4) оказывается нелинейной (рис. 48), однако такой, что в дианазона: К<8,2 и К>8,5 может представляться линейными отрезками. Методом наименьших мадратов для них получены следующие выражения:

$$lg H_0 = 0,6K+15,18, \tag{6.9}$$

$$lg \,\underline{M}_{0} = 0,72\underline{K} + 14,16. \tag{6.10}$$

Последнее выражение совпадает с тем, которое получился, если приравнять (6.7) и (6.8).

Ослабление зависимости 1g $M_{O}(K)$ в области малых "энергий" объясняется выполаживанием в этой области линий регрессии 1g $T(\lg M_{O})$ и 1g T(K), причем последней – в большей степени (см. рис. 46, *a*, *b*). Это подтверждает экспериментальная зависимость, показанная на рис. 48 залитыми кружками. Она получена следующим образом. Для каждого значения 1g M_{Oi} , кратного 0,0 (с шагом 0,1), согласно (6.7), вычислялось соответствующее значение 1g T, которое затем округлялось до значения 1g T_i , кратного 0,1.Затем для каждого из двухмерных интервалов 1g M_{Oi} : ±0,15, 1g T_i ±0,05 определялся третий параметр (K_i) - среднее из индивидуальных значений K. Рассматриваемая зависимость подчиняется выражению (6.10) не только при $K_i > 8,5$, но и в области меньших "энергий".

Трехмерный массив значений $\lg M_0$, K, $\lg T$ можно представить как семейство зависимостей между энергетическими нараметрами K и $\lg M_0$ при различных постоянных значениях кинематического (и связанного с длиной l)параметра T.Зависимости K($\lg M_0$). которые оказалось возможным получить по имеющимся данным, построены для непересекающихся интервалов $\lg T_i \pm 0.1 = \text{const}$ (рис. 49). Методом наименьших квадратов для них получены выражения вида $\lg M_0 = WK + \text{const}$, в которых коэффициент W в среднем равен 0,60 (±0,015), а свободный член зависит от состветствур-



Р в с. 49. Занисимости медлу величинами сейсмического момента и энергетического класса при различных постоянных значениях углового периода спектра -lg $T\pm0,1$ = const: 1 - 1,5; 2 - 1,1; 3 - 0,8; 4 - 0,6; 5 -10,4; 5 - 0,2; 7 - 0,0. Пирры на градике - соответствующие линейные зависимости (6.11) при lg T = const

шего значения 1g T_i . Вообще же массив 1g M_0 , K, 1g T в исследованных диапазонах изменения параметров описывается выражением 1g $M_0 = WK+Y1g$ T+G, (6.11) где W = 0,60; G \cong 15,70=const. Коеффициент У в этом выражении имеет различающиеся значения в областях малых и относительно больших периодов T.

Зависимость (6.11) графически представлена также на рис. 50, а. Частные зависимости 1g $T(1gM_0)$, построенные по выборкам из массива 1g M_0 , K, 1g T данных при различных постоянных значениях K (точнее, в интервалах K_i ±.0,5 = const), могут аппроксимироваться линейнс (выражениями 1g $M_0 \propto \mathcal{Y}$ lg T, в областях 1g T \leq -0,6 и 1g T \geq -0,6. Для этих областей получены ссответственно следующие значения коэффициентов: $\mathcal{Y} = 0,51$ (±0,014), G = 15,65 и $\mathcal{Y} = 0,67$ (± 0,016), G = 15,74. Для граничного значения 1g T = -0,6, при подстановке в (6.11) той и другой пары значений \mathcal{Y} , G получаются совпадающие в проделах погрешностей линейные соотношения между величинами $\lg \mathbb{M}_C \cong K$. Экспериментальные точки, представленные на рис. 50, a, получены осреднением пачений $\lg \mathbb{M}_0$ для землетрясений, параметры которых попадают в двумерные интервалы $K = 8 \pm 0.5$, $\lg T_i \pm 0.05$. Кроме того, показаны линии регрессии величины $\lg T$ на $\lg \mathbb{M}_0$ (см. рис. 46, a) и средней квадратической регрессии (6.7).

Зависимости между "энергетическим" и кинематическими (геометрическими) параметрами очага вида (6.7) - (6:10) оказываются взаимосвязанными. Действительно, допустим, что зависимость (6.7) справедлива и в области больших "энергий" (K>10). Зависимость между lg T и K будет при этом все же отличаться от (6.8) из-за того, что коэффициент \mathcal{Y} в (6.11) равен здесь 0,67, а не 0,51, как в области K < 10 (lg T < -0,6). Подставляя (6.7) в (6.11) при $\mathcal{Y} = 0,67$, имеем

$$lg T = 0,26K-3,10.$$
 (6.8a)

При 1g T = -0.6 из (6.8а), как и из (6.8), имеем K = 9.7. Изменяется и соотношение между 1g \underline{M}_0 и K, из (6.7) и (6.8) оно получается следующим:

$$lg H_0 = 0,77 I+13,68. \tag{6.10a}$$

Коэффициент при Ä в (6.10а) больше чем в (6.10); приближается к соответствующим значениям в выражениях (2.4) и (3.15), справедливых как раз для землетрясений с Ä>10.

Значение козфіциента p = 1/3 в зависимости (6.7) позволяет говорить о подобии очагов слабых и сильных землетрясений (поскольку линейные размеры очагов связаны с временем работы Tвыражениями (6.5) или (6.3)). Исследования зависимостей от сейсмического момента размеров очагов, определяемых как по угловым периодам спектров [Экспериментальные..., 1981; и др.], так и по афтершоковым областям или разрывам на повериности,



Р и с. 50. Связь величин сейскического момента. углового пери-

ода спектра и различных магнитуд а - зависимости К(lg M₀, lg T) в Гармском районе. 1 cpe, thue shave has lg $T_i = \sum_i g T_{ij} T_{ij} / \sum_i J_{ij}$ gas pasawithing lg U_{0i} = = const; 2 - средняя квадратическая регрессия (6.7); 3 - экспериментальная зависимость $lg T(lg H_0)$ при $K = 8\pm0,5 = const; 4$ зависимости вида (6.11) при постоянных значениях К (шайры на rbadinke).

 δ - зависимости lg π_2 (lg V_0 , lg T) между величинами lg V_0 , 1g Т и магнитудами ШН (I) и три (II) (0, 6 - по данным [Экспериментальные ..., 1981]). 1-5 - магнитуды ШН и три: 1 - \leq 4, 2 - 4-5, 3 - 5-6, 4 - 6-7, 5 - >7; 6 - линим 1g m_2 = const, согласные соотношениям вида (6.11).

в - зависимости от угловые периода спектра разностей 121--1g m. I - 1g m. = MIH: 1 - землетрясения Средней Азии, 2 -Газлийские афтерноки 1976, 1977 гг., 3 - зависимость 1g И --HIH = lg T+18,55; II - lg m₂ = mpu: 1, 2 - спектры узкие (1) и пирокие (2), 3, 4 - зависимости $\lg I_0 - mpv = \lg T+18,15$ (3) и lg #_ - mpv = 1,51g T+18,60 (4); III - 1g m_ = K: 1, 2 - cmekтры узкие (1) и широкие (2), 3, 4 - зависимости 1g H₀ - 0,63 = = 0,671g f+15,75 (3) x 1g I_0 - 0,6K = 1,51g f+15,75 (4)



полтверждают, что и в области сильных землетрясений значение р в соотношениях 1g $T \propto plg M_0$ и 1g $l \propto plg M_0$ сохраняется равным 1/3. В гл. 2, например, это показано по данным о размерат гипоцентральных областей афтершоков землетрясений в длапазоне 1g $M_0 = 24-30$ (дин · см). О подобим очагов в области малых "энергий", где наблюдается значение p < 1/3, будем говорить ниже, а сейчае обратимся к соотношениям между "энергетическими" параметрами очага.

Связь межлу сейсмическим моментом. сейсмической энергией и магнитулными шкалами. Рассмотрим зависимости между величинами lg Mo, lg E и магнитудными шкалами Mo, MLH, mpv, ML и E, основанными на измерениях в поверхностных (M., MLH) и объемных, продольных (mpv) и поперечных (ML), волнах. Шкалы M и MLH применяются для "энергетической " классификации сильных поверьностных землетрясений. Магнитуда 🗶 спределяется как логарифи амплитуды А поверхностной волны с видимым периодом T_{\perp} = 20 с, магнитуда MLH - как логариём отношения A_/T_. Имеются в виду амплитуды и периоды, скорректированные к фиксированному расстоянию от источника. Мэгнитуды MLH измеряются по записям среднепериодной аннаратурой СК (полоса пропускания периодов от 1 до 10 с) в области T_{\perp} < 20 с. Показано [Халтурин, 1974; и др.], что магнитуди И и ИІН не слишком сильных землетрясений равны с точностью до постоянных, т.е. связаны соотношениями вида (2.2), поэтому для них оставим также общее обозначение И.

Для классийлкации более слабых и (или). более глубокил землетрясений применяют магнитуды ML и *mpv*, из которых первая определяется как логарийм максимальной амплитуды волн, а вторая как логарийм отношения максимальной амплитуды продольных волн к соответствующему видимому периоду. Используются записи вертикальной компоненты смещения сейсмографами СКМ с полосой пропускания периодов от 0,1 до 1,000. Определяет также магнитуды *mpu^{CK} и mpu^{CKД}* – по записям относительно сильных землетрясений средне- и длиннопериодными сейсмографами СК и сКЛ.

Запишем соотношения (6.7) - (6.11) в общем виде:

$$lg T = plg m, +B, . (6.12)$$

$$lg T = \mathcal{Z} lg m_p + \mathcal{D}, \qquad (6.13)$$

$$\lg m_1 = \chi \lg m_2 + C, \qquad (6.14)$$

$$lg m_{\downarrow} = W lg m_{2} + Y lg T + G, \qquad (6.15)$$

где через m_1 и m_2 обозначены "энергии" (в отличие от магнитуд *тру* они имеют цифровые индексы). Под величиной $\lg m_2$ в каждом конкретном случае может пониматься какая-либо магнитуда, энер-. етический класс или логарифм сейсмической энергии r; величина lg m_1 чаще всего будет соответствовать логарифму сейсмического момента. Например, при lg $m_2 \equiv K$ и $m_1 \equiv M_0$ выражения. (6.14) к (6.15) конкретизируются соответственно соотношениями (6.10), (6.10a) и (6.11). Под lg m_1 также может пониматься магнитуда, основанная на измерениях в области периодов, не меньших, чем периоды, на которых базируется магнитуда lg m_2 . Например, выражение (6.14) может конкретизироваться соотношением (2.5) при lg $m_1 \equiv M_8$, lg $m_2 \equiv ML$, X = 1,20, C = -1,63.

Выпишем некоторые из соотношений, имеющих место между ковфициентами выражений (6.12) - (6.15):

$$\begin{aligned} \chi &= Z/p &= W + ZY &= W/(1-pY), \\ D &= B + pC &= (C-G)/Y &= (B+pG)/(1-pY), \\ G &= WC/X - BY &= (WpC + WB - XB)/Z. \end{aligned}$$
 (6.16)

По определению, сейсмический момент равен площади очагового импульса $\mathfrak{F}(t)$ с максимальной амплитудой A и продолжительвостью Т:

$$lg \, \underline{M}_{0} = lg \, \underline{A} + lg \, \underline{T} + \underline{G}_{1} \,. \tag{6.17}$$

Величина G, в (6.17) зависит от формы импульса (или спектра); если она не изменяется систематически от слабых землетрясений к сильным, то G_1 = const. Канамори [Капатогi, 1975; и др.] полагал, что амплытуда поверхностных волн, на основе которой измеряется магнитуда (M_g), пропорциональна амплитуде A очагового импульса. Основываясь на гипотезе подобия (p = 1/3), он получил при этом соотношение между величинами 1g M_0 и M вида (6.14), в котором X = 1,5; C=16,1. (Шаги шкал 1g M_0 и M равны: $W = \Delta lg M_0/\Delta M = 1$ при 1g T=const.) Так же можно рассуждать и в отношения магнитудных шкал тру, ML или класса K, когда они определяются в диапазоне периодов, больших времени работы очагов землетрясений. Отношение шагов шкал 1g M_0 и K равно 0,6 ($\Delta lg M_0/\Delta K = 0,6$ при 1g T = const), повтому можно записать

 $\lg H_{c} = 0, 6 K + \lg T + G_{.}$

Подставляя в это выражение соотношение вида (6.12) при p = 1/3, получаем в соотношении вида (6.14) между 1g \mathbb{M}_0 и \mathbb{K} значение коэффициента $\mathcal{X} = 0.9$.

Коеффициенты зависимостей $\lg M_0(M)$, $\lg M_0(K)$ вида (6.14), в различных районах, всегда меньше рассчитанных выше значений 1,5 и 0,9; примеры тому представлены в табл. 8. Исходя из этого, некоторые исследователи [Экспериментальные..., 1981] делают заключение об отсутствии подобия слабых и сильных землетрясений: (в соотношениях вида (6.12) p < 1/3) или о том, что форма очагового сигнала $\chi'(t)$ систематически изменяется в зависимости от его величины (амплитуды или продолжительности), и поэтому в последних двух выражениях $G_1 = G_1(A,T) \neq \text{const.}$ Однако значения χ занижаются относительно 1,5 и 0,9 и в областях значений 1g Tи 1g M_0 , где надежно устанавливается равенство p = 1/3: 1g T >>-0,6 и 1g $M_0 > 20,4$ для зависимости (6.10), (6.10а) и (2.4); 1 r > -0,6 и 1g $M_0 > 21,5$ для зависимости (2.1) и т.д. Кроме

232 :

Таблица 8. Коэффициенты соотношений $\lg E_0 = \chi(\lg m_2 - \lg m_2) + \lg H_0$ вида (6.14)

Patient	χ.	Ig I _O	∆lg m ₂	Литерз- тура				
I Герм, "Ю Гарм Гарм, Заг	" 0,60 0,61 цад 0,71	19,68 19,90 20,34	6,8-8,2 5,5-8,7 5,5-7,8	*				
II Гарм, "Се Гарм, "Ю Средняя И	евер" 0,60 " 0,72 Цзия 0,80	20,30 20,61 20,70	8 -11 8,2-10 7,9-12	* * 2				
III Дагестан	1,13	22,6	3,9-5,4	3*				
(афтершог Средняя И	ал) Зил 1,20	23,7	3,8-7,2	2				
1,25 24,5 5 -7 4 Примечания: 1. Условные обозначения: I,II1 $gm_2 = K$, $K = 7,5$ (I) и 9,0 (II); III - 1 $gm_2 = MIH$, $MIH = 5,0.2$. Лите- ратура: 1 - [Мартынов, 1985]; 2 - [Экспериментальные, 1981]; 3 - [Арефьевидр., 1980], 4 - [Chinnery, North, 1975]; * - дан- ные автора.								

того, не сбнаружено систематической зависимости формы очаговых спектров от "энергии" землетрясений: например, при исследовании ЧИСС-спектров коды в диапазоне 1g M₀ = 20-27 [Экспериментальные..., 1981].

По нашему мнению, описанное кажущееся нарушение подобия очагов объясняется тем, что опорные для определения магнитуд амплитуды A_{c} поверхностных или объемных волн (с периодами T_{c}) зависят не только от амплитуды A, но и от продолжительности Tочагового импульса. Видимый период T_{c} может зависеть от "энергии" слабее, чем величина T: 1g $T_{c} \propto klg T = kplg M_{c}$, поэтому общее определение магнитуды (1g m_{c} = 1g A_{c} -1g T_{c} +const) можно переписать в следующем виде:

 $\lg m_{p} = \lg A_{p} - k \lg T + const,$ (6.18)THE k = 0 HAR IG $m_p \equiv M_q$, ML. K H $0 < k \leq 1$ B CAYABE IG $m_p \equiv$ ≡ИЦН. при. Будем для определенности говорить о магнитудах, основанных на объемных волнах. Незнакопеременный очаговый сигнал преобразуется в них в цуги знакопеременных колебаний (с максимальной амплитудой А_), формирование которых обусловлено реакциями среды (поглощение, интерференция, рассеяние) и сейсмограda. Влияние первой корректируется амплитулными калибровочными кривнии, влияние еторой не корректирустся. Очаговый сигнал искажается. трансформируется сейсмографом в меньшей или большей степени в зависимости от "короткопериодности" или "длиннопериодности" сигнала относительно полосы пропускания периодов. Чем ближе к короткопериодной гренице полосы пропускания сейсмограба величина Т продолжительности сигнала, или углового периода его спектра, тем меньше он искажается. Это можно выразить соотношением

$$lg A_{c} = lg A + \gamma lg T + const, \qquad (6.19)$$

где коэффициент ү изменяется от 0 до 1.

Из (6.17) - (6.19) получается следующее выражение вида (6.14):

$$\lg H_{n} = \lg m_{2} + (1 - \gamma + k) \lg T + G. \qquad (6.15a)$$

Злесь $\tilde{y} = 1 - \gamma + k$ при $\lg m_2 \equiv MLH$, *три* или $\tilde{y} = 1 - \gamma$ при $\lg m_2 \equiv \equiv M_3$, ML, K и где W = 1 или W = 0,6 при $\lg m_2 \equiv K$. Поскольку козффициент \tilde{y} может увеличиваться с ростом величины $\lg T$ (см. рис. 49, 50, a), остается заключить, что козффициент γ в (6.19) может быть не постоянным, а уменьшаться с ростом величины $\lg T$ ($\gamma = \gamma(T) = 1 - \tilde{y}$).

Ha pice. 50, 0, 6 представлены данные о параметрах lg $m_1 \equiv \log M_0$, lg $m_2 \equiv MLH$, mpv, K и lg T, полученные с использованием 234

очаговых слектров кода-волн [Экспериментальные ..., 1981] для коровых землетоясений Средней Азии и верхнемантийных Памиро-Гиндукушских землетрясений¹.Зависимость между "энергиями" 1g И. и MLH коровыт землетрясений в диапазоне 1g M = 22-26 описывается [Экспериментальные..., 1981] соотношением (2.1) (x = 1, 2,C = 17,7). В том же диапазоне "энергий" 1g $M_0 = 21,6 - 26,0$ и в соответствующем диапазоне $\lg T$ от -0,6 до 1,0, перекрывалием полосу пропускания сейсмографа СК, ковфиниенты D и B в соотношении между 1g T и MLH вида (6.12) равны соответственно 1/3 и -7.8. Согласно переходным соотношениям (6.16), при W = 1 для коэффициентов выражения вида (6,15) получаются значения \mathcal{V} = $\Delta(\log M_{O}-MLH)/\Delta \log T = 0.5$ и G = 18,65. Прямая с этими значениями коефициентов корошо аппроксимирует данные наблюдений в пределах полосы пропускания периодов сейсмографа СК (график I рис. 50, б). На рис. 50, в (график I) полученная зависимость виде (6.15) представлена по-другому, аналогично зависимости рис. 50. а. Здесь подтверждается равенство шагов шкал 1g M_0 и MIH: W = = $\Delta \lg M_{\Lambda} / \Delta M LH = 1.$

Соотношение между lg T и lg M_0 вида (6.12) имеет коэффициент p = 1/3 в диапазонах изменения lg M_0 от 22,0 до 25,0 и lg Tот -0,72 до 0,25 [Экспериментальные..., 1981]. В этих диапазонах зависимость между величинами lg M_0 , mpv, lg T, представленная на графике II рис. 50, б, находится между зависимостями вида (6.15) с коэффициентами $\mathcal{Y} = 1$, G = 18,15 и $\mathcal{Y} = 1,5$, G == 18,60 (при $\mathcal{W} = 1$). Для коэффициентов аппроксимирующей график II на рис. 50, 6 зависимости вида (6.15) приняты в пределах полосы пропускания периодов сейсмографа СКМ, средние значения: $\mathcal{Y} = 1,25$, G = .18,38. При этом подтверидается равенство в

¹ Данные о значениях *три*^{СК} не использованы из-за надостаточного их количества; через *три* обозначена магнитуда *три*.

пределах полосы пропускания СКМ шагов шкал lg M_0 и mpv (W = = Δ lg $M_0/\Delta mpv = 1$).

Е данном случае коэффициент \mathcal{Y} больше 1. Поскольку магнитуда *при* опирается на отношение A_c/T_c , то в выражении (6.15a) $k \ge 0$, и повтому неравенство $\mathcal{Y} = 1 - \gamma + k > 1$ означает только то, что $k > \gamma$. Соответственно, в соотношении между 1g \mathcal{U}_0 и *при* вида (6.14) значение \mathcal{X} должно быть больше 1.5 (см. выше). Согласно (6.16) для этого соотношения получается (при $\mathcal{W} = 1$) следующее выражение:

$$lg M_{0} = 1,71 \ mpv+14,60. \tag{6.20}$$

Оно занимает среднее положение между полученными независимо корреляционными соотношениями для коровых и верхнемантийных землетрясений Средней Азии и для Памиро-Гиндукушских землетрясений [Экспериментальные ..., 1981]:

$$lg M_0 = 2,0 mpv+13,27, lg M_0 = 1,5 mpv+15,80.$$

Именциеся немногочисленные данные о зависимости между величинами lg M_0 , K и lg T [Экспериментальные..., 1981] можно, как и в случае местных землетрясений (см. рис. 50, *a*), аппроксимировать в диапазоне -0,6 \leq lgT \leq 0 выражением (6.11) при \mathcal{Y} = = 0.67. G = 17.1 и \mathcal{W} = 0.6 (градик III на рис. 50, *d*).

В области относительно сильных землетрясений, время работы очагов которых так велико, что уже не попадает в полосу пропускания периодов сейсмографа, наблюдается так называемое насыщение магнитудной шкалы $lg\pi_2$. Магнитуды таких землетрясений измеряются в колебаниях с периодами, попадающими уже не на плоские части идеализированных спектров смещения, где спектральные амплитуды пропорциональны сейсмическому моменту, а на короткопериодные ветви, где эти амплитуды быстро уменьшаются с уменьшением периода. Отношение шагов шкал lgN_0 и $lg\pi_2$ увеличигаза вается ($W = \Delta \lg U_0 / \Delta \lg m_2 > 1$), значения $\lg m_2$ как сы занижаются этносительно соответствующих величин $\lg U_0$, причем тем больше, чем больше значение *T*.Поэтому увеличиваются коэффициенты $\mathcal{X} \times \mathcal{Y}$ в зависимостях (6.14) и (6.15). Увеличение значений \mathcal{X} описанс в литературе [Cinnery, North, 1975; и др.], увеличение \mathcal{Y} можно видеть на графиках рис. 50, *б*.

Если в пределах полосы пропускания сейсмографа коеффициент У может увеличиваться с ростом Т ($\mathcal{Y} = \mathcal{Y}(T)$ (см. рис. 49, 50, 1)), то в области насыщения он становится функцией еще и "внергии": $\mathcal{Y} = \mathcal{Y}(\lg T, \lg m_2)$ - увеличивается с ее ростом. Мипроксимирующие кривые, например, $\lg mpv$ = const в этой области должны быть не параллельными, как это условно из-за медостатка данных показано на графике II рис. 50, 6 при $\lg T > 0$, а расходиться веером по мере увеличения $\lg T$. (В таком расхождении отражается увеличение ковффициента W.)

Установим некоторые соотношения вида (6.14) и (6.15) между величинами сейсмического момента, сейсмической энергии и магнитудами ML и K. Воспользуемся следукщими корреляционными зависимостями:

$$lg E (opr) = K + 6,7.$$
(6.22)

Первая из них получена по данным о землетрясениях Средней Азии с К < 13 [Методы..., 1960], вторая – с использованием спектральных измерений сейсмической энергии землетрясений Гармского района в диапазоне значений К от 8,0-8,5 до 12,0-12,5 [Экспериментальные..., 1981].

Подставляя (6.21) в (6.10) и (6.10а) получаем состветственно:

$$\begin{array}{c} 1g \ M_{0} = 1,30 \ \text{ML} + 17,04 & \text{при } \text{ML} \leq 3,2, \\ 1g \ M_{0} = 1,39 \ \text{ML} + 16,76 & \text{при } \text{ML} > 3,2. \end{array} \right\}$$
(6.23)

Из этих зависимостей вида (6.14) и соотношения (6.7) (p = 1/3, B = -7, 65) получаются (согласно (6.16) при W = 1) следуюпие выражения вида (6.15):

Сейсмическую энергию можно определить как интеграл по частоте (периоду) от квадрата спектра скорости смещения. При прочих равных условиях, в частности при M_{O} = const, эта величина зависит от углового периода T, т.е. от расположения области максимума спектра, в которой выделяется наибольшая часть энергии:

$$lg E = 2(lg M_0 - lg T - G_2),$$

NITH

 $lg \, \underline{I}_{0} = 0,5 lg \, \underline{E} + lg \, \underline{T} + \underline{G}_{2}, \qquad (6.25)$

где G₂ - постоянная, если форма спектра не изменяется систематически в зависимости от силы землетрясения.

Шкала класса \overline{A} по существу не энергетическая, а магнитудная, так как построена на корреляционной связи между сейсмической энергией и максимальной амплитудой колебаний (локальной магнитудой \overline{ML}). В номограмме для определения \overline{A} не учитываются ссобенности спектрального состава колебаний конкретного землетрясения, поэтому \overline{A} лишь в среднем соответствует своему смыслу, выраженному соотношением (6.22), это, соотношение является корреляционным, так же как и (6.21). Если при той же сейсмической энергии спектр сдеинут в сторону длинных периодов, то класс к дает завышенную оценку значения 1g \overline{E} , и наоборот [Экспериментальные..., 1981]. Другими словами, шкалы 1g \overline{E} и \overline{A} можно связать соотношением 1g $\overline{E}(\overline{K}, 1g T)$ вида (6.15). Получим его,

приравнивая (6.25) и (6.11):

lg E = 1,2K+ y_1 lg T+G₁, (6.26) где y_1 = -0,98 при lg T ≤ -0,6 (y = 0,51) и y_1 = -0,66 при lg T ≥ ≥ -0,6 (y = 0,67). Пр. среднее для всего дианазона изменения lg T значении y = 0,60 - среднее значение y_1 = 0,80. Согласно (6.26), шаг шкалы K меньше, чем шкалы lg E: при lg T = const W = Alg E/ΔK = 1,2.

Для определения значений коэффициентов G_1 используем соотношение (6.22). При фиксированном 1g T = -0.6 из (6.8) и (6.85) получается K = 9.71, а из (6.22) 1g E = 16.41; подставляя эти значения в (6.26), вычисляем: $G_1 = 4.17$ для 1g $T \leq -0.6$; $G_1 = 4.36$ для 1g $T \geq -0.6$ и $G_1 = 4.28$ - при среднем значение $\mathcal{Y}_1 =$ = -0.8. Из соотношения $G_2 = G - G_1/2$, которым связаны коэффициенты в выражениях (6.24), (6.11) и (6.26), получаем для G_2 соответственно три значения (13.56; 13.56 и 13.55), из которых принимаем среднее: $G_2 = 13.56$. Теперь из (6.25) и (6.7) можно получить соотношение вида (6.14) между 1g K_0 и 1g E:

 $lg H_0 = 0.75 lg E + 8.86,$ (6.27) а также следующее соотношение вида (6.12):

$$lg T = 0.25 lg E-4.70. \tag{6.28}$$

Значение коэффициента при $\lg E$ в (6.28) так же, как и значение p=1/3 в (6.7), соответствует подобию очагов слабых и сильных землетрясений. Заметим, что при $\lg E = 16,41$ из (6.27) получается $\lg M_0 = 21,16$, что совпадает со значением $\lg M_0 =$ 21,15, получаемым из (6.10) и (6.10а) или из (6.11), а также из (6.25) при $\lg T = -0,6$.

Выпишем, наконец, соотношения вида (6.14), или (6.22), между "энергиями" 1g Е и К:

 $lg E = 0,97K+7,04 \text{ mpu } K \le 9,7, \qquad (6.22a)$

 $lg E = 1,03K+6,43 \text{ mpn } K>9,7. \tag{6.220}$

239 :

Зависимость 1g E(E) представлена здесь кусочно-линейной. При K = 9.71 (1g T = -0.6) последние соотношения дают для 1g Eзначения (16.46 и 16.43), практически совпадающие с получающимися из (16.22). При 1g T <-0.6 и K < 9.7 величина 1g Eизменяется (увеличивается или уменьшается) слабее класса K, а при 1g T >-0.6 и K > 9.7 - сильнее. Эта нелинейность, однако, столь слаба, что из-за погрешностей измерения ее трудно обнаруихть при прямом сопоставлении результатов измерения 1gE и K^1 . Так, в области предельных для шкалы энергетического класса значений K = 13.0 и 14.0 согласно (6.226), получаются соответствующие значения 1g E = 19.82 и 20.85, на 0.12 и 0.15 бо́льшие, чем предписывается соотношением (6.22), линейном во всем диапазоне "энергий".

6.4. О подобин очагов слабых и сильных землетрясений²

Подобне очагов слабых и сильных землетрясений в области больших "энергий" установлено, по нашему мнению, надежно. Постараемся показать, что оно не нарушается и в области малых "энергий, сохраняется и для очагов меньшего размера (1), карактеризующихся малыми значениями T. Предварительно выразим через коэффициенты соотношений (6.7) и (6.27), а в общем виде – (6.12) и (6.14) при 1g m, = 1g M₀, 1g m₂ = 1g E зависимости между сейсмическим моментом, с одной стороны, и скачком напряжений, а также кажущимся средним напряжением в очаге землетрясения ($\bar{k}\bar{o} = E/M_0$ [Костров, 1975]) – с другой. Используя

² На графике зависимости 1g E(K), аппроксимированной выражением (5.22) [Экспериментальные..., 1981], при K = 12-12,5 намечается увеличение козфилиента при K, но из-за недостатка данных о нем нельзя говорить уверенно.

² Имеется в виду независимость от N₀ формы очага и величины AC. 246.

определение (6.6) величины $\sigma = \Delta \sigma + \text{ const, получаем:}$ 1g $\Delta^* = (1-3p)$ 1g $\frac{M}{D} + 3B$, (6.29)

 $ig(k\overline{v}) = [(1-\chi)ig \not \sqsubseteq -\hat{v}]/\chi,$

где значение (1-X)/X коеффициента при 1g #, можно, согласно (6.16), выразить иначе: (1-pV-W)/W. В случае подобия очегое слабых и сильных землетоясений. когда ковобышиенты в зависимос-TAX (6.7), (6.25), (6.27) ИМЕЮТ ЗНАЧЕНИЯ p = 1/3, W = 0.5, $\mathcal{Y} = 3$ x = 0.75. кажущееся напояжение с уменьшением сейсмического момента уменьшается по степени 1/3. а скачок наполжених начинает уменьшаться с уменьшением 1g Mo - и чем дальше, тем сильнее; кажущееся напряжение уменьшается при этом по степеням, большим 1/3. Зависимости вида (6.12) и (6.13) при таких малых "внергиях" $\lg m_1$ и $\lg m_2$ ослебляются – p < 1/3 (см. табл. 8, I, II), как и зависимости вида (6.14) сейсмического момента от магнитуды (см. выше) или вообще зависимости магнитуды lg m, от менее "длиннопериодной" магнитуды 1g m₂ [Халтурин, 1974]. Такое измеизрактера перечисленных взаимосвязанных зависимостей нение интерпретируется [Экспериментальные..., 1981; и др.] как нарушение подобия очагов в области слабых землетрясений. Однако это кажущееся нарушение. реально полобие очагов сохраняется.

Выше было показано, что величина *T* времени работы очагов или углового периода спектров землетрясений в любом фиксированном узком интервале "энергия" изменяется в широком диапазоне, представляя как бы спектр этих значений. Регрессия величины 1g *T* на 1g *m* проводится по средним для таких "спектров" значениям. Дисперсия параметров 1g *T* индивидуальных землетрясений относительно средних значений связана, конечно, не с погрешностями измерения, а физически обусловлена.

При любом методе спектрального анализа (ЧИСС, фурье)

Существуют технические ограничения, не позволяющие измерать Беличины T, меньшие некоторых граничных значений, не попадающие в "полосу пропускания" угловых периодов. С уменьшением "энергых" все более короткопериодными становятся землетрясения, и поэтому все большие части упсмянутых "спектров" со стороны малых значений T не регистрируются. Это вызывает все большее завышение средних (при 1g π = const) значений 1g T и соответственно все большее выполаживание зависимостей (регрессий) 1g $T(1g \pi)$, т.е. уменьшение коэффициентов p и Z в соотношениях вида (6.12) и (6.13). При этом должны иметь место следующие закономерности.

1. Значения $\lg \pi^{\mathbb{M}}$ и $\lg T^{\mathbb{M}}$, при которых та же зависимость вида (6.12) или (6.13) (р, \mathcal{Z} = const; \mathcal{B} , \mathcal{D} = const) начинает с уменьшением $\lg \pi$ выполаживаться, претерпевает излом, должны возрастать по мерс смещения "полосы пропускания" спектрометрической системы в область длинных периодов, и наоборот.

2. При использовании той же (или того же типа) системы, различия в зависимостях вида (6.12) и (6.13) (при p = 1/3) также будут выражаться в различии соответствующих значений 1g $\pi^{\rm M}$, 1g $T^{\rm M}$, но по-другому: с увеличением значения B (или D), т.е. с увеличением общей "длиннопериодности" землетрясений, величина 1g $T^{\rm M}$ будет возрастать, а 1g $\pi^{\rm M}$ может и уменьшаться. Кроме того, значения козффицтента $p(\leq 1/3)$, рассчитанные для относительно узкого и фиксированного "энергетического" интервала 1g $\pi_{0i}^{\rm I}$ tolg π , включающего в себя значения 1g $\pi^{\rm M}$, должны прямо зависеть от соответствующих значений 1g T при 1g $\pi = 1g\pi_{0i}^{\rm I} =$ сonst.

В табл. 9 представлены координаты 1g H_0^{R} , 1g T^{R} точек излома зависимостей 1g $T(1g H_0)$ для афтершоков землетрясений в Сан-Фернандо, 1971 г.[Tucher, Brune, 1973] и Дагестанского,

Таблица 9. Координаты 1g $I_0^{\vec{n}}$, 1g $I^{\vec{n}}$ точег излома зависимостей вида (6.12) при регистрации спектров S-волн разной аппаратурой и на различных гипоцентральных расстояниях

(Pattor	∆lg M _o	Δlg T	Н, КМ	R, KM	lg M ^K O	-lg T ^E
1.	Сан-Фернандо	18,4-21,25	-(1,46-0,80)	_	20,0	1,076
2.	Дагестанское землетрясение	21,4-23,2	-(0,56-0,28	3) -	- - -	21,4 21,5	0,36 0,46
3.	Гарм "Север"	-	-	<30	<50	21,4	1,000
-	Памиро- Гиндукуш	-	- 1	40–180 80–260	~300 >300	22,0 22,3	0,854 0,700

Пояснения см. в тексте.

1970 г. [Арефьев и др., 1980]. Обе зависимости получены по данным о Фурье-спектрах поперечных волн, скорректированных за поглощение. В своих неискаженных частях (p = 1/3) они удовлетворяют тому же (B = const) соотношению вида (6.12) [Арефьев и др., 1980]. Однако в первом случае для спектрального анализа были использованы магнитные цифровые записи, а во втором – общчные фотосейсмограммы с разверткой примерно 1 см/с; "полоса пропускания" угловых периодов во втором случае сдвинуте в сторону больших значений T. В табл. 9 последнее выражается в различии диапазонов $\Delta \lg T$, в которых в оригинальных работах представлены результаты. При "полосе пропускания", смещенной в сторону больших угловых периодов, при больших же значениях $\lg M_0^{M}$ и $\lg T^{M}$ наблюдается и выполаживание, излом зависимости $\lg T(\lg M_0)$.

В табл. 9 представлены также координаты 1g HO, 1g TN точек

Т в блица 10. Характеристики зависимостей $\lg T(\lg U_G)$ вида (6.12) по данным о ЧИСС-спектрах S-волн

Гайон	B (20,5)	ig M ^M C	-lg T ^M	lg T	Ī	I	II
Гарм, "Север" Япония Ожная	-1,106 -0,873 -0,682	21,35 20,85 20,35	0,823 0,735 0,700	-0,931 -0,773 -0,593	0,077 0,13 0,18	*	1,3 1,3
калифорния Гарм, "Юг" Гарм, Запад Гарайн	-0,625 -0,077 0,035	20,30 18,95	0,658 0,523	-0,590 -0,230 -0,060 0,035	0,12 0,22 ≼1/3 1/3	*	.2 3 1 1,3
Примеча мостейвица ((метолик спреда (Мартинов, 198	н ия: \1. 5.29), ** - еления Т (Т 35]: 2 - [М	. Парамет из спект s = 2.1,7	pn paccynt pob P -волн T_P). 2	аны: * - с учето .! Литера 1:3 - [С	N3 3a M Pa3 Typa: hoet e	вис лич 1 t s	и . Ия –

1978]: 4 - наши ланные. Остальные пояснения см. в тексте.

изяема зависимостей вида (6.12), полученных по данным регистраших той же аннаратурой ЧСС на тех же станциях Гармского района [Молнар и др., 1976]. Здесь использованы не скорректированные за поглошение ЧИСС-спектры и различие представленных статистик заключается в различим гипоцентральных расстояний. Спектры, зарегистрированные на больших расстояниях, в сольшей мере обеднены корсткопериодными компонентами - в сторону бо́льших значений T смещается не "полоса пропускания", а сами спектры. При этом нужно окидать того же эффекта, что описан выше. Действительно, выполаживание забисимостей вида (6.12) и в этом случае начинается при значениях 1g M_0^{M} , 1g T^{M} тем бо́льших, чем болес "длиннопериодным" спектры (чем больше среднее гипоцентральное расстояние).

В табл. 10 представлены следующие параметры различающихся

зависимостей вида (6.12). полученных по данным регистрании однотипной аппаратурой: 1) координаты 1g E., 1g T. во взаимосвязи с коэффициентами В (которые характеризуются значен...ме lg T при lg M₀ = 20,5 и р = 1/3: В(20,5) = В+20,5/3); 2) коэффилиенты p ≤ 1/3, рассчитанные по данным оригинальных работ в фиксированном интервале lg I = 20, 9-21, 0 ($\bar{p} = 1_{g} T(21) - T(21)$) - lg T(20)), во взаимосвязи со значениями lg T = [lg T(21)+lcТ(20)]/2 в средней точке (1g № = 20,5) этого интереала, вклкceoa KOODJINHATH **Vanner**o R точек ИЗЛОМА **ODWTWHAJLHNI** зависимостей $\lg T(\lg \mathbb{I}_{0})$.

Излом, выполаживание зависимостей вида (6.12) с сольшими значениями коэффициентов B, т.е. B(20,5), начинается при сольших значениях углового периода (1g T^M), но вместе с тем и при меньших значениях "энергия" (1g M_0^M). С увеличением коэффициенто B(20,5) коэффициенты \overline{p} также возрастают, стремясь к предельному значению 1/3. Величины Ig T (при 1g $M_0=20,5$) при этом возрастают, стремясь к соответствующим предельным значениям -B(20,5). С уменьшением коэффициента B(20,5) значения \overline{p} уменьшаются, стремясь к нулю, а величины Ig T уменьшаются, но медленнее, чем B(20,5).

Ослаблением зависимостей lg T(lg m), уменьшением коэффилиентов p и Z в области слабых землетрясений объясняется и кажущийся эффект уменьшения скачка напряжений с уменьшением "энергии" в этой области. Соотношение (6.29) между величинами $\Delta \sigma$ и M_{O} выражается через коэффициенты p и B зависимости вида (6.12), поэтому все закономерности, справедливые для последней, справедливы и для первого (связь $\Delta \sigma$ с m_{Z} - любой "энергией", выражается через коэффициенты Z и D (6.12)). Например, для статистик с больщими в целом значениями скачка напряжений получается при прочих равных условиях и более сильная зависи-



Р и с. 51. Зависимости повторяемостей $n_{ij} = n(\lg M_{Oi} \pm 0, 15; \lg T_j \pm 0, 1)$ от утлового периода спектра при различных постоянных значениях сейсмического момента 1-3 - экспериментальные значения $\lg n_{ij}$ при значениях $\lg M_{Oi}$, равных: 1 - 1, 15; 2 - 0

-0,55; 3 - -0,25; 4 - соответствующие кривые lg n (lg T|lg M_{Oi}) - условных плотноотей распределения повторяемостей (6.32)

мость их от "внергии". Эта закономерность подтверждается многочисленными литературными данными. Часть параметров в табл. 10 получена опосредствованно, из экспериментальных зависимостей 1g. $\Delta O(1g~M_{\odot})$ для "Севера" и "Юта" Гармского района [Мартынов и др., 1976], согласно соотношению (6.29). Они согласуются с данными непосредственных измерений и дополняют их. Согласуются с рассмотренными закономерностями и имеющиеся в литературе [Экспериментальные..., 1981] данные о взаимосвязи коэффициентов 1 - х и С различающихся зависимостей вида (6.30) между величинами сейсмического момента и кажущегося напряжения.

Таким образом, рассмотренные выше особенности в зависимостях вида (6.12) - (6.15), (6.27) - (6.30) между очаговыми параметрами M_0 , E, T, $\Delta \sigma$, $k\bar{\sigma}$ и M, K и т.п. в сбласти малых их значеных обусловлены ограниченностью систем регистрации и обработки данных и не могут интерпретироваться как нарушение подобия очагов слабых и сильных землетрясений.

6.5. Двумерные распределения повторяемостей землетрясений

Исследуем двумерное распределение повторяемостей $n(\lg N_0, \lg T)$, плотность которого схематически представлена на рис. 46, a. На рис.51 и 52, a в логарифмическом виде представлены примеры наблюденных условных плотностей повторяемостей $n(\lg T | \lg N_0)$



Р и с. 52. Зависимости повторяемостей землетрясений от сейсмического момента при различных постоянных значениях углового периода спектра

a - экспериментальные зависимости lg n_{ij} (lg $\mathcal{M}_{0i}^{+}\pm 0,15$; lg $T_{j\pm}\pm 0,1$) от lg \mathcal{M}_{0}^{+} ; d - соответствущие кривые lg $n(lg \mathcal{M}_{0}^{+}| lg T_{j})$ условных плотностей распределения повторяемостей (6.32) 1-3 зивачения lg T_{i} : 1 - -0,6; 2 - -0,9; 3 - -1,2

и $n(\lg M_0|\lg T)$. Первые характеризуются зависимостями наблюденных повторяемостей n_{ij} в интервалах $\lg M_{0i} \pm 0,15$, $\lg T_i \pm 0,10$ от величины $\lg T$ при постоянных значениях $\lg M_0^{\circ} = -1,15$; $\lg M_0^{\circ} =$ = -0,55 и $\lg M_0^{\circ} = -0,25$ (см. раздел 6.1), вторые - зависимостями повторяемостей n_{ij} в тех же интервалах от "енергия" $\lg M_0^{\circ}$ при постоянных значениях $\lg T = -1,2$; $\lg T = -0,9$ и $\lg T = -0,6$.

Прежде чем анпроксимировать эти зависимости и вообще наблюденнув плотность двумерного распределения аналитическими выражениями, необходимо ограничить диапазоны значений lg \mathcal{M}_0 и lg T, в которых наблюденные повторяемости можно считать свободными от искажений, связанных с потерей слабых и короткопериодных землетрясений, а также от слишком больших флуктуаций в области малых повторяемостей, т.е. в области относительно редких сильных землетрясений.

Границы диапазонов со стороны малых значений "энергии" и времени работы очага можно установить по графикам повторяемости


Ig $n(\lg M_0)$ и Ig $\overline{n}(\lg T)$, а также по наблюденным зависимостям Ig $T(\lg M_0)$.График Ig $n(\lg M_0)$ на рис. 45, а выполаживается изза потери слабых землетрясений при Ig $M_0 \simeq 19,4 - 19,6$ (Ig $M_0' = = -(1,6 - 1,4)$), графики Ig $n(\lg T)$ – примерно при Ig T = -0,9. Согласно зависимости Ig $T(\lg M_0)$ рис. 50, а, кажущееся нарушение подобия очагов землетрясений имеет место в области значений Ig T < -0.85 и Ig $M_0 < 20,4$. Однако эти границы взаимозависимы, повтому точнее будет определять их по зависимостям наблюденных повторяемостей n_{ij} от величин Ig M_0' (рис. 53,а) и Ig T (рис. 53, б), построенным при различных постоянных значениях скачка напряжений Δ' , определяемого соотношением (6.6). Так, из завистмостей 1 для Ig $\Delta' = 2.35 =$ const (рис. 53, a. б) можно определить следующие значения для нижних границ диапасонов: $\lg M_0 = = -1,0$; $\lg T = (\lg M_0 - \lg \Delta')/3 = -1,12$. Из зависимостей при $\lg \Delta' = 2,05 = \text{const}$ получаем значения $\lg M_0 = -1,3 \times \lg T = = -1,1$, при $1 \subset \Delta' = 1,75$ - соответственно $-1,4 \times -1,05 \times \tau.д.$ С уменьшением скачка напряжений нижняя граница диапазона $\lg M_0$ смещается в сторону меньших значений, в нижняя граница диапазона $\lg T - в$ сторону больших значений. При $\lg \Delta' = 0,85$ граничные значения равны $-1,6 \times -0,82$, при $\lg \Delta' = 0,55$ - соответственно $-1,8 \times -0,78$.

В области больших "енергий" (1g M_0 > 21,0; 1g M_0 > 0) наблюденная статистика испытывает большие флуктуации из-за того, что представлена здесь малым количеством событий (см. рис. 46, *а*), слишком редких в сравнении со сроком наблюдений (см. раздел 4.2). Чтобы исключить эту область шума, правая "энергетическая" граница исследуемого диапазона наблюденной плотности распределения повторяемостей принята 1g $M_0^{\circ} = 0$ (максимальные значения "енергии" на рис. 52 1g $M_0^{\circ} = -0,2 \pm 0,15$).

Необходимость ограничения статистики со стороны больших значений 1g T определяется ограниченностью "полосы пропускания" угловых периодов регистрирующей аппаратуры. Первый, самый низкочастотный канал использованной установки ЧИСС пропускает периоды около 1,6 с (частоты $f \simeq 0,62$ Гц). Поскольку угловой период определяется как $1/f_{HY}$ (см. выше), то могут измеряться только периоды $T \leq 0,8$ с $(1/(2 \cdot 0,62))$. Зачастую (и тем чаще, чем слабее землетрясение) невозможно провести измерения не только на первом, но и на втором ЧИСС-канале (f = 1,25 Гц; T = -0,8 с), т.е. максимальные значения угловых периодов уменьшаются до 0,4 с (1g T = -0,4) и даже до 0,2 с (1g T = -0,7) – для еще более слабых и (или) короткопериодных землетрясений. Из рис. 53, С, б можно видеть как уменьшается значение для длинноперислной границы исследуемого диапазона lg T при фиксированном значении lg $\mathcal{M}_{0}^{*} = -0,3$ (см. рис. 53, a), определяемом принятым ограничением со стороны больших "энергий": от lg T = -0,4 для относительно длиннопериодных землетрясений, до lg T = -0,85 – для короткопериодных (соответственно кривые 7 и 1 на рис. 53, d).

Изложенные ограничения учтены при анализе ниже рассматриваемых наблюденных зависимостей и при подборе аналитического выражения для плотности двумерного распределения повторяемостей.

Наблюденные плотности условных распределений $n(\lg T | \lg M_0)$, примеры которых представлены на рис. 51, являются модальными. С увеличением значения $\lg M_0 = \text{оответ мода соответствующего}$ распределения смещается в сторону больших значений $\lg T$. В области больших значений $\lg T$ наблюденные кривые $\lg n(\lg T | \lg M_0)$ падают с ростом етих значений, стремясь к прямым $\lg n = A-q\lg T$,) уровни которых зависят от соответствующего значения $\lg M_0 = (\log T | \lg M_0)$ = const ($A = A(\lg M_0)$), а наклоны q слизки к 3. С уменьшением $\lg T$ каждая кривая выполаживается. При значениях $\lg T$, меньших чем модальное, повторяемости с уменьшением $\lg T$ уменьшаются, причем тем быстрее (т.е. кривая тем более крута при том же значении $\lg T$), чем больше соответствующее кривой значение $\lg M_0 = \text{const. С учетом такого характера уметьшения повторяе$ $мостей при уменьшении <math>\lg T$ семейство кривых $\lg n(\lg T | \lg M_0)$ (см. рис. 51) можно описать следующим выражением:

$$\lg n = A - q \lg T - \frac{1}{\ln 10} \left(\frac{H_0}{\Lambda \cdot T^2} \right)^{T}, \qquad (6.31)$$

где ү, Δ, Q - постоянные коэффициенты. Логарифмическая производная таких кривых:

$$\frac{\mathrm{d}(\lg n)}{\mathrm{d}(\lg T)} = \gamma a \left(\frac{\underline{H}_0}{\overline{\lambda} \cdot T^a} \right)^{\gamma} - q.$$

Таблица 11. Средние наклоны кривых рис. 52. С з фиксированных интервалах Alg M^{*}

lg T = const	Δlg M _O		
/	(1,3-0,3)	-(1,3-0,8)	-(0,8-0,3)
-0,6 -0,9 -1,2	0,80 1,05 1,20	0,50 0,88 1,14	1,10 1,22 1,26

При значении 1g T, соответствующем моде, производная равка нуль, при меньших значениях она положительна и увеличивается с уменьшением 1g T тем бистрее, чем больше соответствующее конкретной кривой значение 1g M_0^* = const. Модальное значение 1g T конкретной кривой определяется коеффициентом $\tilde{\Delta}$, а изменение его от одной кривой к другой в зависимости от величини 1g M_0^* = const - коеффициентом a. Наблюденные кривые слабо асимметричны, модальные значения 1g T для них близки к средним значениям (центрам, или математическим ожиданиям) условных распределений $n(1g T|1g M_0)$ [Г.Корн, Т.Корн, 1968]. Поскольку последние связаны (кривыми регрессии) сс значениями 1g M_0^* = const соотношением 1g T & 1g $M_0/3$, то для коеффициента a можнс предполагать значение a = 1/p = 3. На необходимости введения

На рис. 52, С показаны характерные особенности наблюденных илотностей условных распределзний $n(\lg \mathbb{I}_0|\lg T)$ и их совокупности. В табл. 11 представлены наклоны кривых рис. 52, С, средние для ограниченного замкнутого интервала изменения $\lg \mathcal{M}_{C}^{*}$ с фиксированными границами -1,3 и -0,3 и для составляющих его половин: $\lg \mathcal{M}_{O}^{*} = -(1,3-0,8)$ и -(0,8-0,3). Наклоны рассчитаны как разности граниченых значений 19 л, отнесенные в длине интервала Alg M_{\odot} . Наклон каждой кривой lg $n(\lg M_{\odot})$ при lg T == const увеличивается с ростом lg M_{\odot} , с ростом параметра lg T == const крутизна кривих – наклоны в любом фиксированном интервале lg M_{\odot} ± ôlg M_{\odot} уменьшается.

Учитывая особенности кривых $\lg n(\lg N_0|\lg T)$ и имея в виду (6.31), плотность двумерного распределения величин $\lg N_0$ и $\lg T$ опишем следующим выражением:

$$\lg n(\lg M_0, \lg T) \propto \beta_1 \lg M_0 - \lg T - \frac{1}{\ln 10} \left[\left(\frac{M_0}{\overline{\lambda} \cdot T^a} \right)^{\gamma} \left(\frac{M_0}{\overline{\theta}} \right)^{\alpha} \right], \quad (6.32)$$

где β_1 - постоянный коэффициент. Предпоследний член в (6.32) описывает как падение кривых (6.31) с уменьшением значений 1g T (см. рис. 51), так и отмеченное выполаживание кривых рис. 52, C с ростом значений 1g T = const, а также увеличение наклона каждой из кривых 1g $n(1gM_0|1gT)$ с ростом значений 1g M_0 . Вообще упомянутые наклоны определяются тремя членами в (6.32); вто можно видеть из выражения для частной произволной

$$\frac{\partial [\lg n(\lg M_0^{\cdot}, \lg T)]}{\partial [\lg M_0^{\cdot}]} = \beta_1 - \gamma \left(\frac{M_0^{\cdot}}{\Delta T^{\alpha}}\right)^{\gamma} - \alpha \left(\frac{M^{\cdot}}{\theta}\right)^{\alpha}.$$

Первий и последний из этих членов не зависят от величины переменной T. Выполаживающиеся с уменьшением lg \mathbb{N}_0 кривые lg n(lg \mathbb{N}_0 | lg T) могут оказаться и модальными так же, как и кривые рис. 51; в этом случае ковфрициент β_1 будет положительным. Необходимость введения последнего члена обоснуем ниже; здесь заметим, что он имеет тот же смысл, что и член, определяющий нелинейность графиков повторяемости lg $n(\lg \mathbb{N}_0)$ вида (1.15).

По имекщимся данным в узких диапазонах изменения величин lg \mathbb{N}_0 и lg T невозможно точно определить значения коэффициентов в (6.32). Мы ставим задачу определения только примерных значений коэффициентов, обеспечивающих только приблизительное "полуколичественное" аппроксимирование данных наблюдений, описание принципиальных тенденций и особенностей в наблюденной плотности двумерного распределения повторяемостей. Например, если гово рить конкретно о значении коефициента β_1 , нужно установить его знак (> 0, < 0 или = 0), больше или меньше единицы его модуль и, наконец, оценить его значение с приемлемой точностьк. Практически расчеты по всей совокупности сочетаний значений других коеффициентов повторялись. на первом етапе для пяти различных значений β_1 : -1,2; -0,6; 0; 0,6; 1,2. Оказалось, что значение β_1 = 0,6 лучше других соответствует данным наблюдений, повтому в следующем приближении проверялись значения β_1 = 0,3; 0,45; 0,75; 0,9, затем было просчитано третье приближение.

Вичисление подходящего значения для β, наиболее трудоемко. Вообще же поставленная задаче облегчается наличием "априорной" информации по меньшей мере о четырея коэфициентая - а, а, а, θ : значения *a*, *a* близки к 3; *a*, θ введены как параметры грабика повторяемости вида (1.15), что сужает области их неопределенности (например, для а наиболее вероятно значение, близкое к 0,1). Область поиска значения для коеффициента 4. имеющего смысл некоторого среднего значения переменной величины M//T², корошо определяется по данным наблюдений (см., например, рис. 53. а. б). Расчеты сильно сокращались также тем, что некоторые значения, комбинации значений и тенденции оказалось возможным отбросить как непригодные на начальных этапах. Например. сразу выяснилось. что выражение (6.32) может удовлетворительно описывать данные наблюдений только в случае. если значение у существенно меньше 1 (в нервом приближении для у приняты значения 0,25; 0,50 и 0,75, во втором - 0,18 и 0,32, в третьем - 0.24: 0.26 и 0.28).

В результате мы остановились на следующих значениях козффициентов": $\beta_1 = 0.43 \pm 0.02$; $q = 3 \pm 0.25$; $a = 3 \pm 0.25$;

 $\tilde{\Delta} = 0,25 \pm 0,03; \ \theta' = 0,01$ (or 0,005 go 0,03; $\alpha = 0,10 \pm 0;02$ m $\gamma = 0,26 \pm 0,02$.

На рис. 51 и 52. О представлены кривне, рассчитанные согласно выражению (6.32) при найденных значениях коэффициентов для тех же значений параметров lg $\mathbb{I}_{\mathbb{C}}^*$ = const (рис. 51) и lg T = = const (рис. 52, a), которым соответствуют наблюденные кривые. Моды расчетных кривых $\lg n(\lg T) \lg M_{o})$ соответствуют областям максимумов наблюденных кривых (кривая 2 на рис. 51 в области максимальных наблюденных повторяемостей осложнена большими флуктуациями, но в других случаях это видно хорошо). Левые ветви расчетных кривых рис. 51 падают, как и наблюденные, с уменьшением 1g T. Возможно, что при относительно большой "энергии" 1g M_ = -0,25 наблюденные повторяемости уменьшаются медленнее, слабее расчетных (см. кривые 3 при $\lg T$ = = -(1, 0, -1, 2)), a npm малой "енергии" lg $\mathcal{M}_{0}^{*} = -1, 15 = \text{const}$ сильнее. Последнее, впрочем, наблюдается в области lg T = = -(1.4-1,2), где статистика заведомо искажена из-за потерь слабых короткопериодных землетрясений.

Расчетные кривые lg $n(\lg M_0|\lg T)$ качественно повторяют закономерности, связанные с уменьшением наклонов наблюденных кривых при возрастании параметра lg T и с увеличением наклона каждой кривой при возрастании lg M_0 (см. рис. 52, a, d). Расчетная кривая для lg T = -0.6 пересекается с кривой lg T == -0.9 = const при lg $M_0' = -0.98$. Соответствующие пары наблюденных кривых пересекаются при lg $M_0' = -(0.1 - 0.3)$ и lg $M_0' =$ = -1.3. Расчетные кривые lg T = -0.9 = const и lg T = -1.2 == const пересекаются при lg $M_0' = -1.38$. Соответствующие им наблюденные кривые не пересекаются только из-за ограниченности пизназона значений lg $M_0' = -(1.8-1.9)$.

254 i

Переходя в (6.32) к новым переменным ($M_{\mathbb{C}}^{*}$ и T, а также $\tilde{L}_{\mathbb{C}}^{*}$ и T) [Г.Корн, Т.Корн], получаем:

$$\begin{split} & \lg n(\mathcal{M}_{0}^{*},T) = (\beta_{1}^{-1}) \lg \mathcal{M}_{0}^{*-} (q+1) \lg T - \frac{1}{\ln 10} \left[\left(\frac{\mathcal{M}_{0}^{*}}{\Lambda T^{\alpha}} \right)^{\gamma} + \left(\frac{\mathcal{M}_{0}^{*}}{\theta} \right)^{\alpha} \right], \\ & n(\mathcal{M}_{0}^{*},T) = \mathcal{M}_{0}^{*-\beta} T^{-4} \exp \left[- \left(\frac{\mathcal{M}_{0}}{\Lambda T^{3}} \right)^{\gamma} - \left(\frac{\mathcal{M}_{0}^{*}}{\theta} \right)^{\frac{\gamma}{2}} \right], \\ & n(\mathcal{M}_{0}^{*},\mathcal{V}^{*}) = \mathcal{M}_{0}^{*-\beta} \mathcal{V}^{*-2} \exp \left[- \left(\frac{\mathcal{M}_{0}^{*}}{\Lambda V} \right)^{\gamma} - \left(\frac{\mathcal{M}_{0}^{*}}{\theta} \right)^{\alpha} \right], \end{split}$$

В последних двух выражениях подставлены значения козффициентов q = 3, a = 3 и использовано обозначение $\beta = 1 - \beta_1$.Эти выражения можно преобразовать [Г.Корн, Т.Корн, 1968] в плотности двумерных распределений повторяемостей по величинам сейсмического момента и скачка напряжений $\Delta^* = M_0^* N^*$ и по их логарифмам:

$$n(\mathcal{M}_{O}^{*}, \Delta^{*}) \propto \mathcal{M}_{O}^{*-\beta-1} \exp\left[-\left(\frac{\Delta^{*}}{\Delta}\right)^{\gamma} - \left(\frac{\mathcal{M}_{O}^{*}}{\theta^{*}}\right)^{\alpha}\right], \qquad (6.33)$$

$$\lg n(\lg M_0^*, \lg \Delta^*) \propto -\beta \lg M_0^* + \lg \Delta^* - \frac{1}{\ln 10} \left[\left(\frac{\Delta^*}{\Delta} \right)^{\gamma} + \left(\frac{M_0^*}{\theta^*} \right)^{\alpha} \right]. \quad (6.34)$$

Можно пересчитать их и в плотность двухмерного распределения повторяемостей $n(\lg \Lambda', \lg \mathcal{V}')$. Как и (6.34), запишем последнюю в логарифмическом виде

$$\lg n(\lg \Delta^{\prime}, \lg \nu^{\prime}) \propto (1-\beta) \lg \Delta^{\prime} - \beta \lg \nu^{\prime} - \frac{1}{\ln 10} \left[\left(\frac{\Delta^{\prime}}{\Delta} \right)^{\gamma} + \left(\frac{\Delta^{\prime} \nu^{\prime}}{\theta^{\prime}} \right)^{\alpha} \right]. \quad (6.35)$$



Рис. 54. Зависимости частных производных $d_1 = \partial [lg n_{ik} (lg M_{Oi})]$ $lg \Delta_k)] / \partial lg M_O' в d_2 = \partial [lg n_{jk} (lg V_{j}, lg \Delta_k)]/\partial lg V' от "скач$ $ка напряжений" <math>\Delta = M_O'/V'$ $1 - d_1 = \Delta lg n_{ik}/\Delta lg M_O' при$ $<math>\Delta lg M_O' = -0.5+0.9=0.4$ и среднем значения $lg M_O' = -0.7$ (см. рис. 53, a); 2, 3 - d_2 = $\Delta lg n_{jk} / \Delta lg V'$ (см. рис. 53, d): 2 - при $\Delta lg V' = -1.85 + 2.25 = 0.4$ и $lg V' = -2.05; 3 - при \Delta lg V' = = -2.55 + 3.05 = 0.5 i g V = -2.8$

На рис. 53, С, б в логариймическом виде представлены наблоденные кривые условных плотностей распределений повторяемостей $n(\lg \mathbb{H}_0|\lg \Delta')$ и $n(\lg \mathcal{V}'|\lg \Delta')$. Они получены для постсянных значений 1g A', изменяющихся с шагом 0.3. как зависимости повторяемостей n_{ib} (n_{ib}) , в первом случае в интервалах lg $M_{Ol} \pm 0,2$; lg $\Lambda_k \pm 0,3$, a во втором - lg $T_{i} \pm$ 0,1; 1g 4, ± 0,3. Различия между кривыми рис. 52, а и 53, б в каждой паре, соответствующей тому же значению $\lg \Delta$, пренебрежимо малы. В пределах диапазонов изменения величин 1g \mathcal{M}_{O} 1g \overline{T} , не искаженных потерей слабых и короткопериодных землетрясений, наклон кривых рис. 53, а увеличивается с ростом lg \mathcal{M}_{0} , но не зависит от величины A: при любом значении 1g M_ = const одинаков для каждой кривой. Наклон кривых рис. 53, б зависит не только от переменной lg \mathcal{V} (увеличивается с ее ростом), но и от переменной lg Λ : при любом фиксированном значении lg \mathcal{V} уделичивается с ростом величины 1g Δ , и наоборот.

На рис. 54 представлены зависимости средних значений наклонов кривых рис. 53, a и 53, d в фиксированных интервалах изменения величин 1g μ_0^{*} и 1g \hat{v}^{*} от величины 1g Δ^{*} , являющейся параметром кажлой кривой. Наклон 1d, кривых на рис. 53, a2561 измерялоя в интервале 1g $\mathcal{M}_{0}^{\prime} = -(0,9 - 0,5)$ с граничными SHEVEHUMAN Ig $\mathcal{M}_{01} = -0.9$, ig $\mathcal{M}_{02} = -0.3$ kak $d_1 = \Delta \log n/\Delta \log U_0$, rge $\Delta \lg \aleph_0 = \lg \aleph_{02} - \lg \aleph_{01}$, a $\Delta \lg n = \lg \pi (\lg \aleph_{02})$ lg n(lg Mont). Так же определялись и наклоны [da] кривых рис. 53, б. Здесь в пределах диапазона изменения lg T, в котором статистика не искажена пропусками землетрясений, не оказалось возможным выбрать один интервал, в котором можно былс бы окарактеризовать наклоны всех представленных кривых. Наклоны [d₂] кривых 1, 2 и 3 на рис. 53, б измерены в интервале с граничными значениями 1g $T_1 = -0,98$, 1g $T_2 = -0,85$, наклоны кривых 4-7 - в другом интервале: $\lg T_1 = -0,75$, $\lg T_2 = -0,62$. Наклоны [d,] колеблются около некоторого среднего значения (d, ~ - -1,3), а наклоны |d_| растут с увеличением параметра 1g Å. Из сравнения зависимостей 2 и 3 (рис. 54) можно заключить. что при том же значении 1g Δ° (для той же кривой рис. 53, б) наклон $|d_{\mathcal{P}}|$ KDMBOR lg $n(\lg \mathcal{V}'|\lg \Delta')$ в области малых значений lg \mathcal{V}' (зависимость 3) меньше, чем в области больших значений (зависимость 2).

Рассмотренные наклоны определяются следующыми частными производными величин, описываемых выражениями (6.34) и (6.35) по $\lg M_{\Omega}^{*}$ и $\lg \mathcal{V}^{*}$ соответственно:

$$d_{1} = \frac{\partial [\lg n(\lg M_{0}^{\prime}, \lg \Delta^{\prime})]}{\partial [\lg M_{0}^{\prime}]} = -\left[\beta + \alpha_{1} \left(\frac{M_{0}^{\prime}}{\theta^{\prime}}\right)^{\alpha}\right],$$
$$d_{2} = \frac{\partial [\lg n(\lg \Delta^{\prime}, \lg V^{\prime})]}{\partial [\lg V^{\prime}]} = -\left[\beta + \alpha_{1} \left(\frac{\Delta^{\prime} V^{\prime}}{\theta^{\prime}}\right)^{\alpha}\right],$$

где $\alpha_1 = \alpha \ln 10$ (см. гл. 1). Зависимости наклонов кривых на рис. 53, α , δ от переменных \mathcal{M}_0° и \mathcal{V}° , а также от параметра 1g Δ° (рис. 53, δ) описываются последними членами этих выражений. определяемыми членом $(\mathcal{M}_0^*/6^*)^{\alpha}$ в аналитическом выражении (6.32), подобранном для описания наблюденной плотности двумерного распределения повторяемостей $n(\lg \mathcal{M}_0^*, \lg T)$. Без последнего члена наклоны $|d_1|$ и $|d_2|$ были бы постоящны и разны β .

Выражение для d_1 совпадает с производной (1.17) градиков повторяемости ig $n(\lg \mathbb{M}_0)$ вида (1.15) по переменной ig \mathbb{M}_0 . Найденные численные значения козффициентов α , β , θ' (см. выше) близки к соответствукцим значениям козффициентов в выражении вида (1.15) для семейства графиков повторяемости ig $n(\lg \mathbb{M}_0)$ внутрикоровых землетрясений. Можно видеть также, что (6.33) представляет собой не что иное, как плотность распределения повторяемостей $n(\lg \mathbb{M}_0)$ вида (1.20), домноженную на величину ехр(- Λ'/Λ)⁷. Она может представлять плотность распределения землетрясений по величине скачка напряжений

$$n(\Delta^{\circ}) = \text{const} \cdot \exp\left[-\frac{\Delta^{\circ}}{\Delta}\right]^{\gamma}.$$
 (6.36)

Тогда (6.32) выражается как произведение плотностей одномерных распределений: $n(\mathcal{M}_{O}, \Delta') = n(\mathcal{M}_{O}) \cdot n(\Delta')$, что возможно лишь в том случае, если переменные величины \mathcal{M}_{O} и Δ' (или 1g \mathcal{U}_{C} и 1g Δ') независимы [Т.Корн, Т.Корн, 1968].

Независимость величин сейсмического момента и скачка напряжений в статистике землетрясений. Для проверки гипотезы о независимости величия 1g \mathbb{M}_0 и 1g Λ^* используем непараметрический критерий Спирмена [Г.Корн, Т.Корн, 1968]. Пусть для случайной высорки N пар значений 1g $\mathbb{M}_{0,1}$, 1g Λ_1^* ; 1g $\mathbb{M}_{0,2}$, 1g Λ_2^* ; ... 1g \mathbb{M}_{ON} , 1g Λ_N^* известно только то, что 1g \mathbb{M}_{O1} в порядке усывания величины занимает A_i -е место, а 1g Λ_4^* в порядке усывания величины занимает B_i -е место (i = 1, 2, ...N). Если величины 1g N_0 и 1g Δ' независимы, то статистика (коафрициент ранговой корреляции)

$$R = 1 - \frac{6}{N(N^2 - 1)} \sum_{i=1}^{N} (A_i - B_i)^2$$

распределена асимптотически нормально с центром 0 и дисперсие? 1/(N - 1) при $N \to \infty$. Для любого значения N > 1 гипотеза о независимости отвергается с уровнем значимости, не большим δ , если выполняется условие

$$|\mathbf{R}| > \frac{u_{1-\delta/2}}{\sqrt{N-1}},$$

где $u_{1-\hat{0}/2}$ - квантиль порядка 1-0 стандартизированного нормального распределения.

Проверка гипотезы проведена по данным базового двухмерного массива lg $\mathcal{M}_{O}^{\bullet}$, lg T, по каждой паре значений которого, т.е. для каждого конкретного землетрясения, вичислялось и значение 1g Д. Использованы денные о землетрясениях с 1g $\mathcal{M}_{O}^{*} > -0,7$ и 0,6<1g $\Lambda^{*} \in$ ≤ 2,4. В этих диапазонах искажения статистики из-за "потери" землетрясений практически исключены; например. зависимость lg T(lg M_O) вида (6.7) получается здесь соответствующей условию подобия очагов слабых и сильных землетрясений (см. рис. 46. а: 53, а). Выбранный диапазон содержит данные о 32 землетрясениях. Принято N = 5, т.е. каждое определение величины R - коеффициента ранговой корреляции - проведено по случайной выборке пяти пар значений 1 $K_{0,1}$, 1 $\Delta_{1,2}$ (из имеющихся 32 пар значений). Всего определено 50 случайных значений R. Гистограмма, карактеризующая плотность распределения втих значений. представлена на рис. 55, а. Среднее значение R = -0.075, дисперсия $\sigma_R^2 = 0.130$ $(\sigma_{n} = 0, 36).$

На уровне значимости $\delta = 0,05$ квантиль $U_{1-\delta/2} = 1,96$, повтому, согласно последней формуле, гипотеза о независимости может онть принята на уровне значимости 5%, если $|\mathcal{R}| \leq 0.98$. Это условие выполняется для всех определенных значений $|\mathcal{R}|$ (максимальные из них равны 0.8; см. рис. 55, 0). Поскольку центр выборочного распределения тяготеет к нулевому значеник, гипотеза о независимости величин 1g \mathbb{M}_{C} и 1g Δ° , или сейсмического момента и скачка напряжений в очаге, может быть принята.

Так же проберена гипотеза о независимости величин lg Λ 'я lg T (в диапазонах 0,6 \leq lg $\Lambda' \leq$ 2,4; lg T \geq -1,03). Гистограмма распределения полученных значений R представлена на рис. 55, б. Центр распределения тяготеет к значению не нулевому, а близкому к -1, поэтому гипотеза о независимости величин Λ' и T должна быть отвергнута.

Заключение о независимости величин скачка напояжений и сейсмического момента очага подтверждается грабиками рис. 56. Злесь представлены зависимости между наблюденными плотностями распределений повторяемостей $n(\lg \mathbb{I}_{0})$ и $n(\lg \mathbb{I}_{0}|\lg \Lambda^{\circ})$. Первые соответствуют интервалам 1g И., ± 0,15, вторые определены как n_{12} в двумерных интервалах 1g $\underline{M}_{01} \pm 0,15$, 1g $\Delta_{12} \pm 0,3$ при среднем значении 1g $\Delta_1 = -2,20 = 0$ onst. По определению [Г.Корн, Т.Корн, 1968], если две величины, например 1g H₀ и 1g Å, независими, то плотности распределений повторяемостей $n(\lg I_o)$ и $n(\lg \mathbb{I}_0 | \lg \Delta^*)$ совпадают, также совпадают и плотности $n(\lg \Delta^*)$ и $\pi(\lg \Lambda) \lg H_0$. Мы рассматриваем здесь распределения не вероятностей, а повторяемостей, т.е. ненормированные распределения, поэтому под совпадением нужно понимать равенство с точностью до постоянной, совпадение соответствующих кривых по форме. Повторяемости, представленные на рис. 56, связаны прямой препорциональной зависимостью (c елиничным наклоном В билогарифмическом масштабе), т.е. совпадают.

На рис. 56 представлена также зависимость, для которой



Рис. 55. Гистограммы распределений коэффициента ранговой корреляция с - величины 1g M° и 1g Δ'; б - величины 1g T и 1g Δ'.

Пояснения см. в тексте

Рис. 56. Зависимости между повторяемостями $n_i = n(\lg I_{O_i} \pm 10, 15)$ и $n_{ik} = n(\lg I_{O_i} \pm 0, 15; \lg \Delta_k \pm 0, 30)$ при $\lg \Delta_k = -2, 05 = 0$ = const 1, 2 - повторяемости n_i подсчитаны без дополнительных ограничений (1) и по землетрясеныям со значениями $\lg T$ от -1,2 до -0,6 (2); 3 - линии прямо пропоршиональных зависимостей $n_{ik} \equiv n_i + \text{const.}$ Шифры на графике - повторяемости в области малых значений $\lg M_0$ и $\lg T$ соответотвенно: 1 - -1,8 и -1,33; 2 --1,6 и -1,27; 3 - -1,4 и -1,20

повторяемости $n(\lg M_0)$ определялись не по всем имеющимся данным, а при условии -1,2 < lg T < -0,6, учитивающем ограниченность "полоси пропускания" угловых периодов. Только в области сильных (и длиннопериодных) землетрясений и соответственно малых повторяемостей $n(\lg M_0)$ эти последние несколько занижаются, и представленная зависимость поэтому несколько выполаживается. Повторяемости $n(\lg M_0|\lg \Delta^*)$ соответствуют узгач интервалам изменения 1 f. поэтому пропуски слабых короткоперизаных землетрясений вне пределов "нолосы пропускания" угловых периодов вызывают резкое падение наблюденных оначений n(lf $\mathbf{M}_0|lf$ Δ). При этом повторяемости n(lg $\mathbf{M}_0)$, определяемые в имроких диапазснах изменения 1 f, продолжают еще расти с уменьшением 1 f \mathbf{M}_0 . Согласно графикам рис. 56, короткопериодная граница "нолосы пропускания" использованной регистрирующей системы для землетрясений соответствует значению 1 f f = -1,2 (f \approx \approx 0.06 с. $f \approx 7$ Гц).

Графики повторяемости землетрясений по магнитуде или сейсмической энергии. Найдем теперь выражение для плотности распределения повторяемостей $n(m_2, \Delta')$, а также $n(\lg m_2, \lg \Delta')$, в которых энергетическая характеристика m_2 связана с величинами зейсмического момента и времени T соотношением вида (6.15). Выражая в этом соотношении величину $\lg T$ через $\lg M_0$ и $\lg \Delta'$, учитывая при этом (6.6) и (6.12) при p = 1/3, получаем:

$$\lg H_G = (Wlg m_2 - pylg \Delta' + G)/(1 - py),$$

или, учитывая также соотношения (6.16) между коэфрициентами:

$$\mathbf{I}_{0} = 10 \frac{Gx/w}{\frac{\pi^{x}}{2}}$$

Используя эту функцию, переходим в (6.33) к новой переменной m_2 [Г.Корн, Т.Корн, 1968]:

$$n(m_2, \Lambda^*) \approx A\Lambda^{\frac{\beta+\nu}{m_2}-1-\beta+\nu} e^{\frac{\lambda}{m_2}} \left[-\left(\frac{\Lambda^*}{\Lambda}\right)^{\gamma} - A_1 \left(\frac{m_2}{\theta_m \Lambda^*}\right)^{\alpha_m} \right], \quad (6.37)$$

The A, A_1 - nortosimule $(A = \chi/10^{\beta Gx/w}, A_1 = 10^{Gx/w-C}); \theta_m$ cootheteteyet coothomenum lg $\theta = \chi lg \theta_m + C$, kotopoe ects he

что иное, как (1.16) при lg $m_2 \equiv 1$ и $m = 1_0$ и которое аналогично соотношению (6.14) для "энергий" lg 1_0 и lg m_c .

Любая "энергия" т скачок напряжений А (или величина 4 = $= m_{2}/T^{1/z}$, вычисляемая из (6.13)) - величины возимовависимые. Это легко проверить, выразив 1g T в (6.15) через 1g m. = 1g M. и 1g A' согласно определению (6.6). Плотность распределение повторяемостей $n(\pi_p)$ аналитически (интегрированием по Δ^*) можно получить из (6.37), если в зависимости $\lg \mathbb{M}_0(\lg m_p)$ вида (6.15) У = 0 или если скачок напряжений одинаков для всех землетрясений в статистике: $\Delta^{*} = \widetilde{\Delta}^{*}$ = const. Тогда "енергия" π_{2} зависит только от сейсмического момента (и не зависит от скачка напряжений); тогда зависимость вида (6.15) редуцируется к зависимости вида (6.14), которая в первом случае имеет коэффициент Х. разный W - отношению шагов шкал 1g M_0 и 1g m_2 , а во втором (вместе с зависимостями (6.12), (6.13), (6.29), (0.30) и т.п.) становится уже не корреляционной, а функциональной. В первом случае выражение (6.37) для $n(m_p, \Delta^*)$ совпадает с выражением (6.33) для $n(N_{o}, \Delta')$, в во втором превращается в плотность одномерного распределения повторяемостей

$$n(\bar{m}_2) = m_2^{-1-\beta_m} \exp\left(-\frac{\bar{m}_2}{\theta_m}\right)^{\alpha_m},$$

которая совпадает с выражением для $n(\underline{M}_0)$ вида (1.20), пои замене коэффициентов α и β (в шкале \underline{M}_0) на $\alpha_m = \chi \alpha$ и $\theta_m = \chi_0^2$ (в шкале m_2). Такие замены тождественны соотношениям (1.16), использованным в настоящей работе для пересчета параметров графиков повторяемости из магнитудных шкал в шкалу сейсмического момента.

Таким образом, установлено, что переходные соотноления (1.16) для ковфиниентов α , β и паракатров θ , α , b, вытекатия

из линейных корреляционных зависимостей между шкалами $lg m_2$ и $lg M_0$ вида (1.13), (6.14), или (2.1), (2.4), (3.15), (6.10) и т.п., являются только приблизительными. Значения коеффициентов а, β , количественно определяющие закон повторяемости землетрясений (в частности, внутрикоровых) по сейсмическому моменту, так же, как и значения θ - параметров конкретных графиков $lg n(lg M_0)$ вида (1.15), могут несколько отличаться от полученвых в настоящей работе. Можно надеяться, что эти отличия невелики, однако они имеются. Это можно видеть из сравнения графиков повторяемости, представленных на рис. 45, *a*, из которых один построен по данным непосредственных измерений сейсмического момента, а другой – по той же выборке землетрясений, но пересчетом из шкалы K согласно переходному соотношению (3.15).

SARJIOYEHME

Земле: "ясения можно рассматривать как проявление процесса разрывно-непрерывного (сейсмического) течения горных масс. которое является составной частью тектонического течения, обусловленного также и вязким иля пластическим и катакластическия течением. Макроскопические эффективные параметры сейсмического течения, такие, как среднее напряжение сдвига в массиве горны: пород, средние для него скорость деформации и вязкость при сейсмическом течении, характеризуют условия и процесс современного тектогенеза в целом. Они связаны с такими механическими свойствами горных масс, как прочность, жесткость, вязкость при деформации их под действием нагрузок в течение длительного времени.

О величине и вариациях параметров сейсмического течения можно судить по карактеристикам графиков повторяемости $\lg n (\lg N_0)$ землетрясений по сейсмическому моменту M_0 или вообще по "внергии" m, такой, что логарифм ее $\lg m$ (конкретизируемый кан магнитуда или енергетический класс K) линейно связан с величиной $\lg N_0$. Параметры получаются как эффективные средние для объема среды, много большего очага максимального землетрясения и за время много большего очага максимального землетрясения и за время много большего очага максимального землетрясения магнитуд $\Lambda \lg m$ графики $\lg n(\lg m)$ в первом приближения аппроксимируются линейно. Уровень графика - значение $\lg n$ при фиксированном $\lg m$ - принят в сейсмологической практике как израктеристика сейсмической активности, наклон определяется как b ==- $\Lambda \lg n/\Lambda \lg m$. Эти параметры варытуют в пространстве, от одной сейсмоактивной области к другой. В вариациях можно заметить систему, исследование которой позволило установить для графиков повторяемости второе, нелинейное приближение

$$lg n(lg m) = lg n_0 - \beta(lg m - lg m_1) - \frac{1}{\ln 10} \left(\frac{m}{\theta}\right)^{\alpha}, \quad (1.15)$$

где m_1 - некоторое постоянное значение m; n_0 , β , α - безразмерные коэффициенты (α , β , <1), θ - параметр, имеющий размерность "энергии".

Наблюденные линейные графики $\lg n(\lg m)$ карактеризовались при этом тремя параметрами: средним в диапазсне $\Delta \lg m$ значением. $\lg m$, логарифмом повторяемости $a = \lg n(\lg m)$ землетрясений при $\lg m = \lg m$, и наклоном b:

 $lg n (lg m) = a - b(lg m - \overline{lg m}).$ (1.14)

На первом этапе систе!!а исследована по данным только о внутрикоровых землетрясениях, т.е. в условиях примерного постоянства одного из макроскопических параметров сейсмического течения - вязкости. Эффективная сейсмическая вязкость больших OGEMOE FORHIX MACC ONDEREISETCH (IDM IDOVIX DAEHNX VCJOBKAX) их гетерогенностью, РТ-условиями, в которых они находятся. Эти характеристики варьируют от одного района к другому в пределах. сейсмоактивного слоя земной коры существенно меньше, чем, напоимер, при увеличении глубины (средне- и глубокофокусные землетрясения), колеблются около некоторых средних значений. Путем статистической обработки большого количества графиков повторяемости коровых землетоясений в различных сейсмически активных районах Земли установлено, что величины Ig m, a и b связаны при. своих вариациях уравнением (1.10) - линейным дийференциальным уравнением первого порядка (lg m - аргумент, lg $n(\overline{\lg m})$ - функция, -b - первая производная dlg n/dlg m). Общее решение этого

уравнения представляется выражением (1.15). Графически ето днопараметрическое семейство графиков повторяемости (неллиейных кривых), полностью карактеризуемое значениями α , β , $n_0 = \text{const:}$ величины n_0 и β определяют соответственно уровень и наклон асимптоты 1, $n = \log n_0 - \beta(\lg m - \lg m_1)$, к которой стремятся кривые (1.15) при $m/\theta \to 0$, козффициент α определяет нелинейность семейства, проявляющуюся в области сольших "энергий" ($m/\theta >> 1$). Каждый конкретный график повторяемости из семейства (1.15) полностью характеризуется значением единственного параметра θ , а не тремя, как в линейном приближений (1.14). С ростом "энергии" землетрясений повторяемости их уменьшаются, а наклон графика повторяемости (т.е. наклоны b кусочно-линейных аппроксимаций вида (1.14) при возрастающем $\overline{\lg m}$) увеличивается тем быстрее, чем меньше значение θ .

Для семейства грабиков повторяемости внутрикоровых землетрясений в магнитудном варианте (lg m = M) получено: $\alpha = 0,13 =$ = const, β = 0,55 = const и n_0 = 25 (при lg m_1 = 0±0,25 и нормировании по площади на 1000 км² и по времени на 1 год). Значения lg θ для наблюденных графиков изменяются от 0 до 8. Установлено что параметр в пропорционален "энергии" т_ землетрясения, максимального в той совокупности, которую описывает соответствучший грайик повторяемости. Общее количество 2л землетрясений, генерируемых в единичном объеме среды за единицу времени, и общая "энергия" 2л. виделяющаяся в их очагах, описываются степенными функциями от параметра 0, показатели степени в которых определяются коэффициентом В. Параметр в и "энергия" m_ зависят от сбъема V горных масс, подверженных сейсмическому процессу, - от сейсмогенерирукщего объема. Для совокупностей афтершоков сильных землетрясений эта связь является прямой пропорциональностью. В общем случае, т.е. для "нормальной" сейс-

мичности, величина 7 связана с параметром 6 (и. "энергией" m_m) степенной зависимостью, показатель степени в которой спределяется коэффициентом β (см. ниже).

В условиях другой сейсмической вязкости. стличающейся от средней для земной коры (в верхней мантим, в гипоцентральных областях абтершоков). грабики повторяемости также составляют семейство вила (1.15). но с пругими (постоянными) значениями козоблициентов. На основе обработки результатое модельных экспериментов и данных натурных сейсмологических наблюдений построены и опробованы две модели, в которых по-разному устанавливается связь значений а и в при вариациях их в зависимости от сейсмической вязкости п (или времени релаксации Т), а зависимости между коэффициентами в и получены затем как корреляционные по данным о градиках повторяемости коровых и верхнемантийных землетрясений Камчатки и Паклюо-Гиндукулского района. Полученне результать позволили установить. что величина а не изменяется, не зависит и от сейсищческой вязкости: $\alpha = 0,13 = \text{const}$ в варианте 1gm = №; изменяются только значения n₀ и β – характеристики асимптоты семейства (1.15).

При уменьшении сейсмической вязкости (и т) коеффициенти n_0 и β увеличиваются. В реальности наблюдены значения $\beta < 1$, но в принципе, при $\eta \to 0$, возможны и значения $\beta \ge 1$; при этом $n_0 \to \infty$. Эбщая "энергия" землетрясений и величина сейсмической скорости цеформации при этом стремятся к бесконечности независимо от параметра θ , при любом его значении. Уровень и наклон графиков повторяемости в приближении (1.14) изменяются в зависимости от величини θ все в меньших пределах. При увеличении вязкости ($\eta \to \infty$) коэффициенты n_0 и β уменьшаются, стремясь к пулевым пределам. Пры том же значении θ уровень и наклон графиков вида (1.14) уменьшаются. При любом значении θ повторяемости, общее

количество и общая "энергия" землетрясений и сейсмическая скорость деформации стремятся к нулевым значениям.

Таким образом установлен закон поеторяемости землетрясений, который описывается выражением (1.15) при a = const и корреляционной зависимостью между величинами n_0 и β . Значения θ и β (или n) в кождом случае определяются из параметров Ig \overline{m} , a, b графика вида (1.14), наблюденного в узком дианазоне Alg m.

Связь характеристик α , β , n_0 и θ с макроскопическими параметрами сейсмического течения установлена для случая, когда последнее может быть описано уравнением Максвелла. Формулы, которые определяют величины, характеризующие сейсмическую вязкость (3.12), средние сдвиговые напряжения в сейсмогенерирующем массиве (3.10), как и формулы (3.7), (3.8), (3.11), (3.13), (3.14) соответствуют этому случаю. Сейсмическую скорость деформации $\dot{\epsilon}$ можно оценить по формуле (3.5) из величин общей "энергии" (суммы сейсмических моментом землетрясений ΣM_0) и эффективного значения модуля сдвига, из которых первая определяется согласно соотношениям (1.24) или (1.23) с учетом (2.14), а вторая – из скорости распространения поперечных волн.

Среднее сдвиговое напряжение о и время релаксации т связаны с карактеристиками закона повторяемости ссотношениями (3.7), (3.8), в которые входит и величина объема V горных масс, окваченных сейсмическим процессом. Измерение величины сейсмогенерирующего объема – это специальная задача, которая по имеющимся данным пока не решена, поэтому из соотношений (3.7), (3.8) и (3.10), (3.12) можно оценивать не собственно среднее напряжение и время релаксации, а только их характеризующие величины. В общем случае величины V, о и т взаимозависимы; их можно связать соотношением (3.9) на котором основаны, в частности, и формулы (3.10), (3.12). С росточ действующих в среде напряжений убели-

чивается и эхваченный сейсмическим процессом ее объем: зависимость эта тем более сильна. Чем меньше эффективная вязкость время релажсании) среды по отношению к разрывно-непрерывному сейсмическому теченик. т.е. чем больше короймниент в в (3.9). Коэффициент & в этом поотношении и в формулах (3.10). (3.12) спределяется характером взаимной зависимости величин Т и С. Если время релаксации не зависит от напряжения. то 2 = 0. если же ета величина с достом напояжения увеличивается или уменьцается. то соответственно 22 < 0 или 22 > 0. В первом случае (при 22= =-в) величина параметра в определяется только средним напряжением. а объем V от напряжения не зависит: во втором – при (z ==1 - в) параметр в определяется только величиной V. а от напояжения не зависит. Последний случай. по-видимому, реализуется в айтершсковых процессах: напряжение. среднее для гипоцентральной области афтершоков, не изменяется систематически с изменением ее объема V (или силы главного землетрясения), а параметр Ө графика повторяемости афтершоков изменяется пропоршионально величине V.

Таким образом, величина θ – в сущности параметр не только графика повторяемости в форме (1.15), но и сейсмического течения горных масс; она зависит как от размера сейсмогенерирующего объема, так и от среднего действующего в нем напряжения и определяет масштаб сейсмического процесса (энергию максимального землетрясения, общую внергию землетрясений).

Параметри графиков $\lg n(\lg M_O)$, которие в настоящей работе интерпретировались в термичах процесса сейсмического гечения, получены путем пересчета из соответствующих характеристик наблюденных графиков $\lg n(\lg m)$ повторяемости землетрясений по маннитуде или по внергетическому классу. Для пересчета использовались выпирические зависимости $\lg M_O(\lg m)$. Они представля-

ктея кусочно-линейными. Это корреляционные зависимости. Функционально "энергия" не может быть определена только черес сейсмический момент, это функция, по меньшей мере, двух переменных. Второй переменной в терминах сейсмического излучения может быть продолжител лость очагового импульса, или угловой период спектра *T*, а в очаговых терминах – размер очага (объем \mathcal{V} , средний скачок напряжений $\Delta 0$ и т.п. Зависимости $M_0(m,T)$, $M_0(m,\Delta\sigma)$ исследованы по данным о "ИСС-спектрах местных землетрялений. Гармского района и о более сильных (M > 4) землетрясениях Средней Азии. Установлена их связь с корреляционными зависимостями $T(M_0)$, T(m), $M_0(\Delta\sigma)$, $M_0(m)$, которые таким образом также оказываются взаимосвязанными. Для слабых (K < 11) землетрясений установлены конкретные соотношения между шкалой 1g M_0 и шкалами магнитуд, энергетического класса, сейсмической өнергии.

Исследованы двумерные распределения повторяемостей слабых землетрясений Гармского района по параметрам M_{O} , T и K, lg T. Плотности распределени: аппроксимированы аналитическими выражениями. Из них вычислены плотности двумерных распределений $n(M_{O}, \Delta \sigma)$, $n(K, \lg \Delta \sigma)$, вообще – $n(m, \Delta \sigma)$ и $n(\lg m, \lg \Delta \sigma)$. Установлено, что величины сейсмического момента и скачка напряжений в статистике землетрясений независимы. Повтому аналитическое вырэжение для плотности двумерного распределения повторяемостей величин сейсмического момента и скачка напряжений $n(M_{O}, \Delta \sigma)$ получается равным произведению плотностей $n(M_{O})$, $n(\Delta \sigma)$ сдномерных распределений этих величин. Первые описывают графики повторяемости lg $n(\lg M_{O})$, вторые представляют собой обратные экспсненциальные функции $n(\Delta \sigma) = A/\exp(\Delta \sigma/B)^{\gamma}$, где A, B = const, $\gamma \simeq 0.25$.

Сейсмологические наблюдения в области относительно больших "энергий" (И>5) позволяют говорить о подобыи очагов слабых и

силеных землетрясений (см. гл. 2). В частности, подобие выража-ЭТСЯ В ТОМ. ЧТО БЕЛИЧИНА СКАЧКА НАПОЯЖЕНИЙ НЕ ЗАБИСИТ СИСТЕМАтически от сейсмического момента очага. В области относительно малых "энергий" наблюдается систематическое уменьшение скачка напряженый с уменьшением сейсмического момента; при этом изме-HARTCA N KAPAKTEP SABNCHMOCTER ig $T(\lg H_{a})$, ig $T(\lg m)$ m lg K_(lg m): они выполаживаются, претерпевают излом. При исследовании различных зависимостей ${\it k}_{\odot}(m,T)$ или ${\it k}_{\odot}(m,{\cal V})$ (между очаговыми параметрами и "энергиями"), а также плотностей двумерных распределений. установлено. что полобие очагов слабих и сильных землетрясений сохраняется и в области малых "внергий". Кажушиеся наришения подобия в этой области обусловлены ограниченностых регистрирукших систем, объясняются искажением статистик за счет потерь слабых короткопериодных землетрясений. Таким образом, переходные соотношения 1 $M_{\odot}(1g \ m)$ линейны во всем диапазоне "энергий"; графики повторяемости 1g n(1g M_) могут описываться выражениями того же вида (1.15), что и наблюденные графики le $\pi(\lg m)$.

Опнако в получаемые при пересчете значения коэффициентов α , \hat{c} , а а следовательно, и параметров θ графикое повторяемости $\lg n(\lg M_0)$ могут вноситься некоторые погрешности. Это можно емлеть из сравнения графика $\lg n(\lg M_0)$, полученного по непосредотвенным измерениям сейсмического момента,с графиком $\lg n(\bar{K})$, построенным по той же выборке землетрясений (см. рис. 45, a). Величины a, β , n_0 , θ , из которых определяются конкретные значения макроскопических параметров сейсмического течения, могут содержать еще и погрешности из-за возможной неточности зависимости (3.23) между коэффициентами β и n_0 , полученной как коррелящионная по небольшой статистике. При расчете значений напряжения и сейсмической вязкости не учитывалась возможная зависимость их от величины V сейсмогенерирующего объема. Кроме того, оценки значений напряжения и вязкости по любым косвенным данным, не только сейсмологическим, сильно зависят от того, насколько хорошо соответствуют реальной среде заложенные в схему расчета представления и предположения о ее свойствах.

С учетом сказанного, представленные в работе данные с пространственных вариациях (по латерали и по глубине) макросконических параметров сейсмического течения в Камчатской и Памиро-Гиндукушской сейсмоактивных областях нельзя рассматривать как строго количественные. Можно считать установленными тенденции в вариациях того или иного параметра: больше его значение или меньше, увеличивается оно или уменьшается. Можно сравнивать размахи, амплитуды вариаций того или иного параметра в разных районах; можно, с некоторыми оговорками, сравнивать амплитуды вариаций различных параметров в том же районе.

Представленные результаты согласуются с полученными другими геофизическими методами данными и дополняют их. В соответствующих разделах глав 4 и 5 мы подробно обсуждали их в понятиях прочности, жесткости горных масс, температуры, гидростатического давления. Кратко остановимся на главных отличнях в распределениях по глубине макросейсмических параметров сейсмического течения в районах Камчатки и Памиро-Гиндукущском, а также на некоторых из главных особенностей, являющихся при совместном рассмотрении пространственных вариаций этих параметров (представленных на рис. 33, 34, 36, 37, 41, 42).

В районе Камчатки сейсмическое течение наиболее интенсивно в земной коре и в кровле верхней мантии, с увеличением глубины оно затухает в общем экспоненциально. Такой же характер имеет зависимость от глубины эффективного напряжения. В верхней мантий Памиро-Гиндукушского района сейсмическая скорость деформа-

ции не ниже, чем в земной коре, и с ростом глубины (до 220-230 км) систематически не уменьшается. Это может объясняться различием распределений внешних сил. действующих на сейсмогене-DEDVOLVE CTORKTYDY. HALDOWYD HOI KOHTENHEHT (B DAÑCHE KAMYATKE). E HA BHVTDIKOHTUHEHTAJAHVID CEÜCMOFEHEDINDVIDIVID CTDVKTVDV B ПАМИро-Гиндукушском районе. По существующим представлениям. в первом случае имеет место сублукция океанической плити, во втором скучивание при коллизии континентальных литосферных плит. Различен в сравниваемых районах и характер изменения с ростом глубины сейсмической вязкости. В первом из них она возрастает (в облем экспоненциально) и в целом зыше, чем в земной коре. В верхней мантии второго района сейсмическая вязкость ниже (не выше), чем в земной коре. и с ростом глубины систематически не изменяется. Это может объясняться различием в распределениях по глубине температусы. Тектоническое течение в Камчатском районе с ростом глубины все больше осуществляется за счет непрерывной его части, а в Памито-Гиничкушском в основном за счет разрывнонепрерывной (сейсмической).

В вариациях величин È, C, T доминирует тенденция однонаправленности: совместного их увеличения или уменьшения (в блоках, определяемых независимыми методами соответственно как прочные и жесткие или как астенические). Размах вариаций сейсмической вязкости, по-видимому, меньше, чем напряжения. При той же внешней силе, приложенной к неоднородному массиву, напряжения концентрируются в жестьих и прочных (большая вязкость) его частях. Тектоническое течение осуществляется здесь преимущественно, как разрывно-непрерыеное (сейсмическое) и может быть относительно слабым. В наибольшей степени подвержены тектоническому течению астенические части массива, области пониженных

Ваются (см. рис. 34). Здесь оно осуществляется предмущественно, как сплошное; сейсмическое течение здесь слабее, чем в жестких и прочных блоках. Вообще, при прочих равных условилх тектоническое течение представляется свсей разрывно-непрерывной (сейсмической) частью тем в большей мере, чем больше жесткость, сейсмическая вязкость среды, и наоборот. В свою очередь, сейсмическая вязкость, по-видимому, зависит от режима внешчего воздействия – растет с увеличением внешней силы, и наоборот.

Постоянство внешней силы - это, конечно, идеализация, которая соответствует реальности только в той или иной мере. Хорошо выявляется примерное постоянство внешней силы, действуюцей на глубинах от 130-140 до 220 км в Южно-Памирской ветви Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области (см. рис. 42): при постоянстве сейсмической скорости деформации напряжение и сейсмическая вязкость широко варьируют "в фазе".

Вместе с рассмотренной доминирующей проявляются и другие тенденции. В окрестностях подошвы земной коры в блоке материкового склона Камчатки (см. рис. 36) сильно повышены напряжение и сейсмическая вязкость, но так же сильно понижена скорость сейсмического течения. Выше и юго-западнее, в кровле консолидированной коры, наоборот, напряжение и сейсмическая вязкость понижены при повышенной скорости сейсмического течения.

Приведенные примеры иллюстрируют, кстати, недостаточность оценки уровня действующих в среде напряжений только по величине сейсмической активности (или только по величине b наклона линейного графика повторяемости). В первом примере сейсмическая активность аномально понижена (см. рис. 35, 0), а напряжение аномально высоко (см. рис. 36, 0), во втором – сейсмическая активность близка к средней для разреза, а нагряжение минимально. Ниже по разрезу (см. рис. 35) сейсмическая активность воз-

раствет до максимальных значений, а напряжение - лишь до сродних. Также максимально высока сейсмическая активность на глубиная 120-150 км в Южно-Памирской ветви (см. рис. 39, б), гле напряжение (и сейсмическая вазкость) минимально (см. рис. 42).

Наблыдаются также случан, когда напряжение и сейсмическая Бязкость изменяются в разные стороны. На глубинах от 180 до 200 км в Гиндукушской ветви Памиро-Гиндукушской области градиент сейсмической вязкости отрицателен, а градиент напряжения положителен, как и сейсмической скорости деформации (см. рис. 41). Максимум скорости деформации и сейсмической активности, приуроченный здесь к глубинам 200-220 км (см. рис. 39, а), обусловлен главным образом пониженной сейсмической вязкостью. Наконец, наглубине около 40 км в районе Камчатки от области максимальных направлений около подошем земной коры (см. рис. 36, б; 37, с) в направлении к скезну или вниз градиент напряжения отрицателен, как и градиенты скорости деформации (см. рис. 36, а) и сейсмической активности (см. рис. 35, а), а градиент сейсмической вязкисти положителен (см. рис. 36, 6; 37, б).

ЛИТЕРАТУРА

Авельянова В.Н. Летальная карактеристика сейсмических очагов
Пальнего Востока, М.: Наука, 1968, 180 с.
Арельянова В Н Глибинная сейсмотектоника остоовных лит К
Hours 1075 210 A
$M_{\rm M}$ Maximum operation // (permates N + Mm 1085 (200-255)
And n. measure operation $V = 0$ and $V = 0$
AHAROHOB D.E., IMBUBADOBA H.D., UMABAHA M.D. IDEAMEDHOE HOME
CRODUCTEN WORAJEHON JOHN RAMATRAY/ MATEMATRAECKNE HEOOJIEME
геоцизики. 19/4. Bhil. 5, 4. 1. 0. 92-11/.
Арецьев С.С., Бостриков Г.А., Кузнецова К.И. И др. сеисмограммк
и спектры (афтершоков)// дагестанское землетрясение 14 мая
1964 r. M.: Hayka, 1980. C. 116-138.
Балестя С.Т. Земная кора и магматические очаги областей совре-
менного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
Бат М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 1980. 535 с.
Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А. и др. Строение
литосферы по профилю глубинного сейсмического зонлирования
Тянь-Шань - Памир - Каракорум - Гималаи// Сов. геология.
1979. N 1. C. 11-28.
Благовещенская К.Э. Направленность излучения продольных болн из
очага тектонического землетрясения// Изв. АН СССР. Физика
3emme. 1979. N 8. C. 45-53.
Боллирев С.А. Спектом упругих волн от слабых землетоясений и
оценка поглошения пол Камчаткой//Сейсмичность и сейсмический
ПООГНОЗ. СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ СВЯЗЬ С БУЛКАНИЗМОМ НЕ
Камчатке, Новосибирск: Наука, 1974. С. 200-213.
Воллярев С.А. О некоторых свойствах фокальной зоны// Тр.
СатНИИ. Влаливосток. 1976. Вып. 39. С. 110-119.
Бина В.И. Веленская Н А. Гзовский М.В. Метолические основи
OGRODHOTO CREMENTO DATOHITORAHUE (HA IDINIADA (DA TURIA
1000000000000000000000000000000000000
r = 26 - 61
Dyne D.n. npoulend npornosa meera a Bremena cambaoro
SEMJETPACERIA B WARD TARBURABCKON SORE// WARNECKNE OCHOBA
ния поисков методов землетрясении. м.: наука, 1970. С. 64-65.
Бутовская Е.м., кузнецсва к.и. Зависимость, графиков повторяе-
мости землетрясении от глуоины счага и ее возможное истолко-
вание// изв. Ан СССР. ФИЗИКА Земли. 19/1. N 2/. С. 11-23.
ванек п.м. стандартизация шкалы магнитуд// Там же. Сер. геофиз.
1902. N 2. C. 11-22.

Ванек Й., Гануш В. Конвергентные окраины литосферных плит:

вулканизм и сейсмичность// Будущее геологической науки. М.: Наука. 1985. С. 98-112.

- Винник Л.П. Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 107 с.
- Винник Л.П., Лукк А.А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N 1. C. 9-22.

Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964. 83 с.

Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Сейсмический режим при разрушении образцов из неоднородных материалов. Душаное: Дониш, 1975. 115 с.

Востриков Г.А. Распределение повторяемостей размеров разрывов, вызывающих землетрясения и некоторые следствия// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. N 12. C. 32-47.

Востриков Г.А. Определение сейсмического момента местных землетрясений по характеристикам коди// Там же. 1975. N 11. C.33-45.

Востриков Г.А. Изучение очага местного землетрясения по амплитудам коды и регулярных волн// Там же. 1978а. N 7. C. 32-43.

Востриков Г.А. Письмо в редакцию// Там же. 19786. N 11. C. 111.

Востриков Г.А. Экспериментальное исследование законов распределения повторяемости магнитуд и сейсмических моментов очагов землетрясений// Там же. 1980. N 12. C.15-29.

Востриков Г.А. К методике неотектонических и геодинамических исследований (использование графиков повторяемости землетрясений при изучении геодинамики сейсмоактивных районов)// Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988а. С. 5-66.

Востриков Г.А. Глубинное строение района и геодинамические характеристики Курило-Камчатской фокальной зоны// Тэм же. 19886. С. 116-135.

Востриков Г.А. Неоднородность процесса сейсмического течения в Памиро-Гиндукулской гипоцентральной области промежуточных землетрясений// Там же. 1988в. С. 219-233.

Гайский В.Н., Каток А.П. Некоторые вопросы, связанные с изучением сейсмического режима на примере землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны// Тр.ТИССС АН ТаджССР. Душанбе, 1960. Т. 7. С. 43-56.

Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.

Гуревич Г.И., Нерсесов И.Л., Кузнецов К.К. О законе повторяемости землетрясений как следствии закономерностей деформации и дробления// Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, N 6. С. 1163-1166.

Гусев А.А., Шумилина Л.С. Геометрия сейсмоактивного объема коры и мантии в районе Камчатки и Командорских островов// Иссле-

дования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 194-200. Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность Земли. М.: Мир,1948. 200 с. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г./ Под ред. Л.Ш.Килимника. Н.В.Шебалина. М.: Наука. 1980. 219 с.

- Журков С.Н. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел// Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 36-44.
- Заварицкі А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. N 2. C. 3-12.
- Сапольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин Б.И. Физические основы магнитудной классификации землетрясений// Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР. 1974. Т. 1. С. 79-132.
- Землетрясения в СССР. Ежегодник, 1962-1979 гг. М.: Наука, 1964-1983.
- Зобин В.М., Иванова Е.И., Чиркова В.Н. Очаговые параметры землетрясений Камчатки и Командорских островов// Вулканология и сейсмология. 1984. N 2. C. 83-103.
- Йосии Т. Строение коры и верхней мантии под Тихим океаном, Японскими островами и Японским морем// Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азистского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 7-13.
- Каган Я.Я. Исследование энергии сейсмоакустических импульсов, возникающих при разрушении угольного пласта// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. N 2. C. 37-46.
- Каган Я.Я. О вероятностном описании сейсмического режима// Там же. 1973. N 4. C. 10-23.
- Карник В. Сопоставление сеїсмической активности сейсмичных зон Европы// Там же. 1969. N 7. С. 9-23.
- Кейлис-Борок В.И., Малиновская Л.Н. Об одной закономерности в возникновении сильных землетрясений// Сейсмические методы исследования. М.: Наука, 1966. С. 88-97.
- Колмогоров А.Н. О логарифмически-нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении// Докл. АН СССР. 1941. Т. 31, N 2. C. 123-125.
- Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М.: Наука, 1968.720 с.
- Кондорская Н.В., Постоленко Г.А. Анализ наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатской области// Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. N 10. С. 1448-1454.
- Костров Б.С. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Кузин И.П. Скорости волн Р и S в верхней мантии Камчатки// Изь. АН СССР. Физика Земли. 1973. N 2. C. 3-16.
- Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.

Кузнецова К.И. Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М.: Наука, 1969. 88 с.

Кузнецова К.И. Схема распространения трещин в неоднородной среде и стэтистическая модель сейсмического редима// Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 114-127.

Кузнецова К.И. Сейсмичность как стохастический процесс с физическими параметрами// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N 12.

Кузнецова К.И., Муралиев А.М. О связи между распределением числа землетрясений по энергии и напряженно-деформированным состоянием горных масс// Там же. 1987. N 11. C. 24-33.

Лукк А.А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир р.Лена// Сов. геология. 1966. N 2. С. 106-117.

Лукк А.А. Затухание сейсмических волн в очаговой зоне глубоких Памиро-Гиндукушских землетрясений// Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971а. С. 87-96.

Лукк А.А. Сейсмичность бассейна реки Плидж и нелинейные формы. графика повторяемости// Там же. 1971б.

Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения// Землетрясения в СССР в 1966 г. М.: Наука, 1970. С. 118-136.

Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира// Геотектоника. 1975. N 5. C. 73-81.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 178 с.

Мамадалиев D.A. Изучение параметров сейсмического режима Душанбинско-Вахиского района Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 285 с.

Мартинов В.Г., Молнар П., Раутиан Т.Г. и др. Предварительние результаты исследования спектров землетрясений Гармского района в свете проблемы прогноза сильных землетрясений.// Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1976. Т. 1, кн. 1. С. 96-139.

Матвеева Н.И., Лукк А.А. Оценка точности построения годографов Памиро-Гиндукушской зоны и машинный поиск скоростного разреза верхней мантии// Изв. АН СССР. Физика Земли.1968. N 8.

Методы детального изучения сейсмичности/Под ред. Ю.В.Ризниченко/ М., 1960. 327 с. (Тр. ИФЗ АН СССР; N 9 (176).)

Методы прогноза землетряссний. М.: недра, 1984. 312 с.

Молнар П., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Спектральный состав Памиро-Гиндукушских землетрясений: свидетельство существования высокодобротной зоны в верхней мантии// Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1576. Т. 1, кн. 1. С. 140-158.

Молнар П., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Влияние пути распространения волн и места регистрации на ЧИСС-спектры местных 290 землетрясений Гармского района// Там же. С. 159-173.

Николаев А.В., Санина И.А. Метод и результать сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира// Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. N 1. C. 69-72.

- Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. Послесловие// Райс Дж. Механика очага зещлетрясения. М.: Мир. 1°2. С. 133-215.
- Оскорбин Л.С. Монеронское землетьлсение 5(6).11.1971// Землетрясения в СССР в 1971 г. М.: Наука, 1975. С. 203-213.
- Петров В.А. К теории закона повторяемости семлетрясений// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. N 8. C. 92-94.
- Пономарев В.С., Тейтельбауы: D.М., Третьякова Н.В. Оссбенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений// Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 169-184.
- Пшенников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 79 с.
- Райал А., Дуглас Б.М., Мелон С.Д. и др. Использование микроземлетрясений для определения механизма разрыва, напряжений и других хэрактеристик очага в Неваде// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. N 12. С. 12-24.

Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Шир, 1982. 217 с.

- Рибо Г. Оптическая пирометрия. М.; Л.: Гос. технико-теоретич. изд. (ИТТЛ), 1934. 455 с.
- Ризниченко D.B. Метол суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности// Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964а. N 7. C. 3-15.
- Ризниченко D.B. О связи максимальных возможных землетрясений с сейсмической активностьь// Докл. АН СССР. 19646. N 7. C.969-977.
- Ризниченко D.B. Сейсмический режим// Динамика земной коры. М.: Наука, 1965а. С. 5-8.
- Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс// Там же. 19656. С. 56-63.
- Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. N 5. C. 3-19.
- Ризниченко Ю.Б. Проблема величины землетрясения// Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М., 1974. Т. 1. С. 43-70.
- Ризниченко Ю.В. Протяженный очаг и сейсмическое течение горных масс// Исследования по физике землетрясерий. М.: Наука, 1976а. С. 232-262.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент// Там же. 19766. С. 9-27.
- Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М. Развитие энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. N 12. C. 35-41.

Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 283 с.

Ритман Т. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1965. 283 с.

Сайкс Л. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг// Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 303-392.

Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 576 с.

Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой// Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосиоирск: Наука, 1974. С. 188-200.

Соловьев С.Л., Полякова Т.П. Оценка максимального возможного землетрясения при произвольном наклоне графиков повторяемости землетрясений// Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, N 3. C. 561-566.

Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полизстеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным// Там же. 1967. Т. 176. N 8. 2. 571-574.

- Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. Об ансмальном наклонном слое, прилеганцем к фокальной зоне с тихоокеанской стороны// Тр. СахНИИ. Владивосток, 1975. Бып. 30. С. 87-99.
- Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей// Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67-77.
- Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С.Гнибиденко, Т.Г.Быкова, О.В.Веселов и др. М.: Наука, 1980. 180 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов/ В.И.Макаров, В.Г.Трифонов, В.К.Шукин и др. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Токарев П.И. О глубинной фокальной поверяности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне// Бюл. вулканол. станции АН СССР. 1958. N 27. C. 66-81.
- Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. N 3. С. 15-30.

Токарев П.И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом// Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства вериней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 166-176.

Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И. и др. Тектснические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 5. C. 3-16.

Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А. Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов// Четвертичная геология и геоморфология: 27-я сес.

282 ...

МГК: Докл. Т. З. М.:Наука, 1984. С. 105-117.

- Фарберог А.И. Магматические очаги зулканов восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука. 1974. 88 с.
- Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной части Японии// Тр. ИФЗ АН СССР. М., 1965. Вып. 10, N 36 (203). С. 66-93.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе// Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 49-76.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 210 с.
- Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. N 2. C. 8-31.
- Халтурин В.И. Соотношения между магнитудными определениями, ожидаемые и наблюденные // Магнитуда и энергетическая классибикация землетрясений. М.: Наука, 1974. Т. 1. С. 145-153.
- Хамада К. Аномалии времен пробега продольных сейсмических волн и строение верхней мантии в Японии// Результаты геобизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 40-55.
- Хамрабаев И.Х. и др. Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм -Калай-Хумб - Хорог - Ишкашим// Узб. геол. журн. 1980. N 5. С. 47-51.
- Челидзе Т.Л. Перколяционная модель разрушения твердых тел и прогноз землетрясений// Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, N 1. С. 51-59.
- Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
- Шенкова З., Карник Б. Статистический анализ землетрясений Европи// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 10. С. 68-73.
- Экспериментальные исследования сейсмической коды/ Т.Г.Раутиан, В.И.Халтурин, М.А.Закиров и др. М.: Наука, 1981. 142 с.
- Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Pt. 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-station drop from G-waves spektrum// Bull.Earthg.Res. Inst. Tokyo Univ. 1966. Vol. 44, N 1. P. 73-88.
- Aki K. Scaling law of the seismic spectrum// J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 4. P. 1217-1231.
- Aki K. Earthquake mechanism// The upper mantle developments in geotectonics. Amsterdam; London; New-York, 1972. N 4. P. 423-446.
- Allen J.R. Relationship between seismicity and geologic structure in the Southern California region // Bull. Seism. Soc. Amer. 1965. Vol. 55, N 4. P. 753-797.
- Bakun W.H., Bufe C.C., Stewart R.M. Body-wave spectra of Central California earthquakes// Ibid. 1976. Vol. 66, N 2. P. 363-384.
- Bath H., Duda S.I. Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities// Ann. geofis. 1964. Vol. 17, N 3. P. 353-368.
- Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure. Additional evidence from seismology// Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 5. P. 1121-1130.
- Bolt B.A., Miller R.D. Seismicity of Northern and Central California, 1965-1969// Bull.Seism.Soc. Amer. 1971. Vol.61, N 6. P. 1831-1847.
- Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes// J.Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 26. P. 4997-5009.
- Brune J.N. Corrections// J.Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 20. P. 5002.
- Brune J.N., Allen C.A. Low-stress-drop, low-magnitude earthquake with surface faulting: The Imperial, California, earthquake of March 4, 1966 // Bull. Seism. Soc. Amer. 1967. Vol. 57, N 3. P. 501-514.
- Chen W.-P., Molnar P. Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia// J.Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 20. P. 2945-2969.
- Chinnery M. Earthquake magnitude and source parameters// Bull. Seism. Soc. Amer. 1969. Vol. 59, N 5. P. 1969-1982.
- Chinnery M.A., North R.G. The frequency of very large earthquakes// Science. 1975. Vol. 190, N 4220. P. 1197-1198.
- Chouet B., Aki K., Tsujiura M. Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra// Bull. Seism. Soc. Amer. 1978. Vol. 68, N 1. P. 49-79.
- Chouhan R.K.S. On the frequency-magnitude relation log N = a-bM // Pure Appl. Geophys. 1970. Vol. 81, N 4. P. 119-123.
- Chouhan R.K.S., Singh C.L., Singh R.D. A new measure of seismicity// Pure Appl. Geophys. 1968. Vol. 70. P. 47-60.
- Cosentino P., Lusio D. The seismic statistical parameters in the world-wide seismic regions in the hypothesis of a Laximum possible magnitude// Proceedings of the XV General assembly of the European seismological commission. Krakow, 22-28 Sept. 1976. Pt. II. Warszawa; Lodz, 1977. P. 211-220.

Evernden J.F. Study of regional seismicity and associated problems// Bull.Seism.Soc. Amer. 1970. Vol. 60, N 2. P. 393-422. Geller R.J. Scaling relation for earthquake source parameters

and magnitudes// Bull.Seism.Soc. Amer. 1976. Vol. 66. N 5. P.1501-1523.

- Gibowicz S.J. Stress drop and aftershocks// Ibid. 1973. Vol. 63. N 4. P. 1433-1446.
- Gibowicz S.J. Seismic moment. source size and fracture energy of shallow earthquakes // Acta Geophys. Polonica. 1977. Vol. 25. N ?. P. 119-133.
- Goto K. On the Relation between the distribution of aftershocks and the magnitude // J. Seism. Soc. Japan. 1962. Vol. 15. N 2. P. 116-121
- Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the Earth. Princeton Press. 1954. 230 D.
- Gutenberg B., Richter C.F. Magnitude and energy of earthguakes// Ann. Geophys.1956. Vol. 9, N 1. P. 1-15.
- Hileman J.A. Seismicity of the Southern California region 1 January 1932 to 31 December 1972, Laboratory Calif. Inst. Technology. Pasadena, 1973.
- lida K. Earthquake fault and source dimensions// J. Earth. Soi., Nagova Univ. 1965, Vol. 13, N 1, P. 115-132.
- Ishida M. Seismicity and travel-time anomaly in and around Japan// Bull. Earth. Inst. Res. Tokyo Univ. 1970. Vol. 45. P. 1023-1051.
- Kagan J.J., Knopoff L. Dependence of seismicity on depth// Bull. Seism. Soc. Amer. 1980. Vol. 70, N 5. P. 1811-1822.
- Kanamori H. Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan// Ann.Rev.Planet. Sci. 1973. Vol. 1. P. 213-239.
- Kanamori H., Anderson D.L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology// Bull. Seism. Soc. Amer. 1975. Vol. 65. N 5. P. 1073-1095.
- Kanamori H. The energy release in great eathquakes // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 2981-2987.
- Karnik V. Seismicity of the European area. Pt. 2. Acad. Praha. 1965. 360 p.
- Kebeasy R. V. On the anomaly of tavel-time of P-waves observed at Japanese stations. Pt. 1// Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ. 1969. Vol. 47. P. 467-486.
- King C., Knopoff L. Stress drop in earthquakes // Bull. Seism. Soc. Amer. 1968. Vol. 58. P. 249-257.
- Kojanagi R.V., Krivov H.L., Okamura A.T. The 1962 Kaoiki, Hawaii, earthquake and its aftershocks// Ibid.1966. Vol. 56. N 6. P. 1317-1335.
- McEvilly T.V. The Earthquake sequence of November. 1964 near Corralitos, California// Ibid. Vol. 56, N 3. P. 755-773.
- McEvilly T.V., Casaday K.B. The Earthquake sequence of September, 1965 near Antioch, California // Ibid. 1967. Vol. 57. N 1. P. 113-124.

- Mogi K. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompaning fractures of various materials and some related problems in earthquikes (2-nd paper)// Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ. 1962a. Vol. 40, N 4. P. 831-853.
- Mogi K. On the time Distribution of aftershocks accompaning the recent major earthquakes in and near Japan// Ibid. 1962b. Vol. 40, N 1. P. 107-124.
- Mogi K. Development of aftershook areas of great earthquakes// Ibid. 1968. Vol. 46, N 2. P. 175-203.
- Molnar P., Wyss M. Moments, source dimensions and stress drops of shallow-focus earthquakes in the Tonga-Kermadec Arc// Phys.Earth. Planet. Interiors. 1972. Vol. 6. N 3. P. 263-278.
- Neunhofer H. Non-linear energy-frequency curves in statistics of earthquakes// Pure Appl.Geophys. 1959a. Vol. 72. P. 76-83.
- Neunhofer H. Verglichende betachtung der energic hantigkeitsvertlungen von erdbeben und gebirgsslangen// Verott. Just Geodinam. Jena. 1969b. N 13. P. 58-65.
- Niclova D., Karnik V. Delineation of earthquake, zone in the Balkan region// Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geography, ser. de Geophys. 1969. Vol. 13, N 2. P. 183-188.
- NikolaevA.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A. Structure and evolution of the Pamir-HinduKush region lithosphere// Physics of the Earth and planetary interior. 1985. Vol. 41. P. 199-203.
- Noguchi S., Okada H. Anomalous seismic wave transmission and the upper mantle structure in and around Hokkaido and its tectonic implication. Sapporo, 1976. P. 28-43.
- Noguchu S., Kasahara J. Ocean-bottom seismograph study of the western margin of the Pacific// Geophys.Magaz., 1976. P. 155-167.
- Oliver J., Isaoks B. Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle and the lithosphere// J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 16. P. 4259-4275.
- Pfluk J.H., Steppe J.A. Magnitude-frequency statistics of small earthquakes from San-Francisco bay to Parkfield// Proceeding of the conference of tectonic problems of the San-Andreas fault system. Stanford Univ. Stanford, 1973. Vol.XIII. P.13-23.
- Prochazkova D. The most suitable method of calculating the parameters of the magnitude-frequency relation// XIV-th General assembly of European Seismological Commission. Trieste, 16-22 Sept., 1974. Berlin, 1975. P. 36-48.
- Ranalli G.A. Statistical study of aftershock sequences// Ann. Geofis. 1969. Vol. 22, N 3. P. 359-397.
- Reyes A., Brune J.N., Lomnitz C. Source mechanism and aftershock study of the Clima, Mexico, earthquake of January 30,

286 [·]

1973// Bull. Seism. Soc. Amer. 1979. Vol. 69. N 6. F. 1819-1840.

Scholz C.H. The Frequency-magnitude relation of microiracturing in rock and its relation to earthquakes // Ibid. 1968s. Vol. 58. N 1. P. 399-415.

- Scholz C.H. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression// J. Geophys. Res. 1968b. Vol. 73. N 4. P.141 -- 1432.
- Suvehiro S. Difference between aftershocks and foreshocks in the relation of magnitude to frequency of occurrence for the Great Chilean Earthquake of 1960// Bull. Seism. Soc. Amer.. 1966. Vol. 56. N 1. P. 185-200.
- Tada T. P-wave velocity of the down going slab// Zisin (Bull. Seism. Soc. Japan). 1972. Vol. 25. P. 310-317.
- Thatcher W., Hanks Th.C. Source parameters of Southern California earthquakes. J.Geophys.Res., 1973. Vol.78. N 35. P. 8547-8576.
- Tucher B.E., Brune J.N. Seismograms S-wave spectra. and source parameters for aftershocks of San-Pernando earthquake. San-Fernando, California, earthquake of February 9, 1971. Washington: NOAA, 1973. Vol. 3. P. 69-121.
- Utsu T. A. Statistical study on the occurrence of aftershocks. Geophys. Magazine, 1961. Vol. 30, N 4. P. 521-605.
- Utsu T. A Method for determining the Value b in the Magnitude-Frequence Relation for Earthquakes// Geoph. Bull. Hokkaidc Univ. 1965. Vol. 13. N 9. P. 1272-1284.
- UtsuT. Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone// J.Faculty Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII (Geophys), 1967. Vol. 3, N 1. P. 1-25.
- Utsu T. Aftershocks and earthquake statistics (1) some parameters which characterize on aftershock sequence and their Interrelations// Journ. Faculty Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII. 1969. Vol. 3. N 3. P. 129-195.
- Wadati K. On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhoods// Geophys. Mag., 1935. Vol. 8. P. 305-325.
- Wyss M., Brune J.N. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada Region// J. Geophys. Res., 1968. Vol. 71, N 14. P. 4681-4694.
- Wyss M. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution// Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1973. Vol.31, N 4. P. 341-359.
- Wyss M., Brune J.N. Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region// J. Geophys. Res., 1968. Vol. 73, N 14. P. 4321-4336.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение
Глава первая. Семейство нелинейных графигов повторяемости магнитуд коровых землетрясений
Глава вторая. Параметр нелинейного приближения графика повторяемости
Глява третья. Закон повторязмости землетрясений
Глава четвертая. Геодинамические карактеристики гипочентральной области поверхностных и промежуточных землетрясений Камчатки

Глава пятая. Неоднородность процесса сейсмического течения в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной осласти промежуточных землетрясений
Глава шестая. Связи между параметрами очагов и между "энергетическими" шкалами
Заключение
Литература

CONTENTS

Introduction				
Chapter one. The family of the ourvilinear magnitude-recur- rence graphs of the intracrustal earthquakes11				
1.1. Statement of the problem				
1.3. The one-parametre family of "energy"-recurrence graphs				
Chapter two. The parameter of the curvilinear approximation				
of the recurrence graph				
earthquake."energy"				
2.2. The b parameter and the total "energy" of earthquakes				
2.3. The θ parameter, the earthquake producing substratum				
votume, and maximal earthquake "energy"				
Chapter three. The earthquake recurrence law. J				
characteristics on the macroscopic parameters				
of the seismic current				
recurrence graph parameters				
seismic moment				
Chapter four. Geodynamic characteristics of the shallow				
and intermediate earthquakes hypocentres area				
In Kamonalka				
Kamohatka island system				
4.2. The earthquakes magnitude-recurrence graphs144				
4.3. The vertical inhomogeneity of seismic and				
testonic flow				
active block of the lithosphere				
active block of the lithosphere161				

Chapter five. Inhomogeneity of the process of the seismic current in the Pamir-Hindu Kush hypocentral area				
of intermediate earthquakes				
5.1. General geophysical characteristics of				
the region				
5.2. The earthquakes magnitude-recurrence graphs				
5.3. Inhomogeneity of the seismic current process203				
Chapter six. Interdependency between source parameters, and				
interdependency between "energy" scales				
6.1. The earthquake source parameters				
6.2. The used data				
6.3. Relationships between source parameters and relationships between "energy" scales				
6.4. About the similarity between small and great				
earthquakes sources				
6.5. Two-dimensional distribution of earthquakes				
recurrency				
Conclusions				
References				

Havenos assasse

Востранков Геннадой Алексеснич

СВЯЗЬ ПАРАМЕТРОВ ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ, СЕЙСМИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ И ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Труды, сыл. 482

Утогрждено к не чати Геологическим институтом РАН

Редактор Р.Л.Мицина

Конязыютерныя верстка аниолисии в ГИН РАН А.А.Филиковой

Полимсано к лечати 12.05.94 Формат 70×1081/4. Бумага офсетная № 1 Печать офсетная Уч.-ияд.л. 145. Тирак 300 жз. Тип. зак. 38 |

Геологический институт РАН, 109017. Москва. Ж-17. Пакиевский пер., 7

Ротаприят ГИН РАН

Замеченные погрешности

страница, с.		напечатано	Слелует читать
 ,	строка, ст.		
62 72 75 76 90 91 92 91 101 122 124 148 151	18 рис.15,ось М ^н подп. рис.16 ^m подп. рис.17 подп. рис.18 15 16 5 формула (3.9) 24 подп. рис. 1 формула(3.21) подп. рис.27 примеч.табл.5 12 7	внизу "6" "7" (2.11) (2.8) (2.8) величина <i>П</i> об'ем • время) (2.6) = (3.8) величину (усл. ΔIg M регрессия на табл. 2 форсированной 135 до	Вниз "8" "9" (2.15) (2.12) (2.12) величина <i>п</i> о 1/(об'ем • Время) (3.6) « (3.12) величину σ/έ (усл. βIg Μ регрессия α на табл. 3 фиксированной далее от ст.19 с.154
154 156 159 175 182 223	-18 2 13 23 19 22 подп.рис.46 а	оценки b ₁₃ разлома æ = β (1.24) τ ∝ 1/** 36 б 1 - 1, 2 - 2, 3 - 2-4, 4 - 4-8,	по ст.19 с.155 далее от ст.20 с.155 района $\mathfrak{X} = -\beta$ (1.23) $\tau \propto 1/\sigma^{1/2}$ 36 β 1 ->16, 2 - 8-16, 3 - 4-8, 4 - 2-4, 5 - 2 - 1
239 241 254	10 2и3 1	(6.85) (6.85) 0,01 (or 0,005	р – 2, 6 – 1 (6.8 а) ррмулы (6.29), (6.30) 0,025 (от 0,010
256 266	рис. 54	-0,6 lg m ₁	$\frac{-1}{\lg} \frac{6}{m}$

ISSN 0002-3272. Tp. FMH PAH. 1994. Bun. 482. 1-192.