

М.А.Садовский, Л.Г.Болховитинов, В.Ф.Писаренко

Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс

·Наука·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта

М.А.Садовский, Л.Г.Болховитинов, В.Ф.Писаренко

Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс

Ответственный редактор
доктор физико-математических наук
В. И. КЕЙЛИС-БОРОК



МОСКВА
«НАУКА» • 1987



4800

М. А. Садовский, Л. Г. Болховитинов, В. Ф. Писаренко. **Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс.** М.: Наука, 1987.

В монографии формулируется новая модель геофизической среды (твердой Земли). Отличительная черта новой модели состоит в том, что среда имеет иерархическую дискретную структуру, состоит из целого ряда отдельностей (неоднородностей) в большом диапазоне масштабов — от микрометров до тысяч километров. Эта структура является определяющим фактором при изучении свойств деформирования геофизической среды под действием тектонических сил и сопровождающего это деформирование сейсмического процесса. Изложенная концепция дает принципиально новую базу для изучения законов деформирования твердой Земли и сейсмического процесса.

Книга рассчитана на специалистов-сейсмологов и геофизиков. Ил. 36. Табл. 20. Библиогр. 81 назв.

Рецензенты: С. С. ГРИГОРЯН, Е. И. ШЕМЯКИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Опыт развития науки доказывает, что природа явлений может выглядеть простой и понятной, если удастся найти правильный подход к их описанию. Рассматривая характеристические свойства горной породы, мы пришли к убеждению, что важнейшим из них для нашей задачи является ее иерархическое блочное строение, впервые подмеченное одним из авторов этой работы. Ниже излагаются наши представления о свойствах геофизической среды, основанные на опытных данных многих авторов, работавших в таких далеких друг от друга областях науки и техники, как геология, взрывное дело, дезинтеграция торфа и клинкера, строение кварцевого стекла, астрономия. Удивительное единство некоторых характеристик материала во всех этих областях позволяет предполагать существование глубокого статистического подобия разнообразнейших процессов деформирования и разрушения твердого вещества. А это позволяет надеяться, что в будущем откроются новые пути построения адекватных моделей, охватывающих широкий круг геофизических процессов, развивающихся во времени и пространстве.

Изложение в настоящей монографии ведется в основном на качественном уровне. Создание количественной теории деформирования материала геофизической среды — дело будущего. Несомненно, что некоторые из высказываемых нами положений о новой модели среды будут изменены, а то и просто отвергнуты. Однако мы надеемся на то, что главное представление об иерархической блоковой структуре материала геофизической среды сохранится и будет в дальнейшем использовано не только в науках о Земле, но и найдет технические приложения.

Мы приносим искреннюю благодарность коллегам, предоставившим свои данные: *С. Л. Афанасьеву, М. П. Воляровичу, А. И. Горшкову, К. К. Запольскому, В. В. Корневу, Л. И. Красному,*

В. П. Макарьеву, М. Я. Марову, М. В. Невскому, С. Х. Негматуллаеву, И. Л. Нерсесову, А. В. Николаеву, С. С. Сардарову, А. И. Савичу, Ю. Г. Симонову, Н. В. Чigareву, В. В. Штейнбергу, И. Н. Яницкому, М. А. Ярославскому. За постоянную помощь мы благодарим также доктора физ.-мат. наук *В. А. Калинина*, профессоров *В. И. Кейлис-Борока, Л. В. Никитина, Г. А. Соболева.* Особую благодарность мы должны принести профессору *С. С. Григоряну*, внимательно прочитавшему рукопись и сделавшему ряд ценных замечаний. Наконец, нельзя не вспомнить работы академика *Е. И. Шемякина* и его учеников, явившиеся одним из главных стимулов написания этой монографии.

ВВЕДЕНИЕ

Наша планета развивается во времени. Со временем меняется ее облик и строение, что доказывается точными данными исторической геологии. Причиной временного развития Земли является постоянное поступление в нее энергии извне, главнейшими источниками которой являются радиоактивный распад, солнечное излучение и приливные процессы. Поступление энергии извне создает условия для постоянного тепломассопереноса вещества Земли, обуславливающего, в свою очередь, перемещение этого вещества на поверхности и в недрах планеты (теория планет и т. п.). Таким образом, все процессы, протекающие в Земле, должны быть взаимосвязанными и рассматриваться как единый во времени процесс развития нашей планеты.

Однако геофизика, изучающая физические процессы на Земле, рассматривает эти процессы как единичные, вне их исторической последовательности. Пожалуй, наиболее острое в этом смысле положение имеет место в сейсмологии, изучающей движение горных масс при землетрясениях. По сути дела, сейсмология является разделом геотектоники, а сами сейсмические подвижки — одним из видов тектонических движений.

Основой, на которой формировалась современная сейсмология как наука, являются наблюдения за колебаниями земной поверхности, вызванные землетрясениями. Естественно, что при этом перед сейсмологами встал вопрос о свойствах Земли как среды, по которой распространяются колебания, и о свойствах источника этих колебаний — очага землетрясения. Успехи сейсмологии несомненны: выяснены детали строения Земли, накоплены и систематизированы основные данные о сейсмических зонах и сейсмическом режиме и т. д. Обобщение результатов наблюдений за сейсмической активностью в различных районах Земли дало возможность эффективно решать такие практические задачи, как сейсмическое районирование и обеспечение строительства в сейсмоопасных зонах, определение места и силы источника по сейсмическим волнам, наблюдаемым вдали от этих источников, различение взрывов большой мощности и землетрясений и т. п.

При решении указанных задач сейсмологи, как и представители других наук, упрощали, идеализировали объект своего изучения путем выделения таких его свойств, которые определяют важнейшие черты строения и развития этого объекта. Основой аналитического аппарата сейсмологии служат представления уп-

ругой сплошной среды. При изучении волновых процессов в Земле, вызванных сильными землетрясениями, естественно было опираться на аппарат, хорошо разработанный в математической теории упругости. В ряде задач, связанных с геотектоническими течениями, используется представление о коре как вязкой жидкости, для описания некоторых задач привлекаются и более сложные модели среды (тело Кельвина — Фохта, тело Максвелла и т. п.).

Может представляться удивительным, что столь глубокая идеализация неоднородного в действительности материала Земли, расчлененного разломами и трещинами на отдельные различного масштаба, позволила создать модель строения Земли, разработать технически совершенные методы сейсмической разведки и получить важные сведения о внутреннем строении литосферы и астеносферы. Продолжающееся накопление новых экспериментальных фактов в сейсмологии, постановка новых задач (таких, как задача прогноза землетрясений) требуют дальнейшего развития наших представлений о реальных свойствах земной коры и протекающих в ней процессов. Так, в частности, изучение свойств сейсмического режима ставит перед сейсмологией вопрос о новой модели среды, поскольку в рамках наших старых представлений не может реализоваться стационарный режим землетрясений.

В основе многих существующих моделей очага лежит представление о землетрясении как об очаге разрушения горной породы. Так, например, в [1, 2] предмет физики очага землетрясений определяется следующим образом. «Физика очага землетрясения — это физика разрушения горных масс в условиях земных недр»; «Коровое землетрясение представляет собой акт разрушения Земли трещиной»; «Учитывая современные представления сейсмологии и механики разрушения, очаг тектонического землетрясения можно определить как динамически движущийся разрыв непрерывного материала Земли»; «Ответ на вопрос о том, как подготавливается и каким образом происходит это разрушение, надо искать в изучении процесса трещинообразования твердых материалов вообще и горных пород в частности».

Такая точка зрения не может не вызывать серьезных сомнений. Действительно, если даже принять, что некогда земная кора представляла собой сплошной однородный слой твердого материала (а это молчаливо предполагается в цитированных выше утверждениях), то за огромное время, в течение которого на Землю действуют землетрясения, вся земная кора должна была бы расчлениваться трещинами и превратиться, грубо говоря, в песок. Между тем свойства горных пород, слагающих земную кору, сохраняются практически неизменными и землетрясения по-прежнему происходят, причем нет оснований предполагать, что их режим с течением времени существенно меняется.

Чтобы сохранить кору сплошной, приходится прибегать к рассуждениям о возможности «залечивания» трещин в горной породе за счет заполнения их кремнеземом или другими цементирующими

минералами из растворов подземных вод. Однако для реализации подобных физико-химических процессов требуются промежутки времени, существенно превосходящие времена сейсмических циклов [3].

Кроме того, представление о землетрясении как о единичном акте разрушения упругой среды трудно увязать с наблюдающейся сейсмичностью отдельных районов, в которых эпицентры землетрясений располагаются близко друг от друга. Действительно, если принять, что источником колебаний земной коры, т. е. землетрясения, является образование в ее толще локального разрыва («трещины»), то повторное землетрясение в том же месте уже не происходит в условиях сплошной среды.

Эти и другие противоречия теории с наблюдаемыми фактами заставляют искать новые модели геофизической среды [4]. При этом необходимо помнить о том, что сейсмический процесс есть одно из многих проявлений тектонической деятельности, протекающей в литосфере. Нам представляется, что модель процесса должна строиться не на привнесении дополнительного кинетического процесса разрушения в сплошную (тем более линейно-упругую) среду, а исходя из свойств геофизической среды — реальных свойств тех материалов, из которых сложена литосфера.

Естественно, что представление о физических свойствах литосферы (как и всякого другого физического объекта) мы можем получить только из опыта, из наблюдений за ее поведением в различных процессах. Поэтому в первых разделах этой работы излагаются результаты наблюдений основных черт геофизической среды и сейсмического режима. В последнем разделе делается попытка объединить эти наблюдения с данными смежных дисциплин, с тем чтобы построить качественную теорию сейсмического процесса. При этом мы сознательно избегали излишней детализации теории — на данном этапе детализация может привести (как показывает практика научной работы) к построению умозрительных моделей, соответствие которых реальности часто остается проблематичным.

БЛОКОВЫЕ ИЕРАРХИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

1.1. Характерные черты геофизической среды

При самом беглом взгляде на горные породы, на геологические разрезы бросается в глаза их неоднородность — горные породы сложены из отдельностей различного химического состава, которые обладают различными физическими свойствами и пронизаны по всему объему системами трещин. Это настолько характерная видимая особенность природной среды, что не учитывать ее, казалось бы, просто невозможно. И тем не менее при описании реальных горных пород мы привыкли опираться на представления, почерпнутые из механики сплошных сред. Конструкционные материалы мы считаем сплошными и даже идеально упругими в определенном интервале деформаций, несмотря на хорошо известный факт, что в действительности они представляют собой совокупность сцепленных между собой частиц микроскопического масштаба. Более того, молекулярное строение любого вещества ничуть не мешает нам строить континуальные физические теории, в которых мы оперируем величинами, являющимися результатом процедуры осреднения. Так, например, в механике жидкостей и газов, когда естественным масштабом неоднородности является длина свободного пробега молекул, уравнения, описывающие поведение среды, оперируют с элементарным объемом среды, размер которого мал в макроскопических, но достаточно велик в молекулярных масштабах, чтобы для него имели смысл такие статистические средние параметры состояния, как давление и температура. Длина свободного пробега молекул λ всегда (за исключением некоторых специфических ситуаций, таких, например, как фронт ударной волны) оказывается много меньше характерного размера задачи (или характерного размера рассматриваемого явления). Поэтому в газовой динамике для элементарного объема $\delta V = L^3$, имеющего линейный размер L , легко выполнимо условие $\lambda \ll L \ll \mathcal{L}$, где $\mathcal{L}$ — макроскопический масштаб задачи.

При рассмотрении механических задач для среды, неоднородной макроскопически (примером таких сред может служить песок или гравий), от неоднородности среды иногда можно уйти путем осреднения ее свойств по объему с характерным размером L , опять-таки большим в сравнении с масштабом естественной неоднородности среды δ , но малым в масштабах решаемой механической задачи $\mathcal{L}$. Эта процедура осреднения широко применяется для описания реальных сред в рамках континуальной механики и

основана на очевидной аналогии с механикой жидкостей и газов. В результате осреднения реально неоднородная среда заменяется некоторым фиктивным континуумом, обладающим, однако, такими же реакциями на внешние силы, как и та среда, которую он заменяет. Условием применимости этого приема является очевидное соотношение $\lambda \ll L \ll \mathcal{L}$. Если величины λ и L одного порядка, то осреднение не приводит к эффективному решению, если же $L \sim \mathcal{L}$, то неприменимы дифференциальные соотношения, к которым сводится решаемая задача.

Конечно, формальное осреднение возможно всегда, но в случае $\lambda \sim L$ средние величины сами будут зависеть от L и замыкание модели станет намного более трудной задачей, а кроме того, окажется весьма сомнительным ее практическое значение. Следует отметить, что метод осреднения не всегда дает удовлетворительные результаты даже в тех случаях, когда характерные размеры задачи намного больше размеров неоднородностей. Это относится не только к динамическим задачам (распространение упругих волн и тепла в средах со случайными неоднородностями, магнитогидродинамика турбулентных потоков и т. д.), но и к статическим. При этом в отдельных областях, занимающих малую часть рассматриваемого объема, могут появляться сильнейшие отклонения (флуктуации), отличающиеся на порядки от средних значений полей, даваемых методом осреднения. Подобные явления называют эффектом «перемежаемости» или «локализации» [5]. Ясно, что такого рода эффекты особенно важны в задачах деформирования твердой неоднородной среды, если нас интересуют вопросы ее локальных динамических срывов, квазипластических течений, разрушения и т. п.

В технике мы практически всегда имеем дело с материалами, для которых условие $\lambda \ll L \ll \mathcal{L}$ выполнено хотя бы потому, что образец данного материала, имеющий макроскопическое включение, просто отбраковывается. С иной ситуацией мы сталкиваемся в геофизике — в любом объекте некоторого масштаба $\mathcal{L}$ обязательно содержатся границы раздела, на которых существенно меняются свойства среды. Эти границы расчленяют объект на структурные элементы меньшего размера, которые сами подразделены на еще меньшие элементы, и т. д. Независимо от того, какой масштаб элементарного объема L выбран, в нем содержатся границы, разделяющие этот элемент на блоки, напряженное состояние которых может различаться столь существенно, что осреднение напряжений становится неэффективным.

При решении динамических задач, когда рассматривается движение среды и действующие на нее силы меняются во времени, к чисто геометрическому условию эффективности осреднения вида $\lambda \ll L \ll \mathcal{L}$ надо добавить еще одно условие, связывающее характерное время процесса T и выбранный размер L элементарного объема, $\delta V = L^3$. Это условие возникает из того факта, что при выводе уравнений движения сплошной среды, являющихся континуальным аналогом уравнения Ньютона для движения мате-

риальной точки, неявно предполагается, что равнодействующая сил, действующих по поверхности элементарного объема δV , приложена к его центру масс. Это предположение справедливо в той мере, в какой время τ распространения возмущения по объему δV может считаться малым по сравнению с T — характерным временем задачи, т. е. должно быть $\tau \ll T$. Время τ можно оценить по скорости распространения возмущений, грубо говоря, по величине скорости звука в среде c соотношением $\tau \sim L/c$. Отсюда получается, что линейный размер элементарного объема, по которому производится осреднение свойств неоднородной в действительности среды, должен удовлетворять простому неравенству $L/c = (\delta V)^{1/3}/c \ll T$.

Для периодического процесса с частотой $\omega = 2\pi/T$ условие $\tau \ll T$ принимает вид $L\omega \ll c$. Очевидно, что с повышением частоты величина c/ω должна непрерывно уменьшаться, поскольку скорость звука c есть физический параметр среды, обычно слабо зависящий от выбранного размера L элементарного объема. Естественной границей снизу является средний размер неоднородности λ , так как при $\lambda\omega \approx c$ процедура осреднения механических свойств не дает эффекта.

Иллюстрацией к приведенному выше временному условию может служить распространение упругих колебаний в кристаллах. Низкочастотные колебания кристаллической решетки распространяются со скоростью звука (их распространение описывается волновым уравнением), в то время как высокочастотные составляющие спектра колебаний, воспринимаемые нами как тепло, не только распространяются со значительно меньшей скоростью, но и описываются более естественно с помощью уравнения теплопроводности, относящегося к другому типу. Как известно, это различие в скорости распространения объясняется тем, что фононы, соответствующие высокочастотному участку спектра колебаний, рассеиваются на неоднородностях (дефектах) кристаллической решетки, размеры которых сравнимы с длиной волны высокочастотных колебаний.

Аналогичная ситуация возникает и при распространении сейсмических колебаний в геофизической среде, в которой имеются неоднородности самого различного масштаба: относительно низкочастотная часть сейсмического возмущения распространяется со скоростью звука, распространение же высокочастотных составляющих будет иметь из-за множественных актов отражений, преломлений и т. п. значительно более сложный характер и соответственно другую скорость распространения. Из этого становится очевидным, что теория распространения сейсмических волн, построенная на соотношениях, справедливых для однородной линейно-упругой среды, вряд ли будет способна отвечать на вопросы, связанные с затуханием волн (коэффициент затухания можно вводить в такую теорию лишь феноменологически). Кроме того, такая теория может приводить к существенным ошибкам при оценке энергии, излучаемой источником — очагом землетрясения.

Представления о средах, обладающих внутренней структурой, давно существуют в механике. При рассмотрении таких сред упор делается обычно на приведенном выше методе осреднения локальных свойств дискретного, структурированного материала, позволяющем использовать аппарат механики сплошных сред. В геофизической среде возможности этого метода сильно ограничены тем, что дискретность среды проявляется при любом линейном масштабе явления. Это означает, что при рассмотрении процессов в геофизической среде мы не можем избавиться от учета ее дискретности выбором подходящего линейного масштаба описания: каким бы ни был выбран этот масштаб, в среде всегда найдется сравнимый с ним структурный элемент, такой, что использование осредненных по объему механических величин (напряжений или деформаций) может привести в объеме этого элемента к ошибкам порядка самой величины.

Важно, что при изменении линейных масштабов в очень большом диапазоне картина проявления блочного, дискретного строения среды остается подобной самой себе: дискретность строения геофизической среды подчиняется иерархическому закону (далее приводятся эмпирические данные, позволяющие установить этот закон). Подобие в проявлении дискретности при изменении линейных масштабов позволяет сближать между собой разнородные на первый взгляд процессы и искать новые критерии моделирования.

Использование осредненных характеристик среды для описания поведения реальных дискретных сред сводит все своеобразие таких сред к особенностям определяющего их уравнения. В таком подходе решение любой механической задачи неизбежно выражается непрерывными функциями координат и времени. Между тем наблюдения за поведением реальных материалов за пределом чисто упругих деформаций показывают, что нарастание неупругих деформаций происходит не непрерывно, а скачками — дискретность среды приводит к дискретности деформирования.

Примеры такого дискретного нарастания деформации при нагружении образца содержатся во многих работах [6—9] — это явление известно давно и изучалось многими исследователями. Практически всякий материал при деформировании, выходящем за пределы упругости, изменяет свои размеры мелкими дискретными подвижками. В работе [9] было показано, что это относится и к материалам, которые не имеют кристаллической структуры и могут рассматриваться как очень вязкие жидкости.

При изучении прочностных свойств машиностроительных материалов дискретность процесса деформации не играет заметной роли — неупругую деформацию можно описывать сглаженной функцией напряжения. Однако при деформировании таких больших объектов, какими являются неоднородности земной коры, дискретность их деформирования проявляется в скачкообразных подвижках такого масштаба, что они наблюдаются как очаги сейсмических возмущений.

Дискретность реальной среды выражается и в том, что всякий выделенный в ней объем имеет определенное внутреннее строение. Можно сказать, что любой объем дискретной среды обладает структурой. При нагружении этого объема внешними силами происходит перестройка структуры. Эта перестройка вызывается локальными нарушениями и диссипацией механической энергии. Такие процессы должны описываться уравнениями типа кинетических, построенными на статистической основе. Наличие процессов перестройки структуры отличает ту среду, которую мы называем геофизической, от обычных сред с микроструктурой, поскольку в последних структурные особенности обычно предполагаются неизменными во времени.

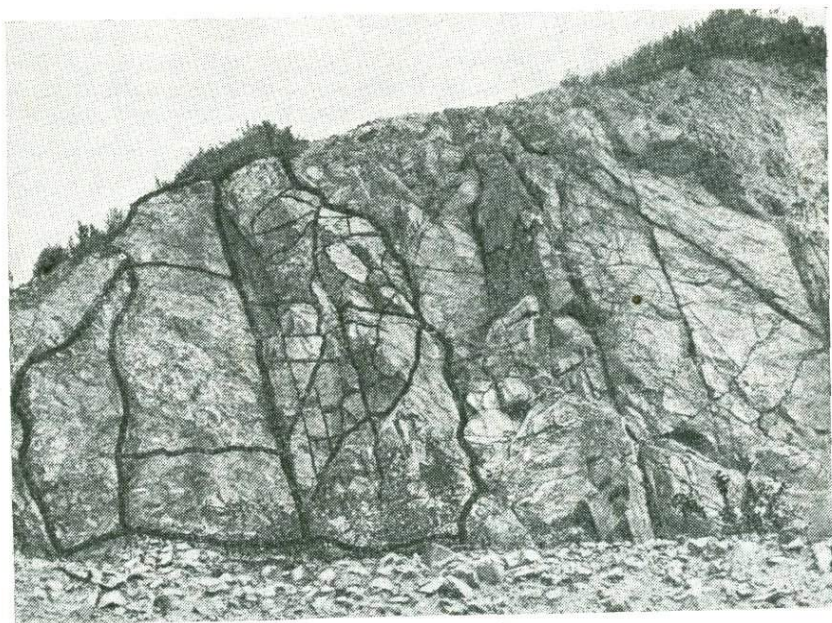
В последующих разделах приводятся результаты обработки эмпирических данных о блочном строении среды. Понятие «блок» имеет чисто геометрический смысл — под блоком мы понимаем часть среды, объем которой отделяется от соседних объемов замкнутой поверхностью, на которой терпят разрывы какие-либо характеристики среды. Примерами сред с блочным строением могут служить горные породы и континентальные плиты.

На рис. 1, а показана фотография типичного разреза горной породы (такие разрезы образуются при разработке месторождений полезных ископаемых буровзрывным методом). На этой фотографии отчетливо видна система трещин, разбивающих породный массив на отдельные — блоки. Все трещины обнаруживают определенную геометрическую иерархическую упорядоченность: мощные трещины прорезают массив под некоторыми преимущественными углами, а внутри крупных отдельных, образованных системой этих мощных трещин, выявляются более тонкие трещины, разделяющие эти крупные куски породы на ряд мелких отдельных. Последние расчленены на еще более мелкие куски системой тонких трещин и т. д. В левой части рис. 1, а такое иерархическое деление породы системами трещин усилено ретушью. На рис. 1, б представлена фотография горного селения, на которой отчетливо заметны куски горной породы разного масштаба.

Сходную картину блочности проявляют и литосферные плиты. На карте, приведенной на рис. 2, показана система разломов, определенная методами морфоструктурного анализа. В этом случае, так же как и на фотографии разрезов горной породы, отмечается только выход границ отдельных блоков на секущую плоскость. Если не делать предположения, что в направлении, перпендикулярном секущей плоскости, размер блока может быть сколь угодно мал или велик (такое предположение представляется довольно-таки искусственным), а считать, что размеры блоков (кусков) во всех трех измерениях сопоставимы, то возможно измерение линейных размеров блоков по их фактическим видимым площадям поперечного сечения.

Любопытно, что картину блочного строения можно наблюдать в микромасштабе. На рис. 3 изображена электронограмма шлифа кварцевого стекла, полученная в Государственном НИИ кварце-

а



б



Рис. 1. Иерархическая система трещин на разрезах горной породы
а — карьер, на котором ведутся горные работы; б — горное селение в Дагестане

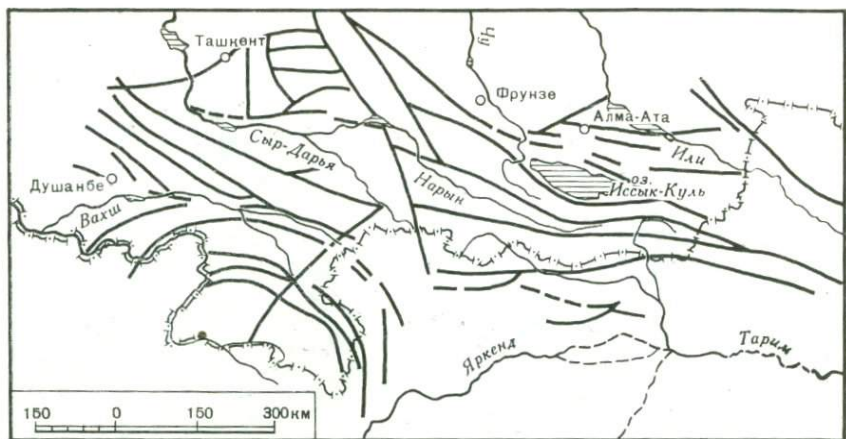


Рис. 2. Система разломов Памира и Тянь-Шаня, выделенных методами геоморфологии

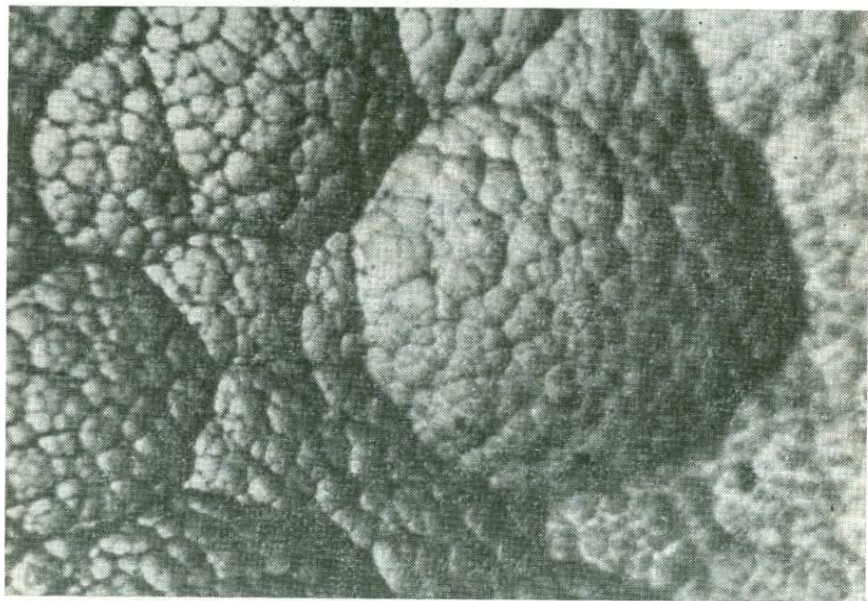


Рис. 3. Электронограмма шлифа кварцевого стекла с увеличением 25 000

вого стекла в Ленинграде [10]. На ней явно выражены глобулы трех различных размеров.

Приводимые ниже данные экспериментальных наблюдений можно разбить на две группы. К первой относятся результаты прямых измерений размеров отдельностей геофизической среды, ко второй — оценки блочности среды по косвенным признакам (от-

клонения от закона повторяемости, флуктуации P -волн и т. п.). То, что такие косвенные признаки блочности также связаны со строением геофизической среды, показано на примере акустического зондирования горной породы. Процедура акустического зондирования интересна тем, что она может рассматриваться как маломасштабное экспериментальное моделирование некоторых черт сейсмического процесса в геофизической среде.

1.2. Методика вычисления размеров отдельностей

В этом разделе приводятся результаты измерений размеров различных объектов геофизической среды: блоков земной коры, блоков горной породы, частиц почвы и т. п. Общим для всех этих объектов является то, что для них возможно прямое измерение геометрических размеров каждого объекта. К результатам измерений земных объектов добавлен анализ размеров тел Солнечной системы, для которых также выявлены определенные закономерности в распределении измеряемых величин [11].

Рассматриваемые в этом разделе отдельности геофизической среды, например блоки земной коры, имеют различную геометрически неправильную форму. Поэтому размер отдельного блока можно определить различными способами. Мы определяли его как среднегеометрическое из максимального $L_{\max}$ и минимального $L_{\min}$ его видимых размеров:

$$L = (L_{\max} L_{\min})^{1/2}. \quad (1)$$

Аналогичным образом находили размеры блоков горной породы, размеры отдельностей, выявляемые при травлении стекол, и др. По результатам измерений строили гистограммы $F(L) = \Delta N/N$, где ΔN — число объектов с размерами, попадающими в интервал $(L, L + \Delta)$, а N — их полное число.

В ряде случаев, однако, в литературе приводится не распределение $F(L)$, а связанное с ним распределение $f(L) = \Delta m/m$, где $\Delta m = \Delta m(L)$ — массовая доля объектов, попадающих в интервал размеров $(L, L + \Delta)$, отнесенная к массе всех учитываемых объектов m . Очевидно, что величина Δm может быть пересчитана на число частиц данного размера. Если ρ — плотность материала частиц, а γ — коэффициент, учитывающий их форму, то

$$\Delta m \approx \gamma \rho \Delta N L^3.$$

Если выделить объем среды, содержащий всего несколько блоков километрового масштаба, то в этом объеме будет содержаться, очевидно, неизмеримо больше частиц, имеющих размеры порядка миллиметра. В этом случае попытка построить общее распределение $F(L)$ приводит к тому, что на общем фоне распределения малых частиц окажутся практически незаметными блоки большего размера. В таком случае разумнее использовать функции распределения массовых долей фракций, выделяемых по их размерам, $f(L) = \Delta m(L)/m$.

Кроме прямых измерений размеров блоков (отдельностей), были использованы обширные данные по площадям проекций блоков на земную поверхность. Так, Л. И. Красный на основе многочисленных и тонких геолого-тектонических признаков выполнил определение поверхностных площадей S блоков земной коры различного ранга [12]. Не останавливаясь на описании методов, использованных Л. И. Красным при выделении блоков (кстати, не разделяемых рядом тектонистов), отметим только, что в качестве линейного размера блока L мы выбрали величину

$$L = S^{1/2}. \quad (2)$$

Выше указывалось, что блоки земной коры выделяются системой разломов, трещин и рядом других геологических особенностей, наблюдаемых на поверхности Земли. Естественно поэтому сравнить с распределением размеров блоков распределения длин геологических разломов различных рангов [13, 14]. И хотя прямое соответствие между этими объектами можно установить не всегда, ясно все же, что преимущественные размеры в их распределениях взаимосвязаны. Поэтому мы приводим ниже распределения длин разломов, определенных в цитированных работах.

Характерной особенностью приводимых распределений является их мультимодальность — некоторые из размеров встречаются чаще других. Мы определяем «преимущественный размер» блока как значение L_i , соответствующее отдельному максимуму статистического распределения (точнее, плотности вероятности распределения), описывающего данный ансамбль отдельностей. Поскольку из прямых измерений мы получаем не истинную плотность вероятности, а лишь приближающуюся к ней гистограмму, построенную по ограниченной выборке, то возможен сдвиг максимумов на гистограммах, исчезновение истинных и появление ложных максимумов. Поэтому необходима формальная статистическая процедура выделения преимущественных размеров. Мы использовали одну из таких возможных процедур, выделяющую преимущественные размеры с заданным уровнем доверия.

Первый шаг этой процедуры состоит в определении формальным способом максимумов на отдельной гистограмме. Можно, в частности, считать размер L_i преимущественным, если значение гистограммы $F(L_i)$ в a раз превосходит соседние значения $F(L_{i-1})$ и $F(L_{i+1})$:

$$F(L_i) > a F(L_{i-1}), F(L_i) > a F(L_{i+1}). \quad (3)$$

С помощью коэффициента a регулируется надежность выделения максимума: чем больше значение a , тем надежнее соответствующий максимум. Мы брали значение $a=1$, отвечающее обычному максимуму. Если брать значения $a < 1$, то можно уловить и намечающиеся на гистограмме максимумы в виде «плечиков», «плато» и т. д. Поскольку значения гистограммы $F(L_i)$ являются случайными величинами, выполнение условий локального максимума (3) может происходить за счет случайных флуктуаций, а сам макси-

мум в этом случае будет ложным. В качестве оценки флуктуаций гистограммы $F(L_i)$ можно использовать приближенные выражения, даваемые биномиальным распределением:

$$\sigma(L_i) = \left\{ \frac{F(L_i)[1 - F(L_i)]}{N} \right\}^{1/2},$$

где $\sigma(L_i)$ — стандартное отклонение $F(L_i)$; N — число наблюдений, использованных в гистограмме. На практике часто встречается ситуация, когда имеется несколько гистограмм, полученных по независимым наблюдениям. Рассмотрим подробнее эту ситуацию. Пусть имеется несколько гистограмм с максимумами, выделенными указанным выше либо каким-то другим формальным способом. Предположим далее от противного, что плотность вероятности размеров рассматриваемых отдельностей не имеет никаких преимущественных величин, а все выделенные на гистограммах максимумы обусловлены случайными причинами. Тогда можно считать, что они разбросаны случайным и независимым образом по всем своим возможным значениям. Этих значений конечное число, так как имеется конечное число интервалов группирования r . Если случайно разбрасывать максимумы по r положениям, то вероятность попадания в какое-то положение равна $1/r$. Можно подсчитать среднее число m максимумов, приходящихся на каждое из r положений. Оно равно

$$m = n/r, \quad (4)$$

где n — общее число всех максимумов на гистограммах. Случайный разброс величины m можно оценить так же, как это делается для биномиального распределения:

$$\sigma = \{np_i(1-p_i)\}^{1/2}, \quad (5)$$

где p_i — вероятность попадания в данное положение, т. е. в нашем случае $1/r$.

В качестве формального определения существования преимущественного размера L_i возьмем следующее: L_i соответствует преимущественному размеру, если в данное положение i из общего числа n попало n_i максимумов и

$$n_i > m + t\sigma, \quad (6)$$

где m и σ определяются по формулам (4), (5), а t — коэффициент, регулирующий уровень значимости правила. Мы использовали значение $t=1$. Конечно, для большей определенности хорошо было бы брать $t=2$ и даже $t=3$, но имеющихся в нашем распоряжении данных недостаточно для столь надежного выделения.

Отметим одну деталь: иногда истинный максимум может лежать между двумя интервалами группирования и из-за случайных колебаний давать в разных гистограммах максимумы в разных интервалах, то в одном, то в другом. Это приведет к тому, что для соответствующих соседних интервалов числа n_i и n_{i+1} будут довольно велики, хотя не настолько, чтобы удовлетворить условию (6). В за-



ких случаях естественно считать, что истинный максимум L_k лежит где-то между интервалами, соответствующими n_i и n_{i+1} .

Описанную выше методику можно видоизменить, допустив существование одного максимума в теоретической плотности вероятности. Этому максимуму естественно сопоставить то значение L_k , которое соответствует максимальному n_k . В таком случае остальные $n - n_k$ максимумов будут распределены по $(r-1)$ возможным интервалам. После замены n на $(n - n_k)$ и r на $(r-1)$ можно применять формулы (4)–(6).

Применим далее изложенную выше методику к определению преимущественных размеров различных геофизических объектов, для которых имеются прямые измерения.

1.3. Блоки земной коры

Размер блока, оконтуренного методами морфоструктурного анализа [15–20], вычисляли по формуле (1). В табл. 1 приведены данные по размерам блоков для нескольких регионов: Тянь-Шаня,

Таблица 1. Распределение блоков земной коры по размерам N_i/N (%) для различных районов

Район; число наблюдений N	Интервал размеров, км					
	10–29	30–49	50–69	70–89	90–109	110–129
Тянь-Шань и Памир; 44	—	—	11,3	31,8	25,0	11,3
Камчатка; 34	—	11,8	20,6	23,5	14,7	8,8
Малая Азия и Балканы; 72	—	—	4,2	16,7	22,2	29,2
Калифорния; 52	—	5,7	15,4	30,8	15,4	25
Западные Альпы; 36	5,6	55,6	22,2	8,3	8,3	—
Туркмения; 28	—	15,0	9,0	37,0	20,0	4,0
Казахстан (гелиевая разведка); 271	6,0	29,0	31,0	11,0	12,0	6,0
Средняя Азия; 39	—	18,0	37,0*	20,0	10,0	2,5

Район; число наблюдений N	Интервал размеров, км				
	130–149	150–169	170–189	190–209	210–229
Тянь-Шань и Памир; 44	4,5	9,0	4,5	—	2,2
Камчатка; 34	11,7	5,9	—	2,9	—
Малая Азия и Балканы; 72	12,5	7,0	5,5	1,4	1,4
Калифорния; 52	3,8	2,0	—	2,0	—
Западные Альпы; 36	—	—	—	—	—
Туркмения; 28	13,0	—	—	—	—
Казахстан (гелиевая разведка); 271	3,0	1,0	1,0	—	—
Средняя Азия; 39	12,5	—	—	—	—

Памира, Камчатки, Малой Азии, Калифорнии, Западных Альп. В той же таблице приведены данные, полученные оконтуриванием блоков по результатам гелиевой съемки [21], а также сейсмогенетические блоки по Туркменской ССР и Средней Азии [22]. Эти данные были любезно представлены В. И. Кейлис-Бороком, А. И. Горшковым и их коллегами, а также Н. В. Чигаревым и И. Н. Яницким.

Данные табл. 1 изображены на рис. 4, где показаны гистограммы $F(L)$. Обращает на себя внимание характерная асимметрия в распределении размеров блоков земной коры. Для всех районов с большей или меньшей уверенностью проявляется наличие двух максимумов в распределении. Размеры блоков, отвечающие этим максимумам, довольно заметно варьируют, отражая, по-видимому, особенности строения земной коры в различных регионах, но в целом «двугорбый» характер распределения проявляется вполне определенно. Совокупность блоков земной коры описывается мультимодальным распределением. Это указывает на основное свойство геофизической среды — наличие набора «преимущественных размеров», которым соответствуют выделенные максимумы.

В восьми гистограммах, приведенных на рис. 4, формально по правилу (6) было определено всего $n=20$ максимумов, распреде-

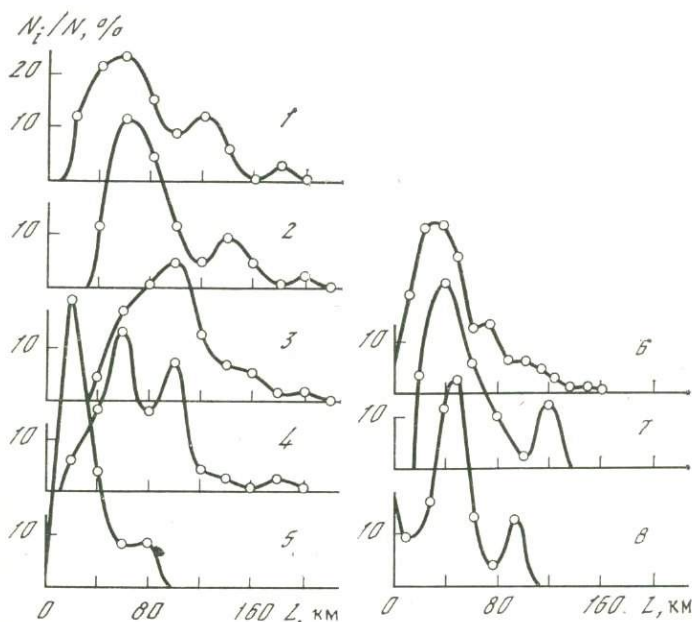


Рис. 4. Гистограммы размеров блоков земной коры

1 — Камчатка; 2 — Тянь-Шань и Памир; 3 — Малая Азия, Балканы, Армянское нагорье; 4 — Калифорния; 5 — Западные Альпы; 6 — Казахстан (гелиевая съемка); 7 — Средняя Азия; 8 — Туркмения (7, 8 — сейсмогенетические блоки по [22])

ленных среди $r=11$ интервалов группирования: 10—29; 30—49; ...; 210—229 км. Распределение максимумов по интервалам показано на рис. 5, где по оси абсцисс указаны центры интервалов группирования, а по оси ординат — число максимумов, попавших в данный интервал. Среднее значение m по формуле (4) равно 1,82. Стандартное отклонение σ по формуле (5) равно 1,29. По правилу (6) имеем $n_6 = 4$, $n_6 > m + \sigma = 3,1$.

Таким образом, согласно принятому нами правилу $L_6 = 120$ км является преимущественным размером. Кроме того, n_3 и n_4 хотя

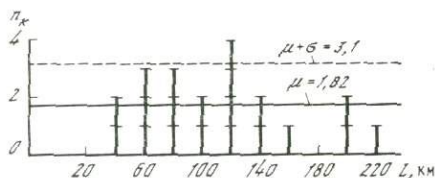


Рис. 5. Распределение максимумов размеров блоков земной коры по интервалам группирования

и не превосходят величину $m + \sigma = 3,1$, но очень близки к этому значению: $n_3 = n_4 = 3$. Весьма правдоподобно, что между $L_3 = 60$ км и $L_4 = 80$ км имеется еще один преимущественный размер $L = 70$ км.

Ниже приведены взятые из работы [12] данные по распределению размеров геоблоков и мегаблоков. Размеры вычислялись по формуле (2), причем L — в км; $\Delta N_i/N$ — в %; $N = 410$:

$\lg L$	2,5	2,6	2,7	2,8	2,9	3,0	3,1	3,2	3,3	3,4	3,5	3,6
$\Delta N_i/N$	1,2	12,2	21,2	12,2	8,0	11,2	12,2	5,6	2,4	4,9	7,5	1,2

Полученное распределение показано в логарифмическом масштабе на рис. 6. И в этом случае также отчетливо проявляется полимодальность распределения блоков по размерам. Выделяются три преимущественных размера: $L_1 = 500$, $L_2 = 1200$ и $L_3 = 3200$ км. Таким образом, для блоков земной коры, выделяемых различными методами, мы получили следующие преимущественные размеры: $L_1 = 70$, $L_2 = 120$, $L_3 = 500$, $L_4 = 1200$, $L_5 = 3200$ км.

1.4. Разломы земной коры

В табл. 2 приведены данные о длинах разломов Африки, полученные по геологическим картам [13]. Соответствующая сглаженная гистограмма показана на рис. 7. Хотя количество проанализированных разломов не очень велико ($N=101$), тем не менее на сглаженной гистограмме можно выделить преимущественный размер $L_1 = 450$ км, а также довольно широкий диапазон относительно часто встречающихся длин — от 1000 до 2500 км. В качестве преимущественного размера из этого интервала значений можно взять $L_2 = 1500$ км.

В табл. 2 приведены также данные о длинах «живущих» (сейсмически активных) разломов Японии [14], занимающих диапазон меньших расстояний — в основном от 10 до 100 км. На рис. 8 при-

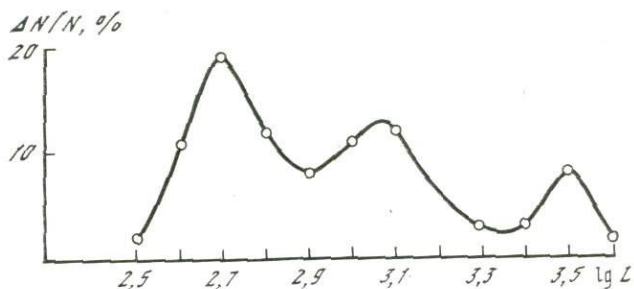


Рис. 6. Сглаженная гистограмма размеров геоблоков и мегаблоков по Л. И. Красному (L — в км)

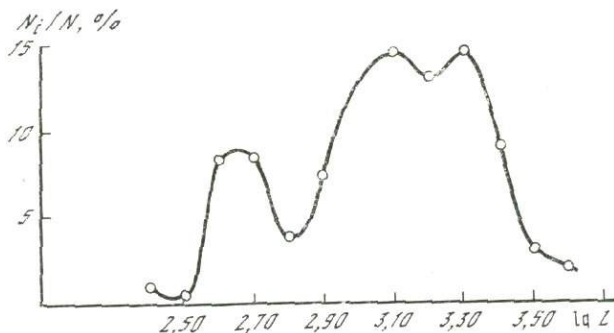


Рис. 7. Сглаженная гистограмма длин L (в км) геологических разломов Африки

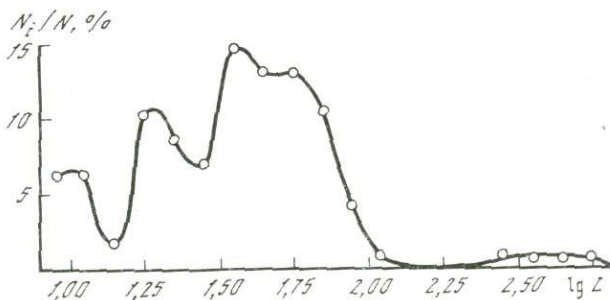


Рис. 8. Сглаженная гистограмма длин L (в км) сейсмически активных разломов Японии

ведена соответствующая сглаженная гистограмма, число разломов $N=57$. Можно выделить преимущественный размер $L_1=18$ км, а также довольно широкий диапазон относительно часто встречающихся длин — от 30 до 70 км, в котором в качестве среднего можно взять значение $L_2 = 45$ км. Намечающийся максимум вблизи зна-

Таблица 2. Распределение длин геологических разломов Африки и сейсмически активных разломов Японии N_4/N , %

$\lg L$	Африка (157)	Япония (57)	$\lg L$	Африка (157)	Япония (57)
0,95–1,05	—	12,3	2,35–2,45	—	—
1,05–1,15	—	—	2,45–2,55	1	1,7
1,15–1,25	—	3,5	2,55–2,65	7	—
1,25–1,35	—	17,5	2,65–2,75	9	1,7
1,35–1,45	—	—	2,75–2,85	6	—
1,45–1,55	—	14,0	2,85–2,95	9	1,7
1,55–1,65	—	15,8	2,95–3,05	11	—
1,65–1,75	—	10,5	3,05–3,15	10	—
1,75–1,85	—	15,8	3,15–3,25	21	—
1,85–1,95	—	5,2	3,25–3,35	14	—
1,95–2,05	—	1,7	3,35–3,45	5	—
2,05–2,15	—	—	3,45–3,55	3	—
2,15–2,25	—	—	3,55–3,65	3	—
2,25–2,35	2	—			

Примечание. В скобках — число разломов N в распределении, L — длина разломов, км.

чения $L = 10$ км нельзя считать надежным, так как он расположен на самом краю исследуемого диапазона. Отметим, что вблизи значения $L = 400$ км также намечается слабый максимум, который совпадает с одним из преимущественных размеров, выделенных по разломам Африки.

Описанный выше способ расчета средних размеров геоблоков в известной мере условен, так как основан на измерении только площадей проекции на земную поверхность. Третий размер блока H прямому измерению недоступен. Некоторым подтверждением приемлемости отождествления величины H с величиной $S^{1/2}$, где S — площадь проекции блока, могут служить следующие соображения. Естественно предположить, что поверхности, ограничивающие блок снизу, должны быть связаны с естественными разделами Земли, устанавливаемыми геофизическими исследованиями.

В работе [23] собрано более 350 измерений глубины различных разделов Земли. Распределение глубин этих разделов H по размерам позволяет выделить следующие величины преимущественных глубин H_i : 80, 200, 400, 700, 3100 км. Среднее значение отношения H_{i+1}/H_i для них, равное 2,7, близко к ранее найденным значениям отношения L_{i+1}/L_i . Нетрудно заметить, что близки и величины преимущественных H_i и L_i (см. табл. 1, 2).

1.5. Гранулометрический анализ частиц грунта

Результаты гранулометрического анализа рыхлых пород Забайкалья были нам любезно предоставлены профессором Ю. Г. Симоновым [24]. Им было собрано большое количество шурфовых проб (масса каждой пробы порядка 40 кг) в различных районах Забайкалья. Эти пробы рассеивали и определяли массовые доли каждой из фракций, что позволяло строить распределения $f(L) = \Delta m(L)/m$. В нашем анализе результатов было использовано 66 проб, полученных Ю. Г. Симоновым. На рис. 9 приводятся некоторые из распределений, отвечающих различным петрографическим составам, а также среднее распределение. Петрографический состав проб дается по преобладанию (более 50%) обломков той или иной породы.

Гистограммы строили в логарифмическом масштабе. Поскольку интервалы группирования в эксперименте шли неравномерно по логарифмической шкале, мы вводили поправку на эту неравномерность, т. е. брали

$$\tilde{f}(x_k) = \frac{\Delta m(x_k)}{m} / \lg \frac{x_{k+1}}{x_k},$$

где x_k, x_{k+1} — интервал группирования. Число частиц, по размерам которых строили распределение, в данном случае велико и достаточно для применения статистики. Появление в этих условиях преимущественных размеров на распределениях показывает, что в природе действительно существует причина, заставляющая размеры частиц группироваться около некоторых избранных величин.

Сравнение преимущественных размеров для проб, различных по своему петрографическому составу, наводит на мысль, что вариации величин L_k , отвечающих максимумам на гистограммах, обусловлены различием физико-химических свойств материала, а относительная малость этих вариаций позволяет «просуммировать» все гистограммы. В полученной таким образом средней гистограмме (см. рис. 9, е) максимумы сглажены из-за индивидуальных свойств тех пород, из которых возникли частицы грунтов. Тем не менее общий характер распределения, основной чертой которого является наличие максимумов при некоторых размерах, сохраняется. Для определения преимущественных размеров применим опять формальную процедуру, описанную в предыдущем разделе. В данном случае имеется $r=16$ интервалов группирования, покрывающих диапазон от 0,002 до 100 мм. Общее количество максимумов по всем породам составляет $n=143$. Среднее значение $m=n/r$ равно 9,1. Пороговая величина $m + \sigma$ в формуле (6) равна 12. Согласно нашему критерию (6) при $t=1$ выделяются четыре преимущественных размера L_k , соответствующие серединам интервалов группирования, в которые попало больше максимумов, чем пороговая величина $m + \sigma = 12$ ($3,2 \cdot 10^{-3}$; 0,071; 0,71 и 3,2 мм). Распределение максимумов по интервалам группирования показано на рис. 10.

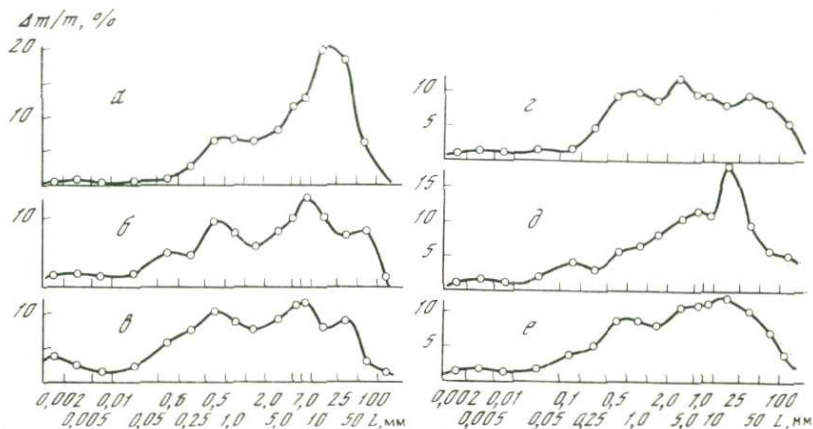


Рис. 9. Сглаженные гистограммы размеров частиц грунта при гранулометрическом анализе

а — эффузивы; б — песчаники; в — кварциты; г — граниты; д — разные породы (сланцы, туфопесчаники, пегматоиды и т. д.); е — средняя гистограмма по всем породам

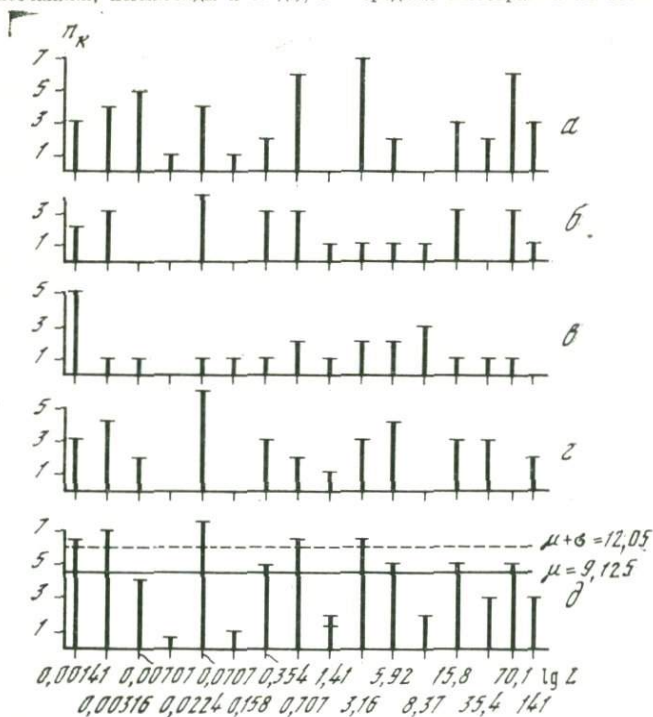


Рис. 10. Распределение максимумов размеров частиц грунта (L — в мм) по интервалам группирования

а — эффузивы; б — песчаники; в — кварциты; г — граниты; д — нормированное суммарное распределение

Кроме указанных, имеются еще два значения: $L = 16$ мм и $L = 70$ мм, в которых число максимумов хотя и не превосходит порог $m + \sigma$, но очень близко к нему. Учитывая, что в соседние с ним интервалы также попало значительное число максимумов, можно сказать, что и этим значениям также соответствуют преимущественные размеры, хотя при этом, конечно, несколько снижается надежность процедуры выделения. Следует отметить, что в описанных экспериментах интервалы группирования являются очень большими. Например, у четвертого интервала 0,01—0,05 мм концы отличаются в 5 раз (!). Для целей нашего исследования, конечно, хотелось бы иметь существенно более подробное разбиение диапазонов размеров на интервалы группирования, при котором концы интервалов отличались бы не более чем в $\sqrt{2}$ или в крайнем случае в 2 раза. По отзывам проф. Ю. Г. Симонова, измерение самых маленьких размеров, составляющих тысячные доли миллиметра, по объективным условиям эксперимента не является столь надежным, как определение распределения миллиметровых частиц. В силу указанных причин для последующего анализа мы оставили только преимущественные размеры, превосходящие 0,05 мм. Наконец, учитывая, что 7-й и 11-й интервалы, которые примыкают соответственно к 8-му и 10-му, также собрали большое число максимумов гистограмм, можно предположить, что истинные максимумы плотности вероятности лежат где-то внутри 7-го и 8-го, а также 10-го и 11-го интервалов. Сделав соответствующие поправки, мы уточнили характерные значения и вместо 0,71 взяли 0,5 мм, а вместо 3,2 взяли 4,3 мм. Таким образом, окончательно из опытов по гранулометрическому анализу грунтов мы оставляем пять преимущественных размеров: $L_1 = 0,071$, $L_2 = 0,5$, $L_3 = 4,3$, $L_4 = 16$, $L_5 = 71$ мм.

1.6. Блочность при дроблении породы взрывом

Приведенные выше данные относились к блокам (или частицам) относительно большого и относительно малого размеров. Объединяет эти объекты, однако, тот факт, что длительность процессов их образования измеряется геологическими мерами — скорость формирования отдельностей чрезвычайно мала. Поэтому сопоставление распределений кусков, образующихся при взрыве, с распределениями естественных блоков представляет интерес прежде всего в том отношении, что характерные времена процессов формирования в этих двух случаях различаются на много порядков. Соответственно различаются и уровни напряжений, с которыми эти процессы связаны.

При анализе результатов промышленных взрывов у горняков давно сложилось убеждение, что при взрывном разрушении породы в распределении кусков по размерам как бы выявляется изначально в ней существующая блочность горной породы. На это указывает тот факт, что размеры кусков породы, образующихся

Таблица 3. Характеристики подземных взрывов

Взрыв	Тип	Эквивалентный заряд, т	Глубина заложения, м	Порода
Denny Boy	Ядерный	420	33,5	Базальт
Pre Schooner	Химический	20	12,8	»
Dugout	»	20	18,0	»
Sulky	Ядерный	87	27,5	»
Hardhat	»	5 400	285,0	Гранодиорит
Cabriolet	»	2 300	52,0	Рионит
Fildriver	»	61 000	457,0	Гранит
Бурлыкия	Химический	700	—	»

Таблица 4. Распределения кусков породы N_i/N (%) при взрывах

Размер куска, мм	lg L	Взрыв							
		Denny Boy *	Pre Schooner *	Hardhat	Cabriolet	Fildriver	Dugout	Sulky	Бурлыкия
5	0,7	5,0 5,0	8,0 —	6,5	7,5	9,5	—	—	16,0
10	1,0	2,0 1,5	2,0 —	2,0	4,0	1,5	—	—	5,0
20	1,3	3,0 2,5	3,0 1,0	3,5	7,0	2,5	5,0	—	7,0
30	1,48	2,0 4,0	2,5 2,0	2,5	4,0	2,5	5,0	5,0	5,0
50	1,70	4,0 4,0	5,0 3,0	3,5	8,5	3,0	8,0	—	7,0
70	1,84	4,0 4,0	5,0 2,0	3,5	6,5	2,0	5,0	1,0	6,0
100	2,00	5,0 6,0	6,5 5,0	3,5	8,0	2,0	6,0	3,0	9,0
140	2,14	5,0 9,0	7,0 6,0	3,5	11,0	2,0	9,0	5,0	11,0
200	2,30	6,0 8,0	10,0 8,0	5,0	12,0	4,0	6,0	6,0	10,0
300	2,48	9,0 11,0	12,0 16,0	6,5	12,0	6,0	14,0	10,0	8,0
500	2,70	13,5 14,0	17,0 19,0	12,0	9,0	12,0	15,0	20,0	8,0
700	2,84	10,0 9,0	9,0 8,0	12,0	3,0	12,0	7,0	10,0	4,0
1000	3,0	11,5 11,0	7,0 15,0	15,0	3,0	21,0	8,0	17,0	4,0
1400	3,14	10,0 6,0	4,0 7,0	13,0	1,0	13,0	5,0	7,0	
2000	3,3	10,0 5,0	2,0 8,0	8,0	1,0	4,0	5,0	9,0	
3000	3,48	— —	— —	—	—	—	2,0	7,0	

* Первый и второй столбец — независимые измерения двух авторов.

при взрыве, не подчиняются закону энергетического подобия, как другие эффекты взрыва.

В табл. 3 приведены характеристики взрывов, а в табл. 4 — результаты анализа данных о распределении кусковатости при семи ядерных и химических взрывах США [25, 26] и взрыве 700 т ВВ на р. Бурлыкия (СССР) [27], проведенном для образования набросной плотины. Из этой таблицы следует, что условия взрывания изменялись в весьма широких пределах. Так, энергия

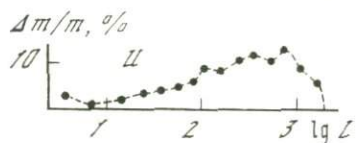
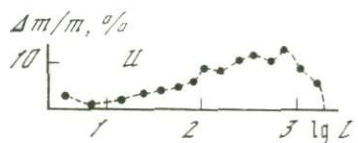
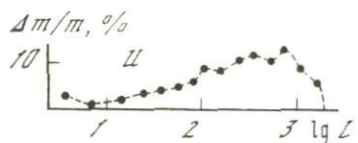
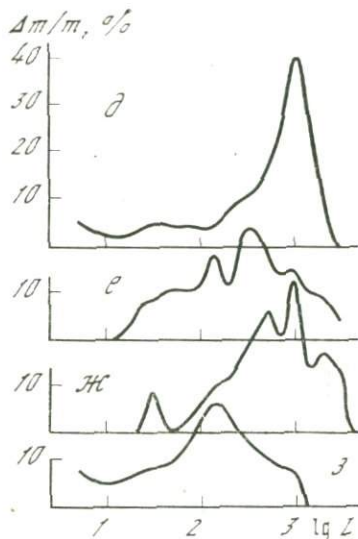
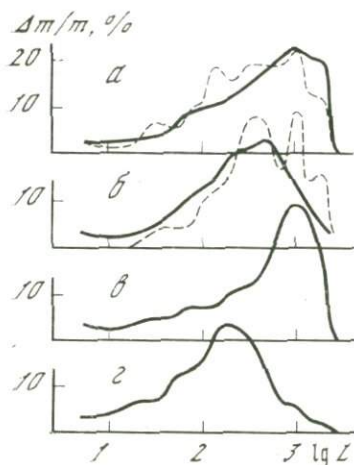


Рис. 11. Сглаженные гистограммы размеров кусков породы при взрывах (L — в мм)

а — Denny Boy; б — Pre Schooner; в — Hardhat; г — Cabriolet; д — Fieldriver; е — Dugout; ж — Sulky; з — Бурляк; и — средняя гистограмма

взрывов менялась в 3000 раз, абсолютная глубина заложения зарядов — в 35 раз, а относительная глубина $H_0 = HE^{-1/2}$ (H — глубина, м; E — заряд кт) — более чем в 6 раз. Существенно разными были и свойства взрывающейся породы: по коэффициенту крепости они различались в 6 раз и по взрываемости — в 1,5 раза.

Гистограммы распределений кусков по размерам в логарифмическом масштабе с поправкой на неравномерность группирования приведены на рис. 11. Они показывают сложную картину, существенно различную для разных взрывов, но характерную тем, что максимум во всех распределениях, за исключением взрывов Cabriolet, Dugout и Бурляк, лежит в области размеров 50—100 см. Воспользовавшись тем, что для взрывов Denny Boy и Pre Schooner измерения кусковости были выполнены дважды, можно оценить их надежность путем сопоставления. На рисунке повторные измерения показаны штриховой линией. Отметим, что наблюдается удовлетворительная повторяемость измерений и сохраняется характер распределения.

Попытки обнаружить заметные различия в распределениях кусков, вызванные типом взрыва (химический, ядерный), энергией взрывов и глубиной заложения зарядов, не привели к сколько-нибудь существенным результатам. Наоборот, сложилось впечат-

ление, что влияние всех перечисленных факторов если и существует, то имеет явно второстепенное значение. В связи с этим все результаты были «просуммированы» и по ним построено усредненное распределение, которое показано на рис. 11, *и*. Следует обратить внимание на то, что среднее распределение в сглаженной форме повторяет большинство деталей отдельных распределений, что в какой-то мере указывает на реальность этих деталей, хотя

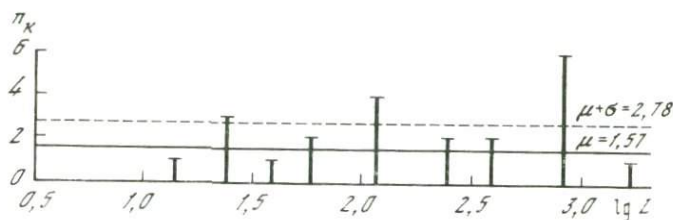


Рис. 12. Распределение максимумов размеров кусков при взрывах по интервалам группирования (L — в мм)

острота максимумов заметно сгладилась. Применим наш формальный критерий для выделения преимущественного размера. Всего имелось $r=14$ интервалов группирования, покрывающих диапазон от 5 до 3000 мм. На отдельных гистограммах выделено $n=22$ максимума. Среднее число максимумов на один интервал $m=22/14 = 1,6$. Пороговое значение (6) равно $m + \sigma = 2,8$. Распределение максимумов по интервалам показано на рис.12. Согласно нашему критерию выделяются три преимущественных размера: 24; 120; 840 мм. Кроме того, в 9-й и 10-й интервалы попало по три максимума. Естественно предположить, что где-то вблизи границы этих интервалов также имеется преимущественный размер. Окончательно принимаем четыре преимущественных размера при дроблении пород подземными взрывами: $L_1 = 24$, $L_2 = 120$, $L_3 = 320$, $L_4 = 840$ мм.

С результатами анализа размеров кусков при мощных подземных взрывах можно сопоставить данные, полученные В. П. Макарьевым и В. А. Михайловым [28] при гранулометрическом анализе взрывной горной массы при проведении обычных буровзрывных работ на карьерах. Эти работы проводились на 29 карьерах с разным типом пород: крепкими монолитными породами типа гранитов и песчаников, разнопрочными породами типа известняков и доломитов, а также слабыми, раздробленными породами типа гранитов, известняков, доломитов. Методика измерений включала ситовой анализ для мелких фракций, взвешивание среднемасштабных обломков и обмеривание крупных кусков. Каждая проба однократного анализа имела массу около 100 т, что обеспечивало представительное описание распределения по размерам.

Распределение по размерам характеризовалось гистограммой $f(L) = \Delta m(L)/m$. Так же как и раньше, мы вводили поправки

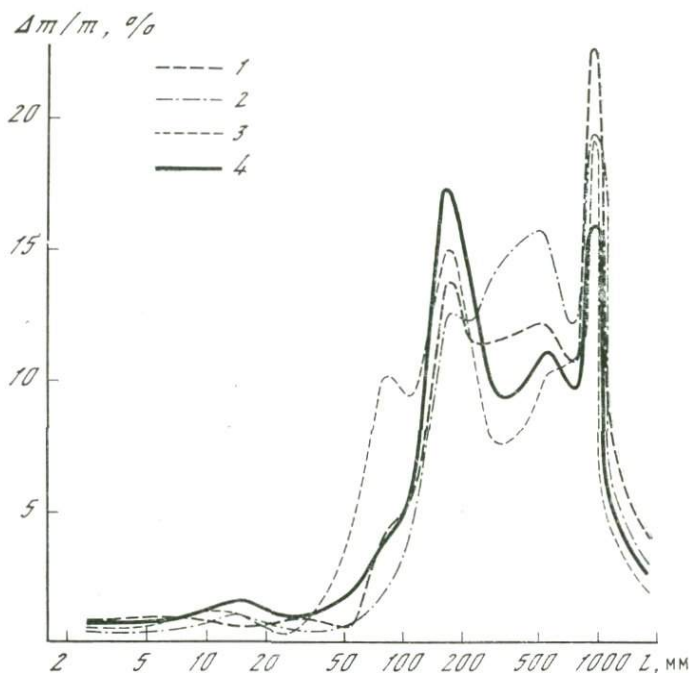
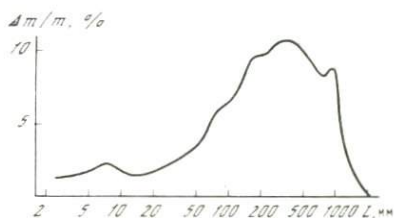


Рис. 13. Сглаженные гистограммы размеров кусков породы для взрывов на карьерах

1—3 — разнопрочные граниты; 4 — средняя гистограмма

Рис. 14. Сглаженная осредненная гистограмма размеров кусков породы для взрывов на 29 карьерах



на неравномерность интервалов группирования в логарифмическом масштабе. Как правило, функция $f(L)$ содержала 3—5 характерных максимума. Типичные примеры функций $f(L)$ для разнопрочных гранитов трех различных карьеров показаны на рис. 13. Там же приведена средняя кривая для этих карьеров. Видно, что отдельные кривые имеют максимумы вблизи значений L_k , равных 0,007; 0,08; 0,18; 0,48; 0,95 м. На усредненной кривой выявляются максимумы, отвечающие только четырем размерам. Максимум, соответствующий размеру 0,08 м, на усредненной кривой четко не просматривается, хотя и намечается.

На рис. 14 показана функция $f(L)$ усреднения по всем 29 карьерам. Несмотря на то что при усреднении два максимума оказались

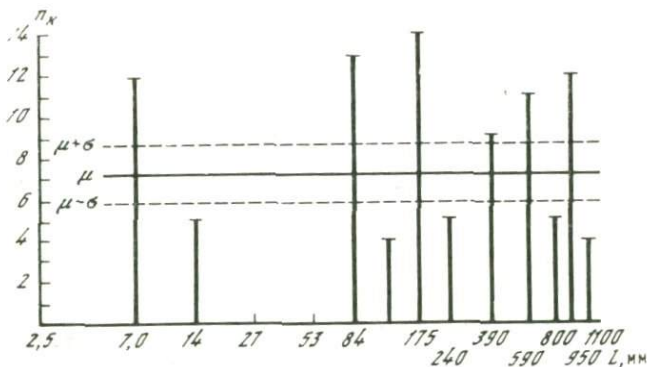


Рис. 15. Распределение максимумов размеров кусков породы для карьерных взрывов по интервалам группирования

смазанными (максимумы, отвечающие размерам 0,08 и 0,18 м), тем не менее можно с достаточной уверенностью считать, что при обычном взрывании массива горной массы проявляется пять преимущественных размеров: 0,007; 0,08; 0,18; 0,48 и 0,95 м. Видно, что последние два размера близки к размерам, определенным выше по данным для мощных подземных взрывов. Применим наш критерий для формального отделения преимущественных размеров. На $r = 15$ интервалов группирования выпало по всем гистограммам $n = 94$ максимума. Среднее значение m равно $m = n/r = 6,27$. Стандартное отклонение σ равно 2,42, пороговое значение $m + \sigma$ равно 8,7. Распределение максимумов по интервалам показано на рис. 15. Согласно нашему критерию выделяются пять преимущественных размеров: 7; 84; 180; 950 мм и один размер между 390 и 590 мм, который можно принять равным 480 мм. Таким образом, окончательно выделяем пять преимущественных размеров: $L_1 = 7$, $L_2 = 84$, $L_3 = 180$, $L_4 = 480$, $L_5 = 950$ мм.

1.7. Сейсмоакустические проявления блочности среды

В линейно-упругих моделях земной коры считается, что она может рассматриваться как пассивный фильтр для упругих волн, коэффициент затухания которых зависит от частоты колебаний. Обычно принимается, что коэффициент затухания пропорционален либо частоте ω , либо ее квадрату ω^2 . В действительности дело обстоит, по-видимому, намного сложнее. Дискретность геофизической среды проявляется и при распространении упругих волн.

Наиболее очевидный эффект блочности, возникающий при распространении по геофизической среде упругой волны, связан с отражением и преломлением волн на границах отдельностей — на границах блоков, которые образуют в совокупности набор сложных пространственных решеток различного линейного масштаба.

Иерархическая дискретность геофизической среды означает в данном случае, что колебания с любой произвольной длиной волны λ распространяются в среде, в которой существуют как отдельности с размером $L < \lambda$, так и отдельности с размером $L > \lambda$. Кроме того, эта волна регулярно будет встречать на своем пути и блоки с размером порядка собственной длины.

Если размеры блоков L оказываются много меньше длины волны, то по отношению к колебаниям такая среда может рассматриваться как сплошная, но с некоторыми усредненными (эффективными) упругими постоянными и с соответствующим образом подобранным диссипативным членом. В первом приближении можно считать, что в этом случае влияние блочности мало сказывается на распространении волны, движение которой описывается обычным волновым уравнением.

Если же, напротив, выполнено условие $\lambda < L$, то волновое возмущение отражается от границ блока; на этих границах происходит преломление волн, продольные волны становятся при таком преломлении источником поперечных колебаний, и наоборот, и т. д. Интерференция прямых и преломленных волн создает сложную картину волнового поля, фронт которого движется по законам, напоминающим диффузию или теплопроводность; распространение упругих волн в геофизической среде становится похожим на картину их распространения в так называемых мутных средах [29]¹.

В том случае, когда $\lambda \sim L$, возможны «резонансные» явления, при которых поглощение блоками акустических возмущений становится аномально большим. Так как размеры блоков расчленения образуют некоторый закономерный иерархический ряд, то все три перечисленных эффекта будут играть роль при распространении волны с любой произвольной длиной.

1.8. Отклонения от закона повторяемости

Представляется интересным связать данные наблюдений сейсмического режима с блочностью строения земной коры. Естественно предположить (это предположение обосновывается ниже, в разд. 2.2), что сила землетрясения зависит от размера блока, в котором освобождается упругая энергия. Следовательно, существование преимущественных размеров блоков земной коры должно проявляться в увеличении числа землетрясений, возникающих в этих блоках, т. е. в аномалиях на графиках повторяемости землетрясений, а сам график повторяемости можно рассматривать как распределение блоков по размерам. Выделение аномалий на этих графиках осложняется тем, что число землетрясений N очень быстро растет с уменьшением их энергии E . Поэтому важно было найти

¹ Перенос энергии в геофизической среде может происходить со скоростью, меньшей, чем скорость звука в том же направлении. — *Примеч. ред.*

нормальную зависимость N от E и учесть ее при выделении аномалий в распределении.

Зависимость среднего числа землетрясений от их силы, отнесенная к единице площади и единице времени, изучалась многими исследователями. При этом возникла необходимость найти способ оценки силы землетрясений исходя из записей — сейсмограмм, получаемых при их регистрации. Затруднение состояло в том, что амплитуда A на записях зависит не только от силы землетрясения, но также и от расстояния между точкой регистрации и эпицентром. Задача была решена, когда выяснилось, что кривые зависимости $\lg A$ от расстояния r для землетрясений разной силы почти параллельны друг другу, т. е.

$$\lg A(r) - \lg A_0(r) = M,$$

где $A_0(r)$ — амплитуды на сейсмограммах для землетрясения, выбранного в качестве эталона, а M — магнитуда исследуемого землетрясения. Выбор эталона произволен. Условились считать эталонным такое землетрясение, при котором на расстоянии в 100 км смещение поверхности Земли равно 1 мкм. Стандартный сейсмограф, используемый при определении магнитуд, в этих условиях дает запись с амплитудой 1 мм. Приняли, что величина магнитуды M в этом случае равна нулю. Определение M может производиться как по записям поверхностных, так и объемных волн. Магнитуда объемных волн обозначается буквой m . Связь между ними дается осредненными уравнениями

$$m = 2,5 + 0,63M, \quad M = 1,6m - 4.$$

Для среднего числа землетрясений $N(M)$ на единицу площади и времени Б. Гутенберг и К. Рихтер [30] предложили формулу

$$\lg N(M) = \alpha - \gamma M, \quad (7)$$

где $N(M)$ — среднее число землетрясений с магнитудой $M \pm \Delta M$; α , γ — эмпирические коэффициенты. Эту формулу принято называть законом повторяемости. При детальном исследовании было выявлено, что коэффициент α , характеризующий среднюю сейсмичность, зависит от времени и от региона, а наклон прямой γ неодинаков для различных диапазонов магнитуд (нелинейность закона повторяемости). Однако в первом приближении можно считать, что $\lg N$ зависит от магнитуды линейно. Поэтому связь между размерами блоков земной коры и частотой землетрясений приходится искать, анализируя отклонения от закона повторяемости (7). При этом нет необходимости считать закон повторяемости в точности линейным. Достаточно, если в не слишком большом диапазоне магнитуд (порядка 3—4) отклонения от линейности будут невелики. Задача сводится к тому, чтобы на фоне монотонной зависимости обнаружить систематические отклонения, соответствующие преимущественным размерам, — «преимущественные» магнитуды. Сделать это нелегко. Во-первых, в стандартных каталогах землетрясений магнитуда дается с боль-

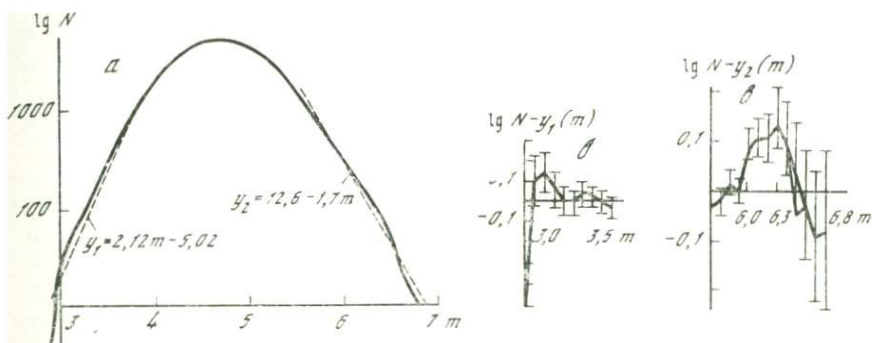


Рис. 16. Зависимость среднего числа землетрясений от магнитуды по каталогу USCGS 1962—1978 гг. (а), увеличенные отклонения от тренда в диапазоне магнитуд 3,0—3,6 (б) и 5,5—6,8 (в) с указанием разброса

шой (до 0,3) погрешностью. Во-вторых, само распределение дискретностей в горной породе подчиняется случайным отклонениям. Наконец, связь магнитуд с размером очага не детерминистская, а корреляционная и также характеризуется большими случайными ошибками. Мы пользовались следующими формулами для оценивания поперечника очага землетрясения L через магнитуду объемных волн m и магнитуду поверхностных волн M [31, 32]:

$$\lg L = 0,54 m - 2, \quad (8)$$

$$\lg L = 0,44 M - 1,3. \quad (9)$$

Несмотря на указанные трудности, можно выделить на фоне плавного изменения сейсмичности три аномалии: в диапазоне магнитуд $m = 3 \div 3,3$; $6,0 \div 6,5$; $M = 7,9 \div 8,3$. Самая контрастная из них — аномалия в диапазоне $m = 6,0 \div 6,5$. На рис. 16 приведена в логарифмическом масштабе зависимость числа землетрясений от магнитуды m (магнитуды по объемным волнам) для каталога Американской геологической службы с 1962 по 1978 г. Исходные данные приведены в каталоге с шагом $\Delta m = 0,1$. График состоит из двух частей: возрастающей до $m = 4,7$ и убывающей от $m = 4,7$ и далее. Возрастание в левой части графика объясняется тем, что в этом диапазоне магнитуд не хватает чувствительности сейсмической сети для регистрации всех землетрясений и, чем меньше магнитуда, тем больше процент пропущенных землетрясений. Указанный эффект должен иметь плавный характер, определяемый густотой сейсмической сети, уровнем увеличения приборов, шумами и т. д. Правая часть графика подчиняется в первом приближении прямолинейному закону Гутенберга—Рихтера. Однако при $6,0 \leq m \leq 6,3$ видно отклонение от прямолинейной зависимости. Для оценки статистической значимости этого отклонения был оценен разброс значений $\lg N(m)$. Полученные стандартные отклонения объясняются главным образом

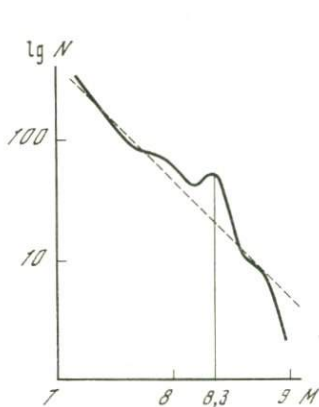


Рис. 17. Зависимость среднего числа землетрясений от магнитуды по каталогу Дуды 1904—1977 гг.

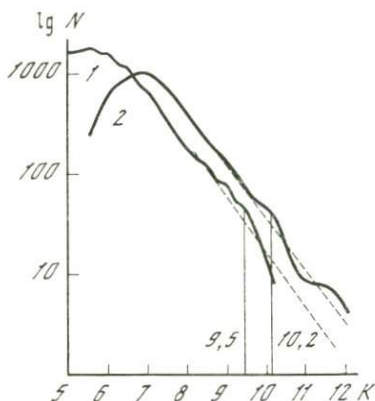


Рис. 18. Зависимость среднего числа землетрясений от энергетического класса K по Гармскому каталогу 1953—1977 гг. (1) и по Нурекскому каталогу 1955—1972 гг. (2)

неоднородностью сейсмичности (среднего уровня) во времени. На рис. 16, б, в приведены отклонения $\lg N$ от прямолинейной зависимости с указанием стандартных отклонений. Видно, что при $6,0 \leq m \leq 6,3$ отклонения выходят за рамки случайного разброса.

Обращает на себя внимание небольшое «вспучивание» в области магнитуд $3,0 \leq m \leq 3,3$, заметное на фоне плавного хода кривой. Оно не выходит за рамки случайного разброса, но, как показано ниже, подтверждается по другим каталогам, представительным в этой области магнитуд.

Для диапазона самых больших магнитуд был использован каталог Дуды (1904—1977 гг.). Каталог Дуды охватывает 74 г., он представлен на рис. 17 с интервалом $\Delta M = 0,2$. При $M = 7,9 \div 8,3$ отчетливо выделяется значимая аномалия — отклонение от прямолинейного закона достигает 0,4, тогда как разброс в точке $M = 8,3$ оказывается равным 0,25.

Для диапазона самых малых магнитуд был использован каталог, составленный И. Л. Нерсесовым по Гармскому району на 25 лет (1953—1977 гг.). Здесь для характеристики силы землетрясения использован энергетический класс K , связанный с объемной магнитудой m соотношением

$$K = 4 + 1,8 m. \quad (10)$$

График зависимости $\lg N$ от K показан с шагом $\Delta K = 0,25$ на рис. 18. На фоне плавного убывания, сопровождающегося заметным разбросом, выделяется аномалия в области $9-9,75$ классов. На том же рисунке изображены данные каталога С. Х. Негматуллаева для Таджикистана с шагом $\Delta K = 0,5$. И здесь небольшое повышение числа землетрясений намечается в области $K =$

—10. В соответствии с формулой (10) эта область отвечает магнитуде $m \approx 3,3$. Как было показано ранее, именно вблизи этой магнитуды обнаружилась аномалия по каталогу USCGS (см. рис. 16).

Аномалия при $m = 3 \div 3,3$ и $M = 7,9 \div 8,3$ выделяется значительно хуже, чем при $m = 6,0 \div 6,5$. Это понятно, так как сильные землетрясения редки и каталоги для них менее представительны, чем для средних землетрясений; слабые же землетрясения гораздо более переменны, чем средние. Тем не менее реальность этих аномалий едва ли вызывает сомнения и представляется замечательным сам факт, что они оказываются заметными на фоне широких вариаций условий наблюдения, района, аппаратуры и т. д.

Если вернуться к соотношениям (8), (9), то аномалии с $m = 3 \div 3,3$; $6,0 \div 6,5$ и $M = 7,9 \div 8,3$ соответствуют размерам очага порядка 0,4—0,6; 18—32 и 150—220 км. Учитывая, что $m = 3 \div 3,3$ согласно (10) соответствует $K = 9,4 \div 10$, можно считать, что характерные размеры очага на рис. 18 при $K = 9,5 \div 10$ и размер на рис. 16 при $m = 3 \div 3,3$ близки друг к другу и могут быть оценены величиной 0,5 км. Таким образом, по данным, о землетрясениях выделяем три характерных размера: $L_1 = 0,5$, $L_2 = 24$, $L_3 = 180$ км.

1.9. Флуктуации характеристик *P*-волн

На блочное строение земной коры указывают и исследования по распространению сейсмических волн [33]. Так, при изучении флуктуаций амплитуд, времен пробега и формы *P*-волн было выделено несколько характерных пространственных масштабов: 10—12, 45—60, 100—200 км и др. Первый из этих масштабов связывают с неоднородностями, образующими верхнюю часть земной коры, ограниченной поверхностью консолидированного фундамента. Пространственный масштаб 45—60 км определяется, как уже говорилось, блоками земной коры, так же как и масштаб 100—200 км. Наблюдаются также неоднородности порядка тысяч километров, но они менее контрастны и связаны, по-видимому, не с блочным строением коры и астеносферы, а с плавными латеральными изменениями свойств среды. Таким образом, по флуктуациям характеристик продольных сейсмических волн выделяются следующие преимущественные размеры неоднородностей: $L_1 = 11$, $L_2 = 52$, $L_3 = 140$ км.

В работах [34, 35] при изучении неоднородностей верхней части кристаллического фундамента в Белоруссии по автокорреляционным функциям флуктуаций амплитуд и времен пробега продольной волны, регистрируемой на группах сейсмографов, были выделены следующие характерные размеры неоднородностей: 6—12; 30—40; 190—310; 680 и 1200—1500 м. Взяв среднегеометрические значения из приведенных крайних величин, получим следующие преимущественные размеры мелкомасштабных неоднородностей: $L_1 = 10$, $L_2 = 35$, $L_3 = 250$, $L_4 = 680$, $L_5 = 1350$ м.

1.10. Акустическое зондирование горной породы

В предыдущем разделе приведены результаты анализа сейсмологических данных, показывающих, что блочное строение литосферы проявляется и в свойствах источника возмущений (в землетрясениях) и оказывает влияние на распространение P -волн. Таким образом, можно оценить размеры крупных блоков литосферы — блоков с размерами порядка нескольких десятков километров. Ранее приводились данные, полученные при проведении взрывов, которые можно интерпретировать как результат выявления исходной блочности среды, но значительно более мелкого масштаба. По-видимому, общие закономерности проявлений блочности в физических явлениях слабо зависят от масштаба. Поэтому, проводя измерения прямо на массиве горной породы, можно получить дополнительные данные о влиянии блочности на распространение упругих волн.

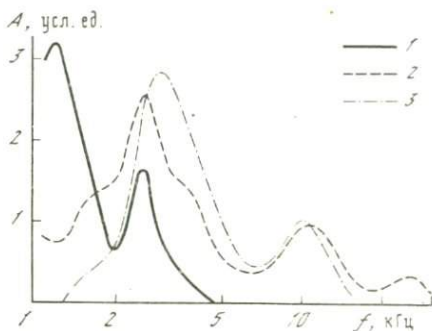
Источником сейсмоакустических возмущений малой амплитуды служил буровой станок СББ-5м, с помощью которого на карьерах пробиваются скважины. При ударах бурового инструмента упругие волны распространялись по массиву горной породы, испытывая множественные отражения от границ отдельных блоков, слагающих породу. Для регистрации акустических возмущений в соседние скважины помещали широкополосный датчик-акселерометр. Сигнал от датчика усиливался и подавался на вход спектроанализатора, рабочий диапазон которого лежал в области 1—30 кГц. Опытами было установлено, что множественные отражения волны, проходящей по блочной среде, приводят к появлению сложного волнового поля, напоминающего коду сейсмограммы, регистрируемой сейсмоприемниками при прохождении волны от землетрясения. При частоте 20 ударов в секунду бурового инструмента регистрировалось около 250 импульсов с видимой частотой 1 кГц. Качественно можно было заметить, что низкочастотная часть сигнала при увеличении расстояния от источника затухает значительно медленнее его высокочастотной части, но затухание сигнала не описывается каким-либо простым законом.

Отсутствие простой связи между частотой колебаний и затуханием сигнала обусловлено в значительной степени тем, что амплитудно-частотный спектр возмущения, пришедшего в точку наблюдения, зависит не столько от свойств источника этого возмущения, сколько от свойств блочной среды. На рис. 19 приведены спектры колебаний, зарегистрированные в опытах по описанной методике в мергеле и в сильно окварцованных монцонитах двух сходных по геологии месторождений (в Кафане и Каджаране АрмССР). Спектры в монцонитах были получены при различной форме бурового инструмента и тем не менее оказались близкими. В то же время спектры монцонита и мергеля различаются, хотя они были получены при одном и том же источнике возмущений.

Характерной особенностью наблюдаемых спектров являются отчетливо выраженные максимумы, появление которых обуслов-

Рис. 19. Спектры колебаний при акустическом зондировании горной породы в Армении

1 — мергель в городе Арагат; 2 — монцонит в Каджаране; 3 — монцонит в Кафане



лено, по нашему мнению, возникновением «стоячих» волн в отдельных блоках породы. Так как чаще встречаются блоки с преимущественными размерами L_i , то частота, соответствующая максимуму в спектре сигнала, может быть эвристически определена как $f_i = c/L_i$, где c — скорость продольных волн в горной породе.

Это соотношение можно использовать и для оценки размеров блоков породы, если известна скорость звука c . В табл. 5 приведены результаты такой оценки, при которой скорость звука взята по справочным данным.

Таблица 5. Характерные размеры породы при сейсмоакустическом зондировании

Порода	f_1 , Гц	f_2 , Гц	c , м/с	L_1 , м	L_2 , м
Мергель	1200	2 500	1950	1,6	0,8
Мрамор	2800	—	4950	1,8	—
Туф	2000	—	400	2,00	—
Базальт	2000	—	5400	2,7	—
Монцонит-1	2600	11 000	4700	1,8	0,4
Монцонит-2	3000	10 000	5700	1,6	0,5

Существенно то, что, несмотря на различия в условиях образования пород (одни из них относились к осадочным, другие — к вулканогенным), обнаруженные размеры отдельностей оказываются практически одинаковыми, равными $L_2 = 0,54$ и $L_1 = 1,6 \div 2$ м (исключение составил базальт). Существование таких преимущественных размеров трудно связать с геологическими условиями образования пород, например с условиями напластования. Если такой размер еще как-то можно было бы объяснить для осадочных пород, в которых естественным линейным размером, с которым связаны размеры блоков, является мощность пласта, то в туфах и базальтах причин проявления такого естественного размера указать нельзя.

Более подробное исследование акустических свойств горной породы было проведено нами на карьерах «Элаците» и «Медет» совместно с болгарскими коллегами — В. Стояновым, Н. Илиевым, И. Ивановым. При проведении работы фотографировались

срезы карьерного массива (см. рис. 1,а), измерялась скорость звука c и снимались амплитудно-частотные характеристики акустических возмущений массива, вызванных работой бурового инструмента. По фотографиям бортов уступов измерялись характерные размеры блоков, обозначаемые далее как $L_{пл}$, и величины $L_{пл}$ сравнивались с величиной отношения $L_{ак} = c/f_i$, где f_i — значение частоты, при которой отмечается максимум на амплитудно-частотной характеристике породы. Величины $L_{пл}$ измерялись тем же методом, что и блоки земной коры, по формуле (1). Ниже дается сопоставление величин $L_{пл}$ и $L_{ак}$ (в м):

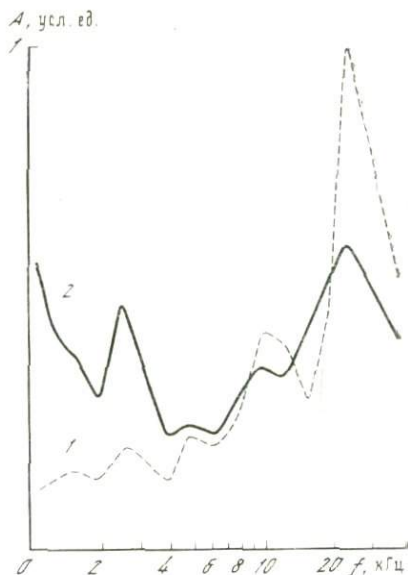
$L_{пл}$	0,14	0,16—0,19	0,35—0,36	0,91	1,05	—
$L_{ак}$	0,15*	0,13**	0,29**; 0,33	1,15**	1,34*	2,8**; 3,3*

Здесь звездочка означает данные, полученные на карьере «Медет», две звездочки — на карьере «Элаците».

Приведенные выше данные относятся к двум массивам гранодиорита с одинаковым происхождением и геологической историей, чем и объясняется равенство размеров блоков в обоих массивах. При вычислении характерных размеров по спектрам акустических возмущений нужно знать скорость продольных волн. Проведенные на карьере измерения величины c показали, что если в однородном, лишенном видимых трещин блоке породы значения c лежат в пределах 3200—3700 м/с, то при измерении ее непосредственно в трещиноватом массиве получаются значения порядка 1000—1200 м/с. При вычислении размеров блоков L мы принимали, что $c = 3450 \pm 250$ м/с — среднее значение этой величины по измерениям на монолитах-блоках, которое согласуется с измерениями скорости слабых взрывных волн в данной породе. Таким образом, из приведенных выше данных получаем следующие преимущественные размеры неоднородностей горной породы при сейсмоакустических исследованиях на карьерах: $L_1 = 0,15$, $L_2 = 0,33$, $L_3 = 1,1$, $L_4 = 3,1$ м.

Отмечаемая разница в скоростях продольных волн, измеренных в трещиноватых и монолитных участках породы, говорит о том, что среднее по некоторому объему значение модуля Юнга в трещиноватых участках массива примерно на порядок меньше модуля Юнга монолитных участков того же массива (на плотность среды наличие трещин сказывается незначительно). Если упругие свойства среды меняются от одного участка к другому, то это означает, что деформация и связанная с ней упругая энергия распределены по массиву породы неравномерно. В отдельных случаях массивные блоки крепких пород можно полагать перемещающимися как жесткое целое и большую часть энергии деформирования относить к блокам податливых пород. В частности, такими «мягкими» породами могут быть трещиноватые участки между более или менее монолитными блоками, поскольку трещины заполнены глиноподобным материалом. Пространственная неоднородность упругих свойств среды приводит к тому, что отдельные ее участки мы можем рассматривать как аналоги жестких масс,

Рис. 20. Спектры акустического фона (1) и вызванных колебаний породы (2) на карьере «Медет» в Болгарии



которые распределены в пространстве более или менее упорядоченным образом и соединяются между собой подобием пружин. Такая система масс и упругих элементов обладает набором собственных частот, которые по необходимости тесно связаны с набором преимущественных размеров блоков.

С помощью метода акустического зондирования были определены собственные колебания породы, которые регистрировались при неработающих буровых установках. Несмотря на малое разрешение спектроанализатора, из результатов опытов можно сделать следующие выводы.

Во-первых, интенсивность собственных колебаний горной породы постоянна во времени — амплитудно-частотная характеристика сигнала, регистрируемая спектроанализатором, не менялась от опыта в течение месяца. Уровень сигнала в максимумах спектра соответствовал ускорению порядка 10^{-2} см/с².

Во-вторых, общий характер спектра собственных колебаний, или акустического фона, практически совпадает со спектром колебаний породы, получаемым при действии на нее буровым инструментом. На рис. 20 приведены спектры акустического фона и вызванных колебаний, полученные на карьере «Медет». Несмотря на то что спектры получены при существенно разном (на четыре порядка) усилении аппаратуры, различие между этими спектрами незначительно. Оба спектра связаны с характеристиками блочности породы (совпадение частот означает, что и величины $L_{ак}$ будут совпадать, как показано выше, с величинами $L_{пл}$).

Интересные данные о размерах структурных блоков в районе строительства Ингурской ГЭС были предоставлены нам профессором А. И. Савичем. Им были определены по перегибам масштабных кривых для скоростей ультразвуковых волн следующие характерные размеры блоков: 0,5—0,7; 1,7—2,5; 8—10 м. При построении модели строения участка арочной плотины были выявлены блоки размером 40—50 м. Еще большие блоки, порядка 200—300 м, были обнаружены при сейсмогеологических исследованиях головной части водохранилища. При этом учитывались направления пересечения сейсмических профилей с простираанием границ разных блоков. Наконец, были замечены неоднородности с ли-

нейными размерами 2000—3000 м. Приводя эти данные, А. И. Савич отмечает [36, 37], что все указанные выше размеры неоднородностей, выделенные по данным геофизических наблюдений, совпадают с результатами прямых геологических обследований.

Итак, по данным А. И. Савича можно выделить следующие характерные размеры: $L_1 = 0,6$, $L_2 = 2,1$, $L_3 = 9,0$, $L_4 = 45$, $L_5 = 200$, $L_6 = 2500$ м.

Столь широкий диапазон масштабов, в котором наблюдается иерархическая последовательность преимущественных размеров отдельностей горной породы, позволяет предположить, что в ее основе лежат какие-то общие законы природы. Поэтому естественной была попытка поиска аналогичной иерархии и вне геологических объектов.

В области малых масштабов были изучены распределения по размерам частиц реологических взрывов [38], диспергирования торфа на мельницах [39] и упоминавшихся выше глобул [10], видных на шлифах протравленного кварцевого стекла. Аналогичная задача для больших масштабов была поставлена при рассмотрении распределения по размерам тел Солнечной системы. Представленные ниже результаты указывают на то, что и в этих случаях существование иерархической последовательности преимущественных размеров сомнений не вызывает. Поэтому есть основания для того, чтобы попытаться использовать свойство иерархической последовательности преимущественных размеров в некоторых задачах геофизики.

1.11. Маломасштабные отдельности

Лабораторной моделью геофизической среды может служить любой материал, обладающий структурой, такой, например, как поликристаллы. Естественно, что расчленение модельных материалов приводит к появлению очень малых отдельностей. Для изучения распределений в диапазоне очень малых размеров использованы измерения осколков реологических взрывов [38]. Реологические взрывы возникают в тонких слоях вещества, сжатого между двумя наковальнями пресса, когда этот образец дополнительно подвергается сдвиговой деформации. Измеренные на многих десятках распределений преимущественные размеры осколков, получающиеся при реологических взрывах, представлены в табл. 6. В таб-

Таблица 6. Размеры маломасштабных отдельностей при различных способах получения, мкм

Реологический взрыв	Диспергирование торфа	Фрагменты кварцевого стекла	Реологический взрыв	Диспергирование торфа	Фрагменты кварцевого стекла
—	—	0,05	7,0	9,0	10,0
0,2	—	0,18	20,0	26,0	35,0
0,9	0,75	0,75	50,0	52,0	—
3,5	2,2	4,0	—	195,0	135,0

лице приведены также значения размеров, полученные из распределений частиц торфа, дезинтегрированного на мельницах [39]. Несмотря на отличие в механизме образования отдельностей в последнем примере, размеры частиц, лежащие в диапазоне от долей микрометра до долей миллиметра, также проявляют тенденцию к группированию возле определенных преимущественных значений.

Интересным фактором является микрогетерогенность кварцевых стекол, выявляемая травлением их поверхности плавиковой кислотой или щелочами. В статье [10] отмечается: «Обращает на себя внимание, что эти неоднородности имеют форму четко очерченных ячеек размером от нескольких долей до целых микрометров, в матрице которых просматриваются еще более мелкие фрагменты размером в сотые доли микрометра». В поисках объяснения этого явления авторы [10], по-видимому, правильно связывают его с локальной химической неоднородностью стекла, отмечая, что химическое взаимодействие стекла с кислотами и щелочами наиболее интенсивно происходит по дефектным участкам. Не вникая в тонкости процессов образования и обработки кварцевых стекол, мы измерили по любезно предоставленным нам фотографиям, одна из которых приведена на рис. 3, размеры L_k выделяющихся на них фрагментов и построили их распределения. При этом были получены результаты, помещенные в табл. 6 совместно с определением L_k по данным опытов с реологическими взрывами и диспергированием торфа. Отметим непротиворечивость распределений по размерам частиц, полученных всеми указанными методами.

1.12. Размеры небесных тел

Совокупность тел Солнечной системы — планет, малых планет, их спутников и астероидов — интересный пример множества геофизических объектов, условия образования которых существенно отличаются от рассмотренных выше случаев. Поэтому представлялось любопытным проверить, подчиняется ли распределение размеров тел Солнечной системы тем же закономерностям, что и приведенные выше распределения. Конечно, такая проверка имеет весьма условный характер, так как количество небесных тел мало по отношению к интервалу изменения их размеров и говорить о каких-либо строгих статистических закономерностях в их распределении сложно. Тем не менее качественная проверка предположения о существовании преимущественных размеров возможна и для небесных тел.

В табл. 7 приведен перечень планет, малых планет, их спутников и астероидов в порядке убывания размеров их поперечников [40] (всего 59 тел). Из данных таблицы следует, что распределение небесных тел по размерам далеко от равномерного — в нем обнаруживаются как сгущения, так и области размеров, в которых небес-

Таблица 7. Небесные тела и их поперечники

Небесное тело	Поперечник L , км	Небесное тело	Поперечник L , км
Юпитер	142 796	Гигия	320
Сатурн	120 000	Паллада	480
Уран	50 800	Спутник Сатурна 11	200
Нептун	49 500	Янус	200
Земля	12 760	Эвномия	230
Венера	12 100	Психея	270
Марс	6 800	Давида	260
Меркурий	4 860	Амальтея	260
Ганимед	5 280	Нереида	200
Титан	5 120	Миранда	240
Каллисто	4 840	Феба	240
Тритон	4 400	Геба	220
Ио	3 640	Юнона	200
Луна	3 476	Ирис	200
Европа	3 130	Гималия	170
Плутон	2 800	Элара	80
Рея	1 530	Немауса	80
Япет	1 440	Спутник Юпитера 14	40
Харон	1 120	Карме	50
Титания	1 000	Пасифе	50
Тефия	1 050	Синопе	40
Диона	1 120	Лиситея	40
Оберон	800	Ананке	30
Церера	760	Леда	20
Ариэль	600	Фобос	27
Энецелад	500	Спутник Урана 6	30
Мимас	390	Эрос	14
Умбриэль	400	Деймос	15
Веста	480	Географос	13
Гиперион	310		

ных тел нет вообще. Если применять для проверки равномерности статистический критерий χ^2 с разделением всего диапазона размеров на 21 интервал, то полученная величина $\chi^2 = 55,5$ имеет значимость всего 0,000004, и, таким образом, гипотеза равномерности отвергается. Неравномерность распределения наглядно обнаруживается на рис. 21, где по горизонтальной оси координат отложены логарифмы поперечников небесных тел, а вертикальными отрезками на ней отмечены места наблюдаемых величин. Там же построена гистограмма в логарифмическом масштабе.

На рис. 21 выделяются по крайней мере четыре сгущения, отвечающие местоположению Тритона (Луны), Дионы (Цереры), Психеи и Синопе. Размеры тел, соответствующих этим сгущениям, равны: 4000, 1200, 220 и 33 км соответственно.

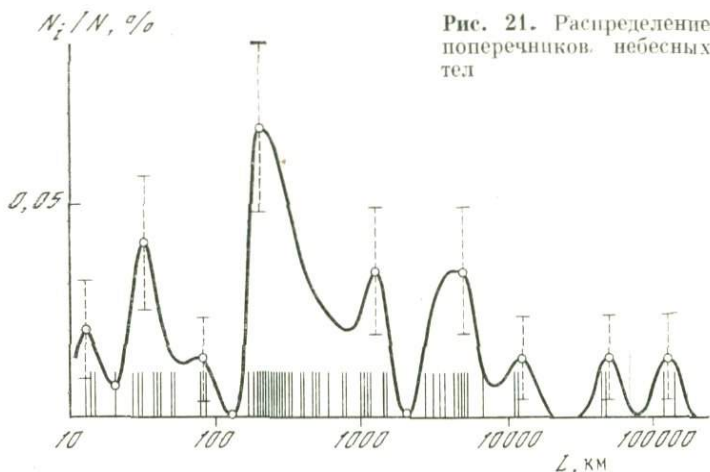


Рис. 21. Распределение поперечников небесных тел

Можно заметить, что распределению тел Солнечной системы по размерам свойственно наличие четырех главных максимумов (группы Синопе, Психеи, Дионы, Тритона). Если учитывать самые большие планеты (начиная с Земли, Венеры и больше), то получим еще три характерных размера: 13 000, 49 000 и 130 000 км.

Среди малых размеров намечаются максимумы около значений 14 и 80 км. Следует отметить, что максимумы 14, 80, 12 000, 50 000 и 130 000 км подкреплены лишь двумя-тремя наблюдениями и, естественно, их нельзя считать статистически надежными. Для характеристики надежности максимумов на рис. 21 вертикальными отрезками указаны стандартные отклонения значений гистограммы, вычисляемые по формуле $\sigma = [p_i (1 - p_i)/N]^{1/2}$, где N — общее число наблюдений; $p_i = N_i/N$ — оценка значений гистограммы. Видно, что надежность выделения максимумов достаточно велика лишь для группы основных максимумов.

Отметим, что преимущественные размеры тел Солнечной системы, равные 33 км (Синопе) и 80 км (Элара, Гималия), хорошо коррелируют с преимущественными размерами блоков земной коры, приведенными в разд. 1.3. Эта корреляция тем более интересна, что сопоставляемые объекты совершенно разнородны и, кроме того, имеют различную предисторию: блоки земной коры являются результатом расчленения последней, а планеты образовались путем сгущения протопланетного пылевого облака. Таким образом, среди небесных тел мы выделяем следующие преимущественные размеры: $L_1 = 14$, $L_2 = 33$, $L_3 = 80$, $L_4 = 220$, $L_5 = 1200$, $L_6 = 4000$, $L_7 = 12\,000$, $L_8 = 50\,000$, $L_9 = 130\,000$ км.

1.13. Иерархическая система блоков

В предыдущих разделах приведены результаты как прямых, так и косвенных измерений размеров отдельных кусков, блоков, неоднородностей), на которые расчленяются геофизические среды

Таблица 8. Преимущественные размеры природных неоднородностей и отдельностей твердых сред, м ($L_k = l \cdot 10^n$)

Предмет исследования	n	l								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Протравливание кварца	-6	0,05 —	0,18 3,6 *	0,75 4,2	4 5,3	10 2,5	35 3,5	135 3,8	—	—
Реологический взрыв		0,2 —	0,9 4,5	3,5 3,9	7 2,0	20 2,9	50 2,5	—	—	—
Измельчение торфа		0,75 —	2,2 2,9	9 4,1	26 2,9	52 2,0	195 3,8	—	—	—
Гранулометрия частиц грунта	-3	0,07 ^{2*} —	0,5 ^{2*} 7,0	4,3 8,6	16 3,7	71 4,4	—	—	—	—
Отдельности при взрывах на карьерах	-2	0,7 —	8,4 ^{3*} 12,0	18 2,1	48 2,7	95 2,0	—	—	—	—
при больших взрывах		2,4 —	12 5,0	32 2,7	84 2,6	—	—	—	—	—
Сейсмоакустическое зондиро- вание пород		0,15 —	0,33 2,2	1,1 3,3	3,1 2,8	—	—	—	—	—
по 1-му методу		0,15 —	0,33 2,2	1,1 3,3	3,1 2,8	—	—	—	—	—
по 2-му методу		0,54 —	1,8 3,3	—	—	—	—	—	—	—

Неоднородности по флуктуациям P -волн		10	35	250	680	1350				
по 1-му методу		—	3,5	7,1	2,7	2,0	—	—	—	—
	0									
по 2-му методу		11	50	140	—	—	—	—	—	—
		—	4,7	2,7	—	—	—	—	—	—
Сейсмогеологические работы при строительстве ГЭС		0,6	2,1	9	45	200	2500	—	—	—
		—	3,5	4,3	5,0	4,4	12,5	—	—	—
Блоки земной коры по отклонениям от закона повторяемости		0,5 ^{2*}	24 ^{4*}	180 ^{4*}	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—	—
по геоморфологическим измерениям		70	120	500	1200	3200	—	—	—	—
		—	1,7	4,2	2,4	2,7	—	—	—	—
Активные геологические разломы Японии	3	15	45	—	—	—	—	—	—	—
		—	3,0	—	—	—	—	—	—	—
Геологические разломы Африки		450	1500	—	—	—	—	—	—	—
		—	3,0	—	—	—	—	—	—	—
Небесные тела		14	33	80	220	1200	4000	12 000	50 000	130 000
		—	2,4	2,4	2,8	5,4	3,4	3,0	4,2	2,6

* Отношение размеров $L_k + 1/L_k$. ** Размер ненадежен. значения не определялись ввиду грубости метода.

^{3*} Вероятно, пропущен размер 2 см.

^{4*} Размер ненадежен. Отно-

при деформировании в естественных и техногенных (взрыв) процессах. В табл. 8 собраны полученные в предыдущих разделах разными методами все выявленные характерные размеры. Используемые данные взяты случайным образом. Кроме того, при сборе материалов выяснилось, что при проведении экспериментальных исследований многие авторы не обращали внимания на некоторые особенности результатов дробления, поэтому в сводке их данных могли быть не занесены нужные нам величины. В качестве примера можно привести те данные по дроблению взрывом, которые приводятся во многих источниках: как правило, горняки отмечают только выход «негабарита», т. е. кусков, превышающих некоторый верхний предел размеров, и иногда массовую долю «мелочи», сравнивая эти две фракции с общей взорванной массой. Естественно, что такие данные оказались мало пригодными для анализа распределений кусков по размерам. Несомненно, требуется постановка специальных исследований распределений кусков по размерам, которые позволят уточнить излагаемые ниже результаты предварительного анализа этих распределений. Возьмем самые представительные группы данных, в каждой из которых содержится не менее четырех преимущественных размеров L_k , а именно данные по: 1) реологическому взрыву, 2) измельчению торфа, 3) протравливанию кварца, 4) гранулометрическому анализу грунта, 5) дроблению породы подземными взрывами, 6) измельчению породы взрывами на карьерах, 7) сейсмогеологическим измерениям неоднородностей породы при строительстве ГЭС, 8) сейсмическим методам определения неоднородностей земной коры, 9) размерам небесных тел, 10) блокам земной коры, 11) сейсмоакустическому зондированию пород на карьерах. Для каждой из указанных групп данных оценим отношение последовательных преимущественных размеров двумя способами.

Первый способ является довольно грубым. Для каждого из перечисленных выше наборов преимущественных размеров строятся отношения L_{i+1}/L_k и в каждой группе берется выборочная медиана, т. е. значение L_{i+1}/L_k , которое превосходит 50% всех значений L_{i+1}/L_k . Так, например, для данных по реологическому взрыву имеем $L_1=0,2$; $L_2=0,9$; $L_3=3,5$; $L_4=7,0$; $L_5=20,0$ мкм. Отсюда получаем отношения: $L_2/L_1=4,5$; $L_3/L_2=3,89$; $L_4/L_3=2,0$; $L_5/L_4=2,86$. Выборочная медиана этой четверки значений равна

$$\frac{1}{2} \left(\frac{L_3}{L_2} + \frac{L_4}{L_3} \right) = 3,38.$$

Будем обозначать выборочную медиану буквой μ :

$$\mu_1 = 3,38 \quad (n = 4),$$

причем индекс будет указывать номер группы данных, перечисленных выше, а в скобках указано число измерений n . Аналогичным образом для других групп данных имеем:

$$\mu_2 = 2,89 \quad (\text{измельчение торфа, } n = 5),$$

$$\mu_3 = 3,73 \quad (\text{протравливание кварца, } n = 6),$$

$\mu_4 = 5,77$ (гранулометрия грунта, $n = 4$),
 $\mu_5 = 2,68$ (подземные взрывы, $n = 3$),
 $\mu_6 = 2,41$ (взрывы на карьерах, $n = 4$),
 $\mu_7 = 4,44$ (сейсмогеологические работы, $n = 5$),
 $\mu_8 = 3,11$ (сейсмические волны, $n = 4$),
 $\mu_9 = 2,88$ (небесные тела, $n = 8$),
 $\mu_{10} = 2,54$ (блоки земной коры, $n = 4$),
 $\mu_{11} = 2,82$ (сейсмоакустика пород, $n = 3$).

Мы видим, что выборочные медианы изменяются в относительно небольших пределах: от 2,41 до 5,77. И это несмотря на то, что данные относятся к совершенно различным ансамблям частиц как по условиям образования, так и по абсолютным величинам. Кроме того, следует учитывать, что мы никак не обрабатывали исходные последовательности преимущественных размеров, а ведь в них возможны пропуски некоторых размеров по тем или иным причинам (случайные отклонения, слишком грубое разделение диапазона размеров на интервалы группирования и т. д.). Так, например, есть основание предположить, что в группах 7 и 8 могут быть пропуски преимущественных размеров из-за условий эксперимента, а в группе 4 — из-за слишком грубого подразделение диапазона размеров. Среднеарифметическое значение из 11 указанных выше медиан $\bar{\mu}$ равно

$$\bar{\mu} = \frac{1}{11} \sum_{k=1}^{11} \mu_k = 3,33.$$

Стандартное отклонение набора значений μ_k равно 0,95.

Второй способ использует метод наименьших квадратов. Постоянное увеличение следующего преимущественного размера по сравнению с предыдущим в какое-то число раз равносильно линейному росту логарифмов преимущественных размеров. Поэтому для этих размеров можно предложить модель линейной регрессии:

$$\lg L_k = \beta (k - \bar{k}) + \alpha + \varepsilon_k, \quad (11)$$

где β — коэффициент наклона регрессии; $\bar{k}$ — среднее арифметическое значение величин k ; α — постоянная, характеризующая средний уровень; ε_k — случайные погрешности, предполагаемые независимыми гауссовыми величинами с нулевым средним значением и с дисперсией σ^2 . Из (11) получаем, что при отсутствии ошибок

$$L_{k+1}/L_k = 10^\beta. \quad (12)$$

По стандартным формулам теории регрессии имеем для каждой группы данных оценку коэффициента $\hat{\beta}$:

$$\hat{\beta} = \frac{\sum_{k=1}^r (k - \bar{k}) (\lg L_k - \hat{\alpha})}{\sum_{k=1}^r (k - \bar{k})^2}, \quad (13)$$

где

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{r} \sum_{k=1}^r \lg L_k.$$

Оценка $(\sigma^*)^2$ для дисперсии случайной ошибки ε_k дается формулой

$$(\sigma^*)^2 = (1 - \rho^2) \frac{1}{r} \sum_{k=1}^r (\lg L_k - \hat{\alpha})^2,$$

где ρ - «коэффициент корреляции», имеющий вид

$$\rho = \frac{\sum_{k=1}^r (k - \bar{k}) (\lg L_k - \bar{\alpha})}{\left[\sum_{k=1}^r (k - \bar{k})^2 \sum_{k=1}^r (\lg L_k - \hat{\alpha})^2 \right]^{1/2}}.$$

Дисперсию величины $\hat{\beta}$ можно оценить следующим образом:

$$s^2 = (\sigma^*)^2 \frac{r}{r-2} \left[\sum_{k=1}^r (k - \bar{k})^2 \right]^{-1}. \quad (14)$$

Рассчитанные по формуле (13), (14) оценки для разных групп данных приведены в табл. 9.

Таблица 9. Оценка постоянства отношения L_{k+1}/L_k по группам данных

№ п/п	Группы данных	$\hat{\beta}$	s	$10\hat{\beta}$
1	Реологический взрыв	0,467	0,028	2,93
2	Измельчение торфа	0,467	0,022	3,00
3	Протравливание кварца	0,571	0,015	3,73
4	Гранулометрия грунта	0,750	0,042	5,63
5	Подземные взрывы	0,506	0,048	3,20
6	Взрывы на карьерах	0,502	0,083	3,18
7	Сейсмогеологические работы	0,707	0,041	5,09
8	Сейсмические волны	0,555	0,056	3,59
9	Небесные тела	0,517	0,015	3,29
10	Блоки земной коры	0,432	0,029	2,70
11	Сейсмоакустика пород	0,477	0,024	2,80

Из табл. 9 видно, что значения величин $10\hat{\beta}$, характеризующие L_{k+1}/L_k , изменяются от 2,70 до 5,61, что занимает несколько меньший диапазон, чем по выборочным медианам. Данные, для которых значения $10\hat{\beta}$ сильно отличаются от $\bar{\mu} = 3,33$ (№ 4, 7, 8), имеют, как правило, и больший разброс (большие значения s). Естественно считать их менее надежными или, возможно, содер-

жащими пропусками в последовательности преимущественных размеров. Проверим гипотезу H_0 о том, что все значения β_j из табл. 9 для разных данных отличаются не систематически, а лишь за счет случайных отклонений, т. е. гипотезу о том, что для всех групп данных коэффициент наклона регрессии один и тот же. Обозначим этот общий коэффициент β . Для любой группы данных (обозначим индексом j номер рассматриваемой группы данных) отношение $(\beta_j - \beta) / s_j$ можно приближенно считать нормально распределенным со средним значением 0 и со стандартным отклонением 1 (точное распределение этой дроби является распределением Стьюдента). Используя указанное приближение, получаем далее, что сумму

$$\chi^2(\beta) = \sum_{j=1}^r \left(\frac{\beta_j - \beta}{s_j} \right)^2$$

можно считать распределенной как χ^2 с r степенями свободы, где r — число различных групп данных. Поскольку истинное значение β нам неизвестно, мы находим его оценку $\tilde{\beta}$, минимизируя сумму квадратов $\chi^2(\beta)$ по β , что дает

$$\tilde{\beta} = \sum_{j=1}^r \frac{\beta_j}{s_j^2} / \sum_{j=1}^r \frac{1}{s_j^2}.$$

Подставляя $\tilde{\beta}$ в сумму квадратов, получаем, что сумма

$$\chi^2(\tilde{\beta}) = \sum_{j=1}^r \left(\frac{\beta_j - \tilde{\beta}}{s_j} \right)^2$$

снова имеет χ^2 -распределение, но уже с $(r-1)$ -й степенью свободы. Применив изложенную выше методику к 11 группам данных, указанным в табл. 9, получим

$$\tilde{\beta} = 0,524, \quad \chi^2(\tilde{\beta}) = 88,7.$$

Значение $\chi^2(\tilde{\beta}) = 88,7$ соответствует уровню значимости менее 0,01%, поэтому гипотеза H_0 об одинаковости β для всех групп данных отвергается. Можно было бы подозревать, что этот вывод обусловлен тем, что в некоторых группах данных имеются очень большие значения отношений L_{k+1} / L_k из-за пропуска одного преимущественного размера между L_{k+1} и L_k . Чтобы проверить это предположение, мы отобрали только те данные, в которых нет таких подозрений, и снова применили к ним критерий χ^2 . К надежным данным мы отнесли по табл. 9 следующие группы данных: 1; 2; 3; 5; 6 (без L_1); 7 (без L_6); 9; 10; 11. Следует отметить, что стандартные отклонения для 6-й и 7-й групп значительно уменьшились (до значений $s_6^2 = 0,018$ и $s_7^2 = 0,016$). Однако значение χ^2 -статистики с восемью степенями свободы получилось даже больше, чем в предыдущем случае ($\chi^2(\tilde{\beta}) = 170$). Таким образом,

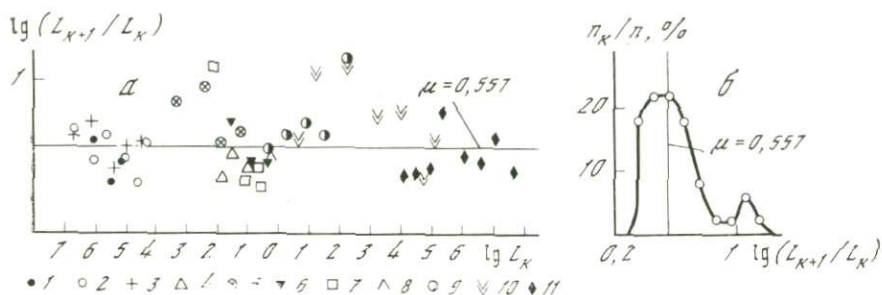


Рис. 22. Зависимость отношений $\lg(L_{k+1}/L_k)$ от $\lg L_k$ (L_k — в м) по группам данных (а) и сглаженная гистограмма отношений $\lg(L_{k+1}/L_k)$ (б)

1 — реологический взрыв; 2 — измельчение торфа; 3 — протравливание кварца; 4 — гранулометрия грунта; 5 — подземные взрывы; 6 — взрывы на карьерах; 7 — сейсмогеологические работы; 8 — сейсмические волны; 9 — небесные тела; 10 — блоки земной коры; 11 — сейсмоакустика пород

гипотеза H_0 снова отвергается. Из приведенного анализа следует, что «постоянство» или, скорее, малая вариабельность значений L_{k+1}/L_k соблюдается, по-видимому, лишь внутри каждой группы, в то время как значения отношений L_{k+1}/L_k для разных групп нельзя считать в точности одинаковыми. Кроме того, последовательности преимущественных размеров $L_1, L_2, \dots, L_k$ для разных групп данных могут начинаться «со сдвигом по фазе», т. е. не лежать на единой иерархической решетке даже при почти одинаковых значениях β . Все это говорит о том, что естественно рассматривать относительное постоянство отношений L_{k+1}/L_k как явление «локальное», т. е. связанное с данной группой данных. Диапазон изменений отношений L_{k+1}/L_k , как правило, от 2 до 5 и лишь в отдельных случаях более 5. На рис. 22, б приведена гистограмма отношений L_{k+1}/L_k для всех групп данных, указанных в табл. 8. Видим, что основная часть отношений расположена в диапазоне от 2 до 5,5 и лишь 7 значений из 58 отделены от основной массы и расположены вправо от значения 5,5. Довольно глубокий «провал», отделяющий эти семь «выбросов» от основной массы, дает основания предположить, что они не являются типичными для ансамбля отношений L_{k+1}/L_k и, скорее всего, возникли из-за пропуска некоторого преимущественного размера в соответствующей группе данных. На рис. 22 логарифмы отношений $\lg(L_{k+1}/L_k)$ построены в зависимости от $\lg L_k$. Во всем диапазоне размеров L_k от долей микрометра до тысяч километров характер поведения величин $\lg(L_{k+1}/L_k)$ примерно одинаков. Сами размеры L_k при этом меняются на 15 порядков.

Относительно небольшой диапазон отношений L_{k+1}/L_k для разных объектов в огромном диапазоне линейных масштабов позволяет предположить, что в природе существует некоторая общая причина, вызывающая появление преимущественных величин в распределении блоков по размерам. По отношению к этой причине

свойства материалов или способы образования отдельностей играют подчиненную роль, вызывая некоторые смещения максимумов на распределениях по размерам в ту или иную сторону.

Интересно сопоставить с нашими данными результаты, полученные С. Н. Журковым с сотрудниками [41] при изучении природы длительной прочности. Эти авторы обнаружили, что длительное воздействие докритических нагрузок, т. е. нагрузок, не превышающих предела прочности материала при стандартных испытаниях, приводит к образованию в твердом материале микротрещин, число которых со временем растет. Плотность трещин, в единице объема можно охарактеризовать отношением среднего расстояния R между ними к их средней длине l :

$$\kappa = R/l.$$

Величину κ^{-1} естественно трактовать как корень кубический из безразмерной плотности трещин в образце.

Опыты показали, что вначале, при больших κ , трещины практически не влияют друг на друга. Однако при достижении некоторой критической плотности, характеризуемой значением $\kappa_{кр}$, процесс переходит в стадию быстрого разрушения материала. Величина $\kappa_{кр}$ лежит в пределах от 3 до 5 и слабо зависит от свойств материала. В работе С. Н. Журкова [42] приведены результаты электронно-микроскопических измерений размеров микропор, являющихся, по мнению автора, первичными источниками разрушения материала. Размер этих пор равен $2 \cdot 10^{-5}$ см и совпадает с оценками размеров осколков реологического взрыва [38]. Однако минимальные размеры глобул, обнаруженные на электронограммах травления шлифов кварцевого стекла [10], по-видимому, оказываются на порядок меньшими.

В земной среде развитие трещин наиболее вероятно на границах блоков, поскольку именно на них возникают при деформировании скачки напряжений. Имеется в виду модель, в которой два блока породы сопряжены друг с другом через промежуточную трещиноватую зону. Блоки находятся под действием различно ориентированных сил, разность которых имеет касательную составляющую, приложенную к поверхности трещиноватой зоны. Зона уподобляется контактному слою, «склеивающему» оба блока и воспринимающему касательные нагрузки в системе. Размеры первичных микротрещин, измеренных С. Н. Журковым, можно прямым образом сопоставлять с размерами кусков, возникающих при дроблении материала. Таким образом, близость абсолютных величин критической плотности трещин $\kappa_{кр}^{-1}$ и отношения L_k/L_{k+1} , скорее всего, является не случайным совпадением, а имеет под собой реальную физическую основу. Тем не менее приблизительное сохранение величины отношения L_{k+1}/L_k при увеличении масштаба до размеров блоков литосферы или до размеров небесных тел еще ждет своего объяснения. Одно из возможных объяснений заключается в допущении, что процессы расчленения среды на

отдельности имеют общий характер, т. е. подобны на всех масштабных уровнях.

Иной подход к изучению свойств литосферы использован в работе [43], автор которой считает литосферу и ее рельеф образованием, подчиняющимся в своем развитии общим законам природы и взаимодействующим с окружающей средой — внешними и внутренними оболочками Земли. Не вдаваясь в изложение содержания работы, отметим, что автор, считая литосферу и ее рельеф продуктом взаимодействия потоков энергии, поступающей извне (тепловой поток из недр, Солнце), выделяет шестнадцать рядов форм рельефа от самого крупного — самой Земли до малых форм, таких, как песчаная рябь, образующаяся под действием ветра, волн и т. п.

Таблица 10. Морфометрический ряд форм рельефа и тектонических структур $l \cdot 10^n$, м

Форма и структура	Длина	Ширина	Глубина	Порядок n	Форма и структура	Длина	Ширина	Глубина	Порядок n
I	10	3	1	-2	IX	10	3	1	2
II	30	10	3		X	30	10	3	
III	10	3	1	-1	XI	10	3	1	3
IV	30	10	3		XII	30	10	3	
V	10	3	1	0	XIII	10	3	1	4
VI	30	10	3		XIV	30	10	3	
VII	10	3	1	1	XV	10	3	1	5
VIII	30	10	3,3		XVI	30	10	3	

Анализируя морфометрические данные, автор обращает внимание на то, что соотношения соседних форм рельефа и тектонических структур закономерно повторяются и группируются в общий морфологический ряд. Интересно, что при неизменном соотношении между размерами форм рельефа это соотношение близко к 3. В табл. 10 содержатся данные о соотношениях форм рельефа и тектонических структур. Как видно, и в этом случае подтверждается существование иерархической последовательности преимущественных размеров блоков Земли с соотношением соседних размеров, близким к 3.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

2.1. Общие свойства сейсмического режима и очага землетрясений

Основным источником информации о процессах, происходящих в очаге землетрясений, являются сейсмические волны. При распространении сейсмических волн часть информации теряется, а часть ее искажается. Движение поверхности Земли измеряют на некотором расстоянии от очага в небольшом числе точек наблюдения. Восстановление свойств источника колебаний по реакции среды является по существу некорректной обратной задачей [44]. Поэтому предложены многочисленные упрощенные модели, в которых очаг представляют точкой, отрезком линии, частью поверхности или объемным образованием.

Если принимают, что очаг имеет столь малые размеры по сравнению с принятым масштабом, что может рассматриваться как точечный источник, то главными параметрами очага, помимо геометрических характеристик, оказываются его энергия E и сейсмический момент M_0 , определяемые по сейсмическим волнам. В работах, посвященных механике движения земных масс в очаге или его окрестности, обычно полагают, что появление упругих волн связано с образованием разрыва по некоторой площадке (в работе Ю. В. Ризниченко [45] указывается, что такой разрыв может быть заменен совокупностью разрывов в объемном очаге). Образование разрывов означает в конечном итоге разрушение среды — большинство существующих моделей очага основано на представлениях, связанных с образованием и развитием либо отдельной трещины, либо их систем.

Возникновение в среде динамических срывов, сопровождаемых сейсмическими волнами, не обязательно связывать с образованием в ней разрушений (трещин). Известны модели скачкообразного проскальзывания по готовому разрыву [46]. И. П. Добровольский и И. Л. Гуфельд [47] рассматривали в рамках континуальных представлений модель землетрясения, включающую консолидацию пород в области будущего очага. Динамические срывы возникают и при деформировании гранулированных сред, состоящих из упругих элементов, между которыми имеется трение [48].

Интересное явление, связанное с образованием «блоков» при деформировании сыпучих сред, исследовали Е. И. Шемякин и его сотрудники [49]. Они установили, что при чисто сдвиговом де-

формировании таких сред (в их опытах использовался кварцевый песок) характер деформации кардинально меняется при достижении предельного угла сдвига γ_* . При $\gamma < \gamma_*$ объем песка деформируется однородным образом (при этом проявляются дилатансионные свойства сыпучей среды — объем образца увеличивается при деформации сдвига). В случае же $\gamma \geq \gamma_*$ картина деформации становится существенно иной — возникают поверхности скольжения, вдоль которых отдельные слои песка смещаются как целое. При более сложных условиях деформирования те поверхности, на которых концентрируется деформация, оконтуривают определенные области образца, имеющие форму, определенную условиями деформирования. Эти области перемещаются при деформировании как целое, т. е. как отдельные блоки, которые можно называть блоками консолидации в отличие от блоков расчленения, оконтуренных трещинами (примеры таких блоков расчленения приведены в первом разделе).

Если образование поверхности раздела между двумя блоками консолидации происходит быстро, то часть, упругой энергии, запасенной в объеме блока при предшествующем деформировании, излучается в виде сейсмических волн. Математическое описание процесса развития «проскальзывания» между блоками консолидации при быстром срыве похоже на описание процесса развития трещины. Поэтому в обоих случаях будет похожим и описание излучения сейсмического сигнала. Таким образом, модели очага землетрясения, основанные на «консолидации» блочной среды, имеют не меньше оснований, чем модели, использующие разрушение сплошной среды. Впрочем, следует признать, что модели второго типа разработаны математически гораздо подробнее.

Вероятнее всего, в действительности суммарный процесс перестройки геофизической среды под действием тектонических движений включает оба элемента — дезинтеграцию среды и ее консолидацию. Необязательно при этом, что дезинтеграция среды означает ее разрушение, поскольку геофизическая среда к началу процесса уже состоит из иерархической совокупности отдельных блоков. В такой среде развитие поверхностей раздела при образовании блоков консолидации происходит по границам блоков расчленения иерархического уровня, соответствующего масштабу движения, так что в конечном итоге динамика очага сводится к быстрым относительным смещениям границ соседних блоков.

Естественно, что границы блоков консолидации определяются условиями деформирования массива горной породы. Эти границы могут смещаться по всему объему геофизической среды при изменении деформационного процесса. Такое смещение границ означает, что один и тот же блок расчленения может последовательно принадлежать двум соседним блокам консолидации, т. е. формально процесс описывается как массообмен между теми структурными образованиями, какими являются блоки консолидации. Поскольку одновременно идет и обмен энергией, то каждый блок консолидации, равно как и их совокупность в любом объеме гео-

физической среды, может рассматриваться как открытая система. Эволюция таких систем должна описываться, по-видимому, уже в рамках неравновесной термодинамики.

2.2. Зависимость энергии землетрясения от объема очага

Выше уже обсуждались трудности, связанные с определением объема очага, являющегося физическим источником упругих колебаний Земли, и оценкой излучаемой упругой энергии. По-видимому, первым поставил такую задачу японский сейсмолог Ч. Тсубои [50], предложивший определять объем V очага по формуле

$$V = S^{3/2},$$

где S — площадь проекции зоны афтершоков на поверхность Земли. Не рассматривая подробно интересную работу Тсубои, отметим только, что по его данным, соотношение между упругой энергией E_c (в Дж) и объемом V (в m^3) очага может быть выражено формулой

$$\lg E_c = \lg V + a,$$

причем величина a , по Тсубои, равна 2,7. Сопоставление энергии землетрясения с объемом очага представляет значительный интерес со многих точек зрения, поэтому были и другие попытки определения a . Так, в работе [51] было отобрано около 100 в основном коровых землетрясений с магнитудами $M_s = 6 \div 8,7$ (магнитуду M_s выбирали в качестве исходной сейсмической характеристики очага вследствие массовости определения этого параметра и в целях сопоставимости наших результатов с выводами других авторов), для которых сейсмическую энергию рассчитывали по формуле работы [30]:

$$\lg E_c = 1,5 M_s + 4,8,$$

где E_c — в Дж.

Площадь очага определяли как произведение его большого размера (длины L) на меньший (ширину W), а оценку объема очага V производили по формуле $V = (LW)^{3/2}$. В 90% случаев размеры очагов оценивали, как и у Тсубои, по размерам облака афтершоков и в отдельных случаях — по протяженности разрывов, вышедших на поверхность Земли. Только для десяти землетрясений использованы результаты определения размеров очага по макросейсмическим данным.

Данные о магнитудах и размерах очагов приведены в табл. 11.

На рис. 23 показана зависимость $\lg E_c$ от $\lg V$, которая очень близка к прямой линии

$$\lg E_c = \lg V + 2, \quad (15)$$

или $E_c = 10^2 V$. В дальнейшем приведенное выше соотношение между E_c и V было распространено на землетрясения с $m \geq 3$

Таблица 11. Энергетические и геометрические характеристики очагов землетрясений (E , Дж; V , км³)

№ п/п	Дата	M	$\lg E_c$	L , км	W , км	L/W	$\lg V$
Япония							
1	01.09.23	8,2	17,1	130	53	2,45	5,76
2	07.08.27	7,75	16,42	35	14	2,5	4,04
3	25.11.30	7,1	15,45	25	12	2,08	3,72
4	21.09.31	6,75	14,92	20	10	2,00	3,45
5	02.03.33	8,3	17,25	185	100	1,85	6,40
6	10.09.43	7,4	15,9	33	13	2,54	3,95
7	07.12.44	8,2	17,1	180	80	3,25	6,24
8	12.01.45	7,1	15,45	12	10,5	1,14	3,15
9	20.12.46	8,2	17,1	200	50	4,00	6,00
10	28.06.48	7,3	15,75	30	13	2,30	3,88
11	04.03.52	8,3	17,25	200	105	1,90	6,48
12	19.08.61	7,0	15,3	25	16	1,56	3,90
13	27.03.63	6,9	15,15	20	8	2,50	3,30
14	16.06.64	7,4	15,9	75	30	2,50	5,04
15	16.05.68	8,0	16,8	200	75	2,67	5,76
16	09.09.69	6,6	14,7	18	10,5	1,71	3,41
17	16.06.73	7,7	16,35	100	90	1,11	5,93
18	14.01.78	6,8	15,0	17	10	1,70	3,34
Курильские острова							
19	06.11.58	8,7	17,85	160	100	1,60	6,30
20	07.05.62	6,8	15,0	30	18	1,67	4,09
21	13.10.63	8,2	17,1	200	65	3,08	6,18
22	19.03.67	6,7	14,85	75	40	1,88	5,2
23	29.01.68	6,7	14,85	80	40	2,00	5,25
24	11.08.69	7,8	16,5	180	85	2,12	6,28
25	28.07.74	6,6	14,7	80	30	2,67	5,04
Камчатка							
26	14.11.52	8,25	17,18	500	150	3,33	7,31
27	22.11.69	7,7	16,35	100	30	3,33	5,21
28	24.11.71	6,9	15,15	70	40	1,75	5,17
29	15.12.71	7,8	16,5	120	30	4,00	5,33
Сахалин							
30	05.09.71	7,1	15,45	60	20	3,00	4,62
Алеутские острова							
31	04.02.65	7,8	16,5	600	800	7,50	7,34
Аляска							
32	10.07.58	7,9	16,65	200	68	2,94	6,20
33	28.03.64	8,5	17,55	700	180	3,89	7,67
Зона Гиббса							
34	16.10.74	7,1	15,45	75	12	6,25	4,43

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	Дата	M	lg E_c	L, км	W, км	L/W	lg V
Калифорния							
35	09.01.57	7,9	16,65	380	12	31,67	5,49
36	18.04.06	8,25	17,18	430	12	35,83	5,57
37	11.08.33	6,25	14,18	30	15	2,00	3,98
38	18.05.40	7,1	15,45	60	12	5,00	4,28
39	21.07.52	7,7	16,35	70	20	3,50	4,72
40	16.02.54	7,1	15,45	36	6	6,00	3,5
41	09.02.56	6,8	15,0	10	5	3,80	2,99
42	27.06.66	6,4	14,4	38	12	3,17	3,98
43	12.09.66	5,9	13,65	11	10	1,1	2,06
44	09.04.68	6,7	14,85	33	11	3,00	3,85
45	09.02.71	6,6	14,7	20	14	1,43	3,67
46	06.08.79	5,9	13,65	16	10	1,60	3,31
47	15.10.79	6,9	15,15	35	11	3,18	3,88
48	03.11.80	7,2	15,6	100	15	6,67	4,76
Монтана							
49	18.08.59	7,1	15,45	24	15	1,60	3,83
Айдахо-Юта							
50	28.08.75	6,0	13,8	11	5	2,20	2,61
Гавана							
51	29.11.75	7,1	15,45	40	15	2,67	4,17
Мексика							
52	03.05.87	7,4	15,9	80	16	5,00	4,66
53	30.01.73	7,5	16,05	85	65	1,31	5,61
54	29.11.78	7,8	16,5	90	70	1,28	5,70
55	14.03.79	7,6	16,2	70	60	1,17	5,43
Гватемала							
56	04.02.76	7,5	16,05	230	18	12,78	5,42
Перу							
57	17.10.66	7,5	16,05	140	80	1,75	6,07
58	31.05.70	7,8	16,5	130	70	1,86	5,94
Северная Атлантика							
59	03.08.63	6,7	14,85	32	11	2,91	3,82
60	28.02.69	8,0	16,8	80	50	1,60	5,40
Италия							
61	06.05.76	6,5	14,55	25	16	1,56	3,9
Югославия							
62	15.04.79	6,9	15,15	35	20	1,57	4,27

Таблица 11 (окончание)

№ п/п	Дата	M	lg E_c	L , км	W , км	L/W	lg V
Турция							
63	26.12.39	8,0	16,8	300	15	20,0	5,48
64	20.12.42	7,0	15,3	50	15	3,33	4,31
65	26.11.43	7,3	15,75	280	15	18,67	5,43
66	01.02.44	7,3	15,75	180	16	12,00	5,15
67	18.03.53	7,5	16,05	50	15	3,33	4,31
68	26.05.57	7,0	15,3	40	15	2,67	4,17
69	19.08.66	6,8	15,0	60	15	4,00	4,43
70	22.07.67	6,9	15,15	80	15	5,33	4,62
71	24.11.76	7,3	15,75	55	15	3,67	4,37
Крым							
72	11.09.27	6,7	14,85	50	30	1,67	4,76
Кавказ							
73	13.02.02	6,8	15,0	50	24	2,08	4,62
74	27.04.31	6,2	14,1	25	11	2,27	3,65
75	16.07.63	6,2	14,1	25	15	1,67	3,87
76	14.05.70	6,5	14,55	25	7	3,57	3,36
Иран							
77	31.08.68	7,3	15,75	80	20	4,00	4,81
78	16.09.78	7,7	16,35	50	40	1,25	4,95
Средняя Азия, Туркмения							
79	08.07.95	8,1	16,95	75	50	1,50	5,36
80	16.12.02	6,4	14,4	23	13	1,77	3,72
81	21.10.07	7,4	15,9	50	33	1,52	4,83
82	03.01.11	8,4	17,4	200	80	2,50	6,31
83	04.11.46	6,9	15,15	65	33	1,97	5,00
84	05.10.48	7,3	15,75	70	27	2,59	4,92
85	10.07.49	7,6	16,2	70	31	2,26	5,01
86	05.06.70	6,8	15,0	35	17	2,06	4,17
87	17.05.76	7,1	15,45	25	12	2,08	3,71
88	31.01.77	6,2	14,1	30	15	2,00	3,98
Якутия							
89	18.05.71	7,0	15,3	35	13	2,69	3,98
Монголия							
90	04.12.57	8,3	17,25	270	30	9,00	5,86
Алжир							
91	10.10.80	7,3	15,75	36	15	2,40	4,10
Калифорния							
92	04.12.48	6,5	14,55	20	18	1,11	3,83
Новая Зеландия							
93	02.02.31	7,75	16,42	110	36	3,05	5,40
94	05.03.34	7,75	16,05	70	40	1,75	5,17
95	24.06.42	7,1	15,45	30	23	1,30	4,26
96	02.12.42	6,1	13,95	15	10	1,50	3,26
97	24.05.60	6,7	14,85	30	20	1,50	4,17
98	04.03.66	6,1	13,95	26	15	1,73	3,89
99	23.05.68	7,1	15,45	45	25	1,8	4,58

Рис. 23. Зависимость сейсмической энергии землетрясений E_c (в Дж) от объема очаговой области V (в m^3)

[52]. Отметим, что точно такое же соотношение между E_c и V было установлено К. Касахарой [52a].

Похожие на соотношение (15) результаты получаются, если воспользоваться ранее установленными соотношениями между размерами очагов и магнитудой землетрясений. Так, например, если взять формулы Н. В. Шебалина [53]

$$\lg L = 0,7 M_s + 0,2, \quad \lg W = 0,3 M_s + 2,2,$$

где L , M в м, и использовать приведенные выше формулы связи E_c с M , а также V с L и W , то получим

$$\lg E_c = \lg V + 1, 2, \text{ или } E_c = 10^{1,2} V.$$

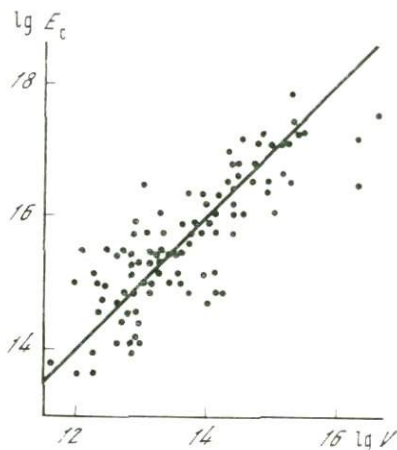
Таким образом, и в этом случае обнаруживается пропорциональность энергии землетрясения E_c и объема очага V , хотя и с несколько меньшим коэффициентом, чем в выражении (15).

Отметим, что в работе К. К. Запольского [54] для плотности $\epsilon_K = E_c/V$ получено с помощью частотно-временной сейсмометрии значение $\lg \epsilon_K \approx 2,3$. Таким образом, результаты упомянутых авторов подтверждают пропорциональность энергии E_c землетрясения объему V сейсмического очага, причем дают относительно близкие значения коэффициента пропорциональности (от $10^{1,2}$ до $10^{2,3}$). Приведенные выше соображения о связи энергии, сбрасываемой в виде упругих колебаний среды, с объемом блока подтверждаются, таким образом, анализом большого эмпирического материала.

Объемная плотность упругой энергии ϵ_K при землетрясении равна по приведенным данным $0,1 \text{ кДж/м}^3$. Естественно связывать ее со сбрасываемым напряжением $\Delta\sigma$ в объеме очага. Изменение энергии оценим как

$$\Delta E = \frac{(\sigma_0 + \Delta\sigma)^2}{2\mu} V - \frac{\sigma_0^2}{2\mu} V \approx \frac{\sigma_0 \Delta\sigma}{\mu} V,$$

где μ — модуль сдвига среды. Для определения величины $\Delta\sigma$ нужно знать значение σ_0 , которое можно принять равным литостатическому давлению ρgh , а модуль Юнга μ не сильно отличается от значений, получаемых для горных пород в лабораторных условиях (скорость звука мало различается в лабораторных условиях и в условиях земных недр), и равен 10^9 — 10^{11} Па. При



этих значениях параметров сбрасываемое напряжение оказывается равным примерно 0,02—0,2 МПа, т. е. несопоставимо малым с прочностью пород или литостатическим давлением. Изменение упругого потенциала среды в сейсмоактивном районе земной коры действительно мало по сравнению с его средним значением. В определенных масштабах землетрясения оказываются всего лишь малыми возмущениями упругого потенциала.

Землетрясения, сводка характеристик которых приведена в табл. 11, происходили в регионах Земли, существенно различающихся по сейсмотектоническим условиям. Тем не менее для разных регионов не удастся обнаружить заметных систематических различий в величине ε_K . Можно предположить, что соотношение между E_c и V имеет универсальный характер для всей Земли и в первом приближении не зависит заметно от особенностей геологического строения и физико-механических свойств горных пород.

Этот вывод несколько неожидан, так как сейсмологам известно, что механизм землетрясений зависит от сейсмотектонических условий. Так, различаются следующие механизмы землетрясений: сдвиговые, сбросовые, надвиговые и т. п. Существует ряд механических моделей этих землетрясений, удовлетворительно описывающих создаваемую ими волновую картину. Не вдаваясь в детальное рассмотрение этих моделей, можно признать возможным то, что в характере процессов в очаге от случая к случаю должны обнаруживаться различия. Поэтому сделанный выше вывод о существовании простой пропорциональности сейсмической энергии E_c объему V сейсмического очага нетривиален, имеет фундаментальное значение и должен учитываться при разработке теории сейсмического процесса. Это дает основание лишний раз проверить справедливость формулы (15) для сейсмических источников существенно иной природы — подземных взрывов. В настоящее время изучены [55, 56] эффекты большого числа (~150) подземных атомных взрывов, произведенных США как на континенте, так и на о-ве Амчитка. В работе [57] приводятся формулы, позволившие по известным тротиловым эквивалентам взрывов E_0 рассчитать величину сейсмической энергии E_c . Если величины E_0 и E_c выражены в джоулях (1 кт тринитротолуола соответствует энергии 4,2 ТДж), то формулы эти примут следующий вид:

$$\lg E_c = 1,45 \lg E_0 - 8,4 \quad (16a)$$

для плотных грунтов,

$$\lg E_c = 1,15 \lg E_0 - 4,0 \quad (16б)$$

для грунтов средней плотности,

$$\lg E_c = 1,18 \lg E_0 - 5,3 \quad (16в)$$

для рыхлых грунтов.

В качестве примера в табл. 12 приводятся результаты расчета величины $\lg E_c$ для подземных взрывов: $\lg E_0 = 12,62; 13,62;$

14,62; 15,62, которые отвечают тротильным эквивалентам, равным соответственно 1; 10; 100; 1000 кт.

Таблица 12. Зависимость сейсмической энергии $\lg E_c$ от тротильного эквивалента для подземных взрывов США

$\lg E_0$	Расчетная формула			$\lg E_0$	Расчетная формула		
	(16a)	(16б)	(16в)		(16a)	(16б)	(16в)
12,62	10,0 0,6 *	10,6	9,6 0,1	14,62	12,8 1,6	12,9	11,9 0,2
13,62	11,4 0,9	11,7	10,7 0,13	15,62	14,3 5,0	14,0	13,1 0,3

* η — сейсмический КПД, %.

Из данных табл. 12 видно, что для горных пород любой плотности изменения E_c с изменением E_0 близки по характеру и могут быть приближенно представлены прямыми одинакового наклона.

Трудно предположить, что естественные землетрясения в силу большой глубины их образования могли наблюдаться в рыхлых породах. Однако примем, что для любых взрывных землетрясений справедливо соотношение (15), т. е. что при взрывах плотность упругой энергии сейсмических волн также равна $0,1 \text{ кДж/м}^3$, как и при естественных землетрясениях. Основанием для этого может служить прямое определение V для американских подземных взрывов по размерам зоны афтершоков. Так, для взрывов «Бенхэм», «Мильроу» и «Каннингхэм» мощностью соответственно 1000, 1100 и 5000 кт были получены величины объемов, равные $5 \cdot 10^{10}$; $3,2 \cdot 10^{12}$ и $5 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$. Среднегеометрическое значение объема для этих взрывов равно $4,3 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$, что близко к расчетному значению по формулам (16в), (15), которое равно $2,4 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$, если принять среднегеометрическое значение тротильного эквивалента $Y = 1,76 \text{ Мт}$.

Если теперь нанести на рис. 23 точку, отвечающую найденным для взрывов величинам $\lg E_c$ и $\lg V$, то она ляжет практически на ту же линию $\lg E_c = \lg V + 2$, что подтверждает справедливость предположения об одинаковости плотности сбрасываемой упругой энергии сейсмических волн для землетрясений любой природы. При этом КПД различных сейсмических источников могут существенно отличаться друг от друга. В табл. 12 приведены значения η , характеризующие сейсмический КПД (в %) для плотных и рыхлых пород. Как видно, энергия взрывов в рыхлых породах рассеивается значительно сильнее, чем в плотных, и сейсмический КПД для них оказывается примерно на порядок меньше.

Изложенные соображения не дают возможности оценивать сейсмический КПД для естественных землетрясений и, следовательно, определять величину полной энергии E_0 , выделяющейся в очаге землетрясения. Можно говорить об отсутствии противоречий на-

ших данных с распространенными оценками η , определяющими сейсмический КПД землетрясений значениями порядка 1% [58].

Два слова о неубедительности многочисленных высказываний о различиях естественных и взрывных землетрясений, обусловленных кратковременностью действия взрыва сравнительно с длительностью тектонических сил. Образование сейсмических волн определяется промежутком времени t , за который размеры очага достигают величины V_K , отвечающей плотности сейсмической энергии, равной примерно 0,1 кДж/м³. Приблизительно величина t может быть оценена отношением $V_K^{1/3}/c$, где c — скорость звука в породе. Так, для подземных взрывов в 100 кт ($\lg E_0 = 14,62$) величина V_K оказывается близкой к 4,5 км и, следовательно, t по порядку величины равно 1 с. Подобное время никак не противоречит существующим представлениям о времени развития подвижки в очаге землетрясения указанной силы ($M \approx 5,0$).

2.3. Зависимость времени подготовки землетрясения от его энергии

Как показано в предыдущем разделе, пропорциональность объема сейсмического очага и накопленной в нем энергии подтверждается опытом. Отсюда следует, что объемная плотность энергии в очаге от энергии землетрясений не зависит. Упомянутые 100 естественных и 150 взрывных землетрясений происходили в разнообразнейших регионах Земли, существенно различных по своей геологии и тектонике, и, следовательно, найденная зависимость носит универсальный характер для всей Земли. Мы допускаем, что какое-то влияние тектонических и геологических условий на характер и силу землетрясения должно иметь место, однако в первом приближении им можно пренебречь.

Постоянство объемной плотности энергии ϵ_K землетрясения для различных районов Земли позволяет надеяться, что такие временные характеристики сейсмического процесса, как продолжительность сейсмического цикла τ и время существования долговременных предвестников землетрясений ΔT , будут связаны с его энергией E простым соотношением.

Изучению периода подготовки землетрясения, или, как его называют, продолжительности сейсмического цикла, посвящено немало работ, начиная с работы С. А. Федотова [59] по определению продолжительности цикла сильнейших землетрясений Камчатки и Курильских островов. Однако до сих пор не уделялось должного внимания задаче изучения зависимости продолжительности сейсмического цикла τ от энергии E , выделяемой сейсмическими волнами при землетрясении. Задача эта затруднена большим случайным разбросом периодов повторяемости землетрясений, и рассчитывать на надежное определение их зависимости от энергии в среднем можно лишь в случае достаточно большой выборки данных, что далеко не всегда осуществимо из-за сравнительно малого времени существования достоверных сейсмических наблюдений.

Все же представляемая сейсмологией возможность использования подобия сильных и слабых землетрясений, различающихся по энергии на 8—9 порядков, позволяет приближенно оценивать в среднем зависимость сейсмического цикла от энергии землетрясения.

Процесс подготовки землетрясения занимает значительный период времени, измеряемый для сильных землетрясений десятками лет и более. В течение этого времени в районе будущего очага протекают многие явления механической, электромагнитной, тепловой и химической природы, которые могут проявляться как предвестники приближающегося землетрясения.

Для оценки зависимости продолжительности сейсмического цикла от энергии землетрясения мы использовали данные о землетрясениях с магнитудами от 2,5 до 8,5, которые опубликованы в различных источниках [60]. Особо следует отметить высокоточные данные Гармского каталога, составленного под руководством И. Л. Нерсесова, и Нурекского каталога, составленного под руководством С. Х. Негматуллаева. Для сильнейших землетрясений мира, для которых продолжительность сейсмического цикла может достигать ста лет и более, пришлось воспользоваться не только инструментальными наблюдениями, но и геологическими, макросейсмическими и историческими данными. Мы воспользовались сводкой результатов этого типа, приведенной в работе Л. Сайкса и Р. Квитмейера [61].

Уточним понятие сейсмического цикла. Для сильнейших землетрясений это средний промежуток времени между повторными землетрясениями максимальной (или близкой к максимальной) магнитуды, происходящими почти в одном и том же месте. Слабые землетрясения могут быть явными форшоками и афтершоками сильнейших. Мы исключили эти случаи из рассмотрения. При измерении периода повторяемости относительно слабых толчков мы учитывали только те землетрясения, за которыми действительно последовали в течение периода наблюдения в десятки лет повторные толчки, близкие по силе и месту. При этом сейсмический цикл характеризуется средним минимальным временем, необходимым для подготовки землетрясения в активном нормальном режиме. Кроме того, мы не считали даже близкие слабые землетрясения повторяющимися, если они сильно отличаются по глубине очага. И, наконец, при исследовании повторяемости естественно было отбрасывать парные или тройные толчки (например, Газлийские толчки с $M = 7,0$ и $7,25$ 1976 г. и с $M = 7,2$ 1984 г., так как есть существенные соображения о техногенной причине их возникновения).

В качестве количественной меры «близости» землетрясений мы применяли следующие неравенства:

$$-0,3 \leq M_n - M_{n-1} \leq 1, \quad D_{n, n-1}/L_{n-1} \lesssim 1,5,$$

где M_{n-1} , M_n — магнитуды двух последовательных толчков; $D_{n, n-1}$ — гипоцентральное расстояние между $(n-1)$ -м и n -м землетрясениями; L_{n-1} — поперечник очага $(n-1)$ -го землетрясения.

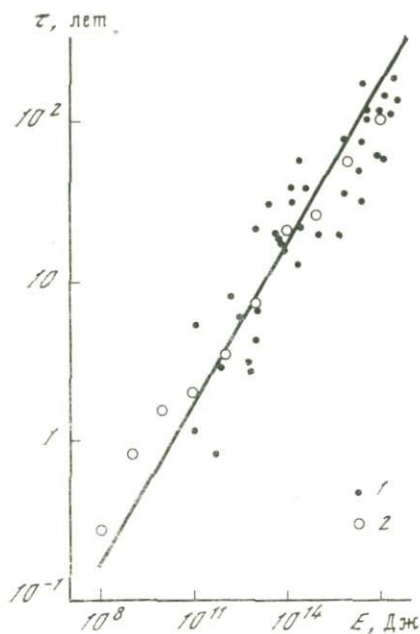


Рис. 24. Зависимость сейсмического цикла τ от энергии землетрясений E

1 — отдельные наблюдения;
2 — средние значения

Полученные при указанных ограничениях значения продолжительности сейсмического цикла τ в зависимости от энергии E показаны на рис. 24. Там же нанесены значения $\bar{\tau}(E)$, полученные с помощью геометрического среднего для интервалов энергий $10^{K \pm 0,5}$ Дж, где K — энергетический класс землетрясения. Разброс отдельных точек довольно велик и достигает отношения 3, хотя в большинстве случаев он меньше. Уравнение прямой, осредняющей значения $\lg \bar{\tau}(E)$, имеет вид

$$\lg \tau(E) = 0,3 \lg E - 2,9, \quad (17)$$

где $\tau(E)$ — в годах; E — в Дж. Положив наклон прямой равным $1/3$, что равнозначно предположению о пропорциональности сейсмического цикла линейному размеру очага, вместо (17) получим близкое уравнение

$$\lg \tau(E) = 1/3 \lg E - 3,5. \quad (18)$$

Следует отметить, что характер изменения $\lg \tau(E)$ в целом сохраняется для всех обследованных районов, хотя некоторые региональные вариации $\lg \tau(E)$, по-видимому, существуют.

Пропорциональность времени подготовки землетрясения корню кубическому из энергии можно получить из следующих общих рассуждений. Можно считать, что процесс накопления упругой энергии, приходящей в область очага, и обмен энергией между отдельными элементами (блоками), образующими эту область, протекает во всей этой области. Если обозначить через u среднюю удельную скорость подкачки энергии извне через единицу поверхности, то средний поток энергии $\mathcal{F}$ через поверхность S области очага, пропорциональную L^2 , будет равен

$$\mathcal{F} = uS \sim uL^2.$$

С другой стороны, упругая энергия E , накапливаемая областью очага за время t :

$$E \sim uL^2 t.$$

Далее, если ϵ_k — средняя по объему очага критическая плотность энергии, переходящей в энергию сейсмических волн при землетрясении, то в момент землетрясения будет выполняться соотношение

$$\epsilon_k L^3 \sim E \sim u L^2 \tau,$$

откуда получаем

$$\tau \sim L \sim E^{1/3}.$$

2.4. Зависимость времени проявления предвестников от силы землетрясения

В литературе имеется значительное число работ [62—64], посвященных поискам зависимости времени проявления предвестников ΔT от энергии E землетрясений.

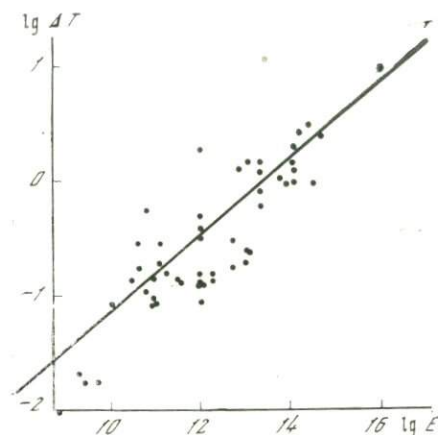
В упомянутых работах зависимости определялись для всего комплекса предвестников без учета их физико-химической природы и методов регистрации, что нельзя признать обоснованным, так как ряд эффектов, наблюдаемых при подготовке землетрясения, либо вторичен по своей природе, либо требует для своего проявления некоторого времени. В основе всех процессов подготовки несомненно лежит изменение свойств горной породы, подвергающейся деформированию в окрестности будущего очага. В этих процессах горная порода может местами как растрескиваться, разуплотняться, так и на некоторых участках консолидироваться. Прямыми эффектами, вызываемыми изменением свойств среды в объеме очага, будут изменения скоростей сейсмических волн, микросейсмичности, ориентации механизмов очагов, анизотропии в распространении сейсмических волн и, пожалуй, объемной электропроводности. Эти изменения можно отнести к первичным.

Многие другие эффекты, такие, как изменение элементного и химического состава в водной и газовой средах на поверхности в эпицентральной зоне, изменение уровня подземных вод, а также, возможно, магнитные и электромагнитные предвестники, связаны с подготовкой землетрясений не прямо, а опосредованно.

Очевидно также, что заметное изменение уровней подземных вод в скважинах начнется только тогда, когда процессы трещинообразования и консолидации достигнут определенной степени развития в результате существенной перестройки очаговых масс вещества Земли. Такие эффекты, как, например, проявления на поверхности Земли вертикальных и горизонтальных деформаций, часто выявляются с большой задержкой из-за малой частоты их наблюдения или из-за больших помех.

Основываясь на этих соображениях, мы проанализировали опытные данные о временах ΔT предвестников, опубликованные в книге Т. Рикитакэ [65]. Мы выделили из них те, которые отнесли к прямым четко наблюдаемым эффектам, а именно: микросейсмичность; механизм очага; анизотропию; изменение отношения ско-

Рис. 25. Зависимость времени проявления первичных предвестников ΔT (в годах) от энергии землетрясений E (в Дж)



ростей V_p/V_s продольных и поперечных сейсмических волн; аномалии V_p и V_s ; отношение энергий низко- и высокочастотных сейсмических волн; изменение электропроводности горной породы. Всего было использовано 53 значения ΔT , относящиеся к указанным эффектам. Все они нанесены на рис. 25. Обращает на себя внимание то,

что отобранные виды предвестников удовлетворительно согласуются друг с другом. Можно, правда, заметить некоторое занижение величин ΔT , определенных по отношениям V_p/V_s в областях малых ($E \leq 10^4$ МДж) энергий. Однако само существо метода заставляет с большим доверием относиться к наблюдениям с большими ΔT , свидетельствующими о более раннем начале проявления процесса подготовки землетрясения.

Данные, представленные на рис. 25, удовлетворительно описываются формулой вида

$$\lg \Delta T (E) = 1/3 \lg E - 4,5, \quad (19)$$

в которой ΔT — в годах, а E — в Дж. Формула эта, графически представленная прямой линией на рис. 25, подобна ранее найденной для продолжительности τ сейсмического цикла.

Стоит отметить, что приведенные в работе А. А. Никонова зависимости времени проявления деформационных предвестников от силы землетрясения (см. [66, с. 201]) для Тихоокеанского подвижного пояса, а также для Средиземноморского и Центрально-азиатского регионов, близки к полученной нами формуле:

$$\begin{aligned} \lg \Delta T &= 0,57 M - 3,2 = 0,38 \lg E - 4,9 \text{ (Тихий океан);} \\ \lg \Delta T &= 0,56 M - 2,9 = 0,37 \lg E - 4,7 \text{ (Средиземноморье).} \end{aligned}$$

Таким образом, время проявления рассмотренных предвестников ΔT грубо можно оценить как одну десятую часть от сейсмического цикла τ .

По характеру все предвестники, связанные непосредственно с сейсмическими процессами, относятся к долгосрочным. Приведенные формулы для величины ΔT в силу вероятностного характера процесса землетрясения не могут претендовать на большую точность. Их можно применить для того, чтобы оценить время, которым мы располагаем для проведения антисейсмических мероприятий, и чтобы планировать прогностические исследования в районах ожидаемых землетрясений.

Найденные зависимости могут быть использованы также для грубой оценки (по порядку величины) временных характеристик при моделировании сейсмических явлений в лаборатории. Допуская, что эти характеристики подчинены той же зависимости от масштаба L , что указана выше для продолжительности сейсмического цикла и предвестников, получим соответственно для моделей размером 2; 20 и 200 см величины ΔT , равные 0,5; 5,0 и 50 мин. Иными словами, при осуществлении подобия в модельном опыте в отношении деформирования образцов, времени релаксации напряжений и т. п. развитие процессов подготовки землетрясения будет происходить в течение времени, доступного измерению.

В заключение заметим, что использованные в работе данные собраны Рикитаке по всему земному шару (Япония, Китай, Южная и Северная Америка, СССР, Австралия, Новая Зеландия, Европа) в весьма различных геологических и геоморфологических условиях. Несмотря на это, для них, как и для продолжительностей сейсмических циклов, не удастся обнаружить сколько-нибудь заметных различий в величинах времен предвестников. Несомненно, какие-то влияния тектонических и геологических условий на величину ΔT должны иметь место, но эти влияния не выходят за пределы погрешности наблюдений. По-видимому, дискретность горных пород, свойственная всей земной коре, оказывается более существенным фактором, сглаживающим локальные особенности.

2.5. Иерархические свойства сейсмичности

При описании проявлений сейсмичности мы исходим из того, что геофизическая среда имеет блочное строение, причем размеры блоков выстраиваются в определенный иерархический ряд. Каждое землетрясение можно привязать к подвижке границ блоков так, что сила землетрясения определяется в конечном итоге величиной блока, на границах которого развиваются срывные явления. Сейсмический процесс связан, таким образом, с неоднородностью среды самым тесным образом.

В настоящем разделе делается попытка изучить некоторые свойства сейсмичности именно с этой точки зрения. Мы покажем, что при детальном исследовании сейсмический процесс проявляет характерные свойства иерархической системы в распределении по пространству и энергии [67].

Характеристика использованных сейсмических каталогов

Мы использовали два каталога, характеризующие сейсмичность в разных масштабах: известный глобальный каталог Гутенберга и Рихтера и локальный каталог, характеризующий сейсмичность в районе Нурека (Таджикистан). Последний каталог составлен

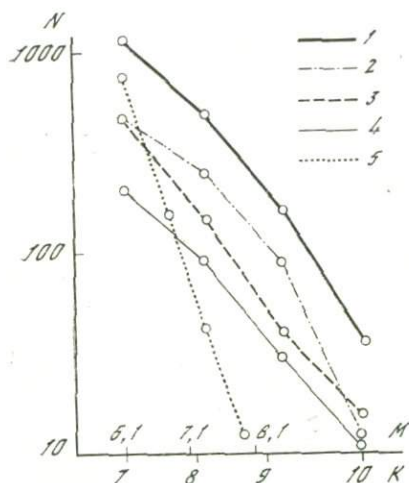


Рис. 26. Повторяемость землетрясений

- 1 — 1955—1972 гг.;
 2 — 1965—1972 гг.;
 3 — 1960—1965 гг.;
 4 — 1955—1960 гг. (локальный каталог);
 5 — 1925—1938 гг. (глобальный каталог)

сотрудниками Таджикского института сейсмологии и сейсмостойкого строительства под руководством С. Х. Негматуллаева [68]. В глобальном каталоге мы использовали землетрясения с магнитудой $6,2 \leq M \leq 8,2$ и глубиной очага менее 200 км, произошедшие в период 1925—1938 гг. В локальном каталоге

мы выбрали период с января 1955 по июнь 1972 г., т. е. до начала активного заполнения Нурекского водохранилища. В глобальном каталоге рассматривались землетрясения по всему земному шару, в локальном каталоге — на прямоугольнике от $38^{\circ}02'$ до $38^{\circ}41'$ с. ш. и от $69^{\circ}05'$ до $69^{\circ}44'$ в. д. Точность локализации эпицентров можно оценить значениями 50 км (глобальный каталог) и 2 км (локальный каталог).

Для общей характеристики использованных каталогов мы приводим на рис. 26 кривые повторяемости землетрясений. Глобальный каталог можно считать представительным для $M \geq 6$, а локальный — для $K \geq 7$ (K — энергетический класс).

Неоднородность сейсмичности по пространству

То, что сейсмичность сильно меняется по земному шару, общеизвестно. Более удивительно, что сейсмичность сильно изменяется даже внутри таких малых площадей, как рассматриваемый нами район Нурека (58×74 км). Для подтверждения этого разобьем рассматриваемый район сначала на четыре прямоугольника площадью 29×37 км каждый.

Сейсмичность этих четырех прямоугольников различна. Например, из общего числа 2014 землетрясений с $K \geq 7$ за период 1955—1972 гг. в северо-восточный прямоугольник попало 889 землетрясений, в юго-западный — 495, в северо-западный — 410 и юго-восточный — 220. Если мы продолжим деление нашего участка на более мелкие прямоугольники, сначала $14,5 \times 18,5$ км (16 шт.), затем $7,25 \times 9,25$ км (64 шт.), то вариабельность сейсмичности не уменьшится.

В табл. 13—16 представлено распределение землетрясений с $K \geq 7$ по всем 64 прямоугольникам $7,25 \times 9,25$ км за отрезки времени 1955—1960, 1960—1965, 1965—1972, 1955—1972 гг.,

**Таблица 13. Пространственное распределение сейсмичности
(Нурек 1955—1960 гг.)**

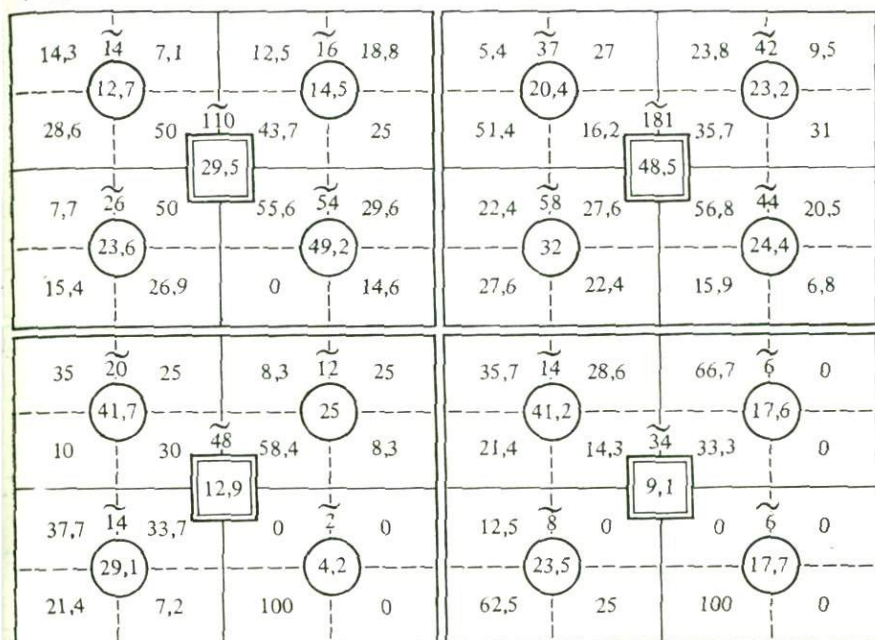


**Таблица 14. Пространственное распределение сейсмичности
(Нурек 1960—1965 гг.)**

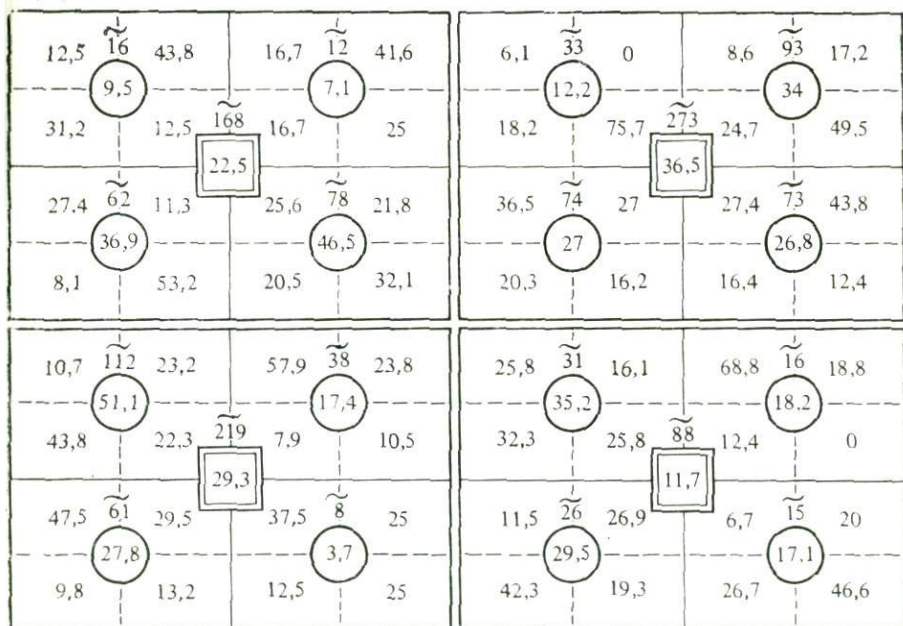


Таблица 15. Пространственное распределение сейсмичности
(Нурек 1965—1972 гг.)

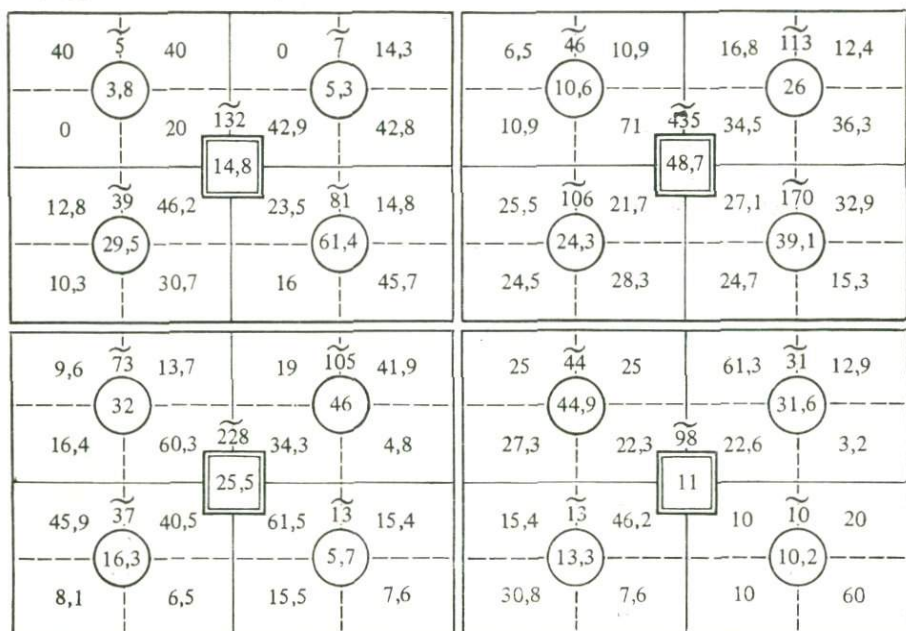
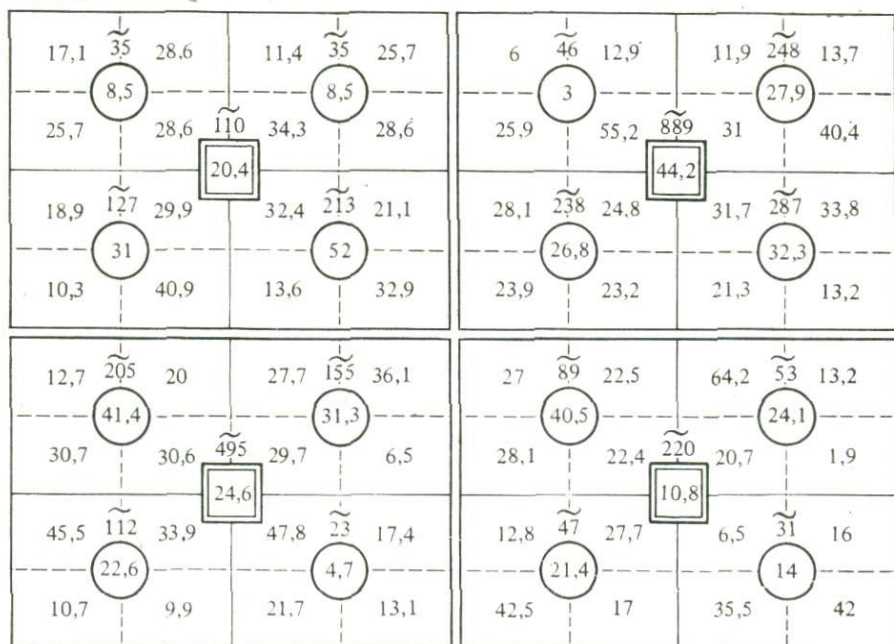


Таблица 16. Пространственное распределение сейсмичности
(Нурек 1955—1972 гг.)



причем обведены проценты числа землетрясений в прямоугольниках первой и второй ступеней нашей иерархической системы деления площади, а тильдой отмечены числа землетрясений. Не обведены проценты чисел землетрясений в прямоугольниках третьей ступени иерархии. Всего в этой системе имеется три ступени. При переходе на следующую ступень строка прямоугольника уменьшается в 2 раза, а число прямоугольников учетверяется. В табл. 13—16 устранены афтершоки, это делали по следующему правилу. В течение первых трех месяцев после основного землетрясения его афтершоками считали толчки, произошедшие в радиусе 6 км, а затем как афтершоки рассматривали только землетрясения в радиусе 2 км вокруг основного эпицентра. Устранение афтершоков проводилось для того, чтобы они не создавали «искусственной» неоднородности сейсмичности по пространству. Для контроля мы проделали проверку неоднородности и без устранения афтершоков. Результаты, как и следовало ожидать, показали большую неоднородность в последнем случае. Поэтому в дальнейшем мы остановимся подробнее на анализе сейсмичности с удаленными афтершоками. Из табл. 13—16 видно, что вариабельность сейсмичности сохраняется вплоть до самой низкой ступени иерархии. Чтобы подтвердить это количественно, проверим статистическую гипотезу H_0 о том, что сейсмичность всех четырех клеток $7,25 \times 9,25$ км, образующих каждую из клеток $14,5 \times 18,5$ км, одинакова.

Если обозначить для какой-нибудь клетки $14,5 \times 18,5$ км число землетрясений с $K \geq 7$ через n , а число землетрясений для образующих ее подклеток размера $7,25 \times 9,25$ км через n_1, n_2, n_3, n_4 , причем $n_1 + n_2 + n_3 + n_4 = n$, то при гипотезе H_0 величину

$$\chi^2 = (4/n) [(n_1 - n/4)^2 + (n_2 - n/4)^2 + (n_3 - n/4)^2 + (n_4 - n/4)^2]$$

можно считать распределенной с тремя степенями свободы. Указанный критерий можно применять, если n достаточно велико. Для периода 1955—1972 гг., когда имелось большое число наблюдений, мы применяли этот критерий при $n \geq 40$, а для более коротких периодов (1960—1965, 1955—1960, 1965—1972 гг.) снизили это ограничение до $n \geq 10$, принимая во внимание, что надежность полученных выводов при этом уменьшается. В табл. 17 собраны результаты применения указанного критерия в табл. 13—16, причем клетки $14,5 \times 18,5$ км нумеруются снизу вверх по горизонтали цифрами 1, 2, 3, 4, а по вертикали слева направо буквами А, В, С, D (как в шахматах).

Из последней строки табл. 17 видно, что на суммарном интервале наблюдения 1955—1972 гг. из 12 клеток $14,5 \times 18,5$ км, в которых $n \geq 40$, только в двух клетках (C_2 и C_3) распределение можно считать равномерным по четырем подклеткам $7,25 \times 9,25$ км. В 10 случаях значение статистики χ^2 превышает 5%-ную квантиль χ^2 -распределения с тремя степенями свободы, равную 7,82.

Аналогичные выводы можно сделать и для отдельных периодов наблюдения 1955—1960, 1960—1965, 1965—1972 гг. Таким обра-

Таблица 17. Критерий χ^2 распределения сейсмичности по Нуреку

Годы	Квадрат							
	A_1	A_2	A_3	A_4	B_1	B_2	B_3	B_4
1955—1960	3,1 14	2,8 20	10,6 26	6,0 14	— 2	8 12	35,6 54	3,5 16
1960—1965	23,8 61	25,4 112	31,7 62	4,5 16	— 8	24,1 38	2 78	2 12
1965—1972	19,98 37	48,8 73	13,2 39	— 5	9,5 13	34,3 105	19,9 81	— 7
1955—1972	41,23 112	28,2 205	27,1 127	— 35	— 23	30,8 155	22,25 213	— 35

Годы	Квадрат							
	C_1	C_2	C_3	C_4	D_1	D_2	D_3	D_4
1955—1960	— 8	1,43 14	0,34 58	16,84 37	— 6	— 6	25,4 44	6,57 42
1960—1965	5,4 26	1,63 31	6,97 74	47,6 33	5,8 15	21,75 16	17,4 73	35,51 93
1965—1972	4,5 13	0,18 44	0,94 106	53,83 46	— 10	24,0 31	11,0 170	20,1 113
1955—1972	9,9 47	0,89 89	1,32 238	65,7 116	— 31	47,2 53	32,05 287	49,6 248

Примечание. Вторые строки — число землетрясений n .

зом, для большей части рассматриваемой территории сейсмичность распределена неравномерно по площади вплоть до очень малых клеток: $7,25 \times 9,25$ км.

Этот результат нам кажется неожиданным, если учесть, что, хотя рассматриваемый район Нурека и принадлежит к сложной по тектонике зоне перехода от горного Тянь-Шаня к Таджикской депрессии, в то же время нет оснований считать, что он представляет собой нечто исключительное в смысле структуры сейсмичности.

Таким образом, если допустить, что отмеченная особенность сейсмичности справедлива повсюду на всех ступенях иерархии, то это приводит к парадоксальному выводу о том, что для большей части сейсмических районов не существует площадок с равномерной сейсмичностью, даже если эти площадки выбраны очень малыми.

Интересно сравнить неравномерность распределения сейсмичности на отдельных интервалах наблюдения 1955—1960, 1960—1965, 1965—1972 гг. с неравномерностью сейсмичности за суммарный интервал 1955—1972 гг. Можно было бы опасаться, что на суммарном интервале неоднородность сейсмичности существенно

сгладится. Для проведения такого сравнения введем количественный показатель неравномерности распределения землетрясений по четырем клеткам $7,25 \times 9,25$ км в каждой из клеток $14,5 \times 18,5$ км. Показатель этот выберем в виде

$$b = \left[\frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \left(\frac{n_i}{n} - \frac{1}{4} \right)^2 - \frac{3}{16n} \right]^{1/2}. \quad (20)$$

Он имеет следующий смысл. Если принять, что отношения n_i/n оценивают некоторые истинные вероятности p_i , то выражение (20) может служить несмещенной оценкой «среднеквадратичного» отклонения вероятностей p_1, p_2, p_3, p_4 от равномерного распределения, т. е. оценкой величины

$$a = \left[\frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \left(p_i - \frac{1}{4} \right)^2 \right]^{1/2}. \quad (21)$$

Величина (21) является вполне разумной мерой неравномерности распределения сейсмичности по четырем клеткам $7,25 \times 9,25$ км. Поправка $3/16n$ в (20) вводится для учета смещения первого слагаемого в квадратных скобках в (20). Показатели (20) подсчитаны для данных из табл. 13—16 и указаны в табл. 18.

Таблица 18. Показатель распределения сейсмичности по Нуреку

Годы	Квадрат							
	A_1	A_2	A_3	A_4	B_1	B_2	B_3	B_4
1955—1960	0,032	0	0,135	0,117	—	0,160	0,193	0,043
1960—1965	0,145	0,112	0,170	0,075	—	0,187	0	0
1965—1972	0,169	0,193	0,127	—	0,177	0,136	0,114	—
1955—1972	0,148	0,089	0,109	—	—	0,105	0,076	—

Годы	Квадрат								$\bar{b}$
	C_1	C_2	C_3	C_4	D_1	D_2	D_3	D_4	
1955—1960	—	0	0	0,150	—	—	0,178	0,074	0,090
1960—1965	0,076	0	0,058	0,290	0,107	0,270	0,110	0,147	0,116
1965—1972	0,085	0	0	0,262	—	0,205	0,054	0,096	0,124
1955—1972	0,096	0	0	0,184	—	0,230	0,081	0,108	0,102

Мы видим, что существенного изменения неоднородности сейсмичности на суммарном интервале наблюдений 1955—1972 гг. по сравнению с подынтервалами 1955—1960, 1960—1965, 1965—1972 гг. не произошло. Следовательно, неоднородность сейсмичности на суммарном интервале наблюдения не ослабела.

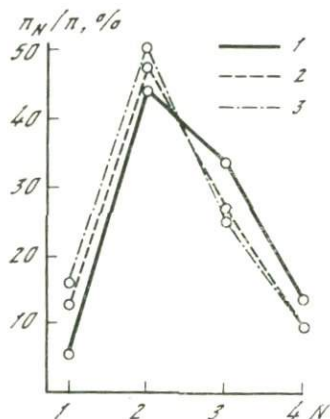


Рис. 27. Распределение числа землетрясений 1965—1972 гг. на площади четырех клеток 29×37 км

1—3 — классы землетрясений:
1 — 7;
2 — 8;
3 — 9

Для наглядной иллюстрации вариабельности сейсмичности по пространству приведем несколько рисунков. На рис. 27 показано распределение относительного числа землетрясений 1965—1972 гг. на четырех клетках 29×37 км отдельно для классов $K = 7; 8; 9$. Клетки здесь и ниже нумеруются по горизонтали слева направо и затем «по строкам» сверху вниз. Из рис. 27 видно, что, во-первых, клетки имеют разную сейсмичность (этот вывод мы уже делали выше), а, во-вторых, соотношения сейсмичности клеток, определенные по разным классам, хорошо согласуются. Это говорит о том, что изменения сейсмичности по пространству с помощью данных о землетрясениях разных классов описываются подобным образом. В этом не было бы ничего удивительного, если бы закон повторяемости был справедлив локально, на очень малых площадях. Однако детальных подтверждений этого факта нет.

Проведем аналогичную проверку вариабельности сейсмичности по пространству раздельно по классам, опустившись на одну ступень ниже в нашем иерархическом делении площади, т. е. для клеток $14,5 \times 18,5$ км. На рис. 28 показаны четыре серии рисунков того же типа, как и на рис. 27, но для клеток $14,5 \times 18,5$ км. Землетрясений 9-го класса уже недостаточно, чтобы оце-

нить по ним вариабельность, поэтому мы ограничимся лишь классами $K = 7; 8$.

Во всех сериях, кроме, может быть, последней, пропорции землетрясений по $K = 7$ и по $K = 8$ совпадают хорошо. Это свидетельствует о справедливости закона повторяемости локально на весьма малых площадях: $14,5 \times 18,5$ км.

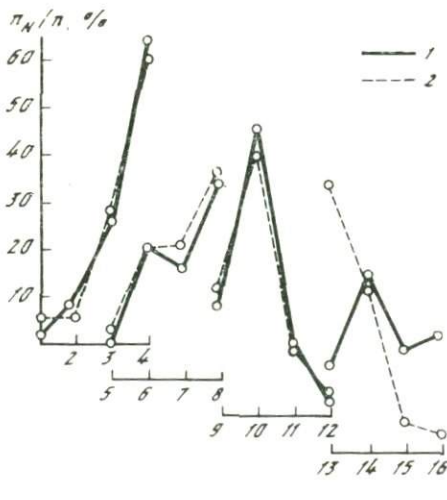


Рис. 28. Распределение числа землетрясений 1965—1972 гг. на площади шестнадцати клеток $14,5 \times 18,5$ км

1, 2 — классы землетрясений:
1 — 7; 2 — 8

Рассмотрение рис. 27, 28 и табл. 13—16 наводит на мысль проанализировать, как соотношение высокосейсмических и низкосейсмических площадей зависит от уровня иерархического деления района Нурика на клетки. Для этой цели мы взяли три иерархических уровня — клетки 29×37 , $14,5 \times 18,5$, $7,25 \times 9,25$ км соответственно — и для клеток каждого из уровней построили проценты числа землетрясений в порядке их убывания. Полученные убывающие пропорции сейсмичности для каждого из уровней иерархии приведены на рис. 29, причем кривые построены отдельно для $K = 7; 8; 9$ (клетки 29×37 км), для $K = 7; 8$ (клетки $14,5 \times 18,5$ км) и $K = 7$ (клетки $7,25 \times 9,25$ км). Следует заметить, что для второго уровня иерархии $14,5 \times 18,5$ км кривые усреднены по четырем имеющимся клеткам данного уровня, а для клеток $7,25 \times 9,25$ км усреднение проведено по 11 клеткам, где было достаточно большое количество землетрясений: $n_1 + n_2 + n_3 + n_4 \geq 18$. Из рис. 29 видно, что кривые весьма хорошо согласуются для разных классов. Это дает основание объединить все классы $K \geq 7$ и сравнить на одном рисунке пропорции сейсмичности для разных ступеней иерархии.

На рис. 30 показано процентное распределение сейсмичности для трех последовательных интервалов времени 1955—1960, 1960—1965, 1965—1972 гг. и для суммарного интервала 1955—1972 гг. Мы видим, что получились весьма похожие графики для всех трех ступеней иерархии, причем исключение афтершоков на рис. 30, $a' - e'$ не меняет вида распределений. Заметим, что при усреднении исключались явно асейсмические клетки. При измельчении клеток кривая процентного распределения почти не меняет наклона.

Для того чтобы установить, значимо ли отличаются кривые рис. 30 от получаемых выборок с одинаковыми распределениями

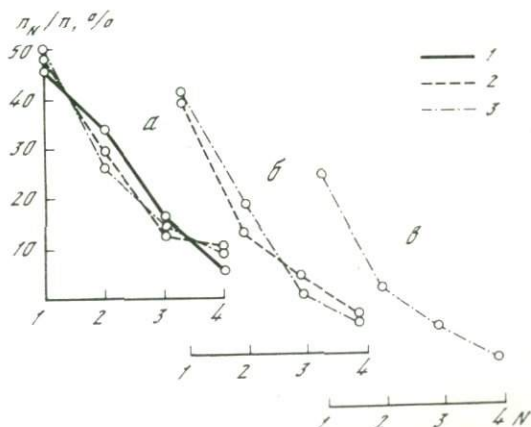


Рис. 29. Распределение сейсмичности на площади клеток 29×37 км (а), $14,5 \times 18,5$ км (б) и $7,25 \times 9,25$ км (в)

1—3 — классы землетрясений:

1 — 9;

2 — 8;

3 — 7

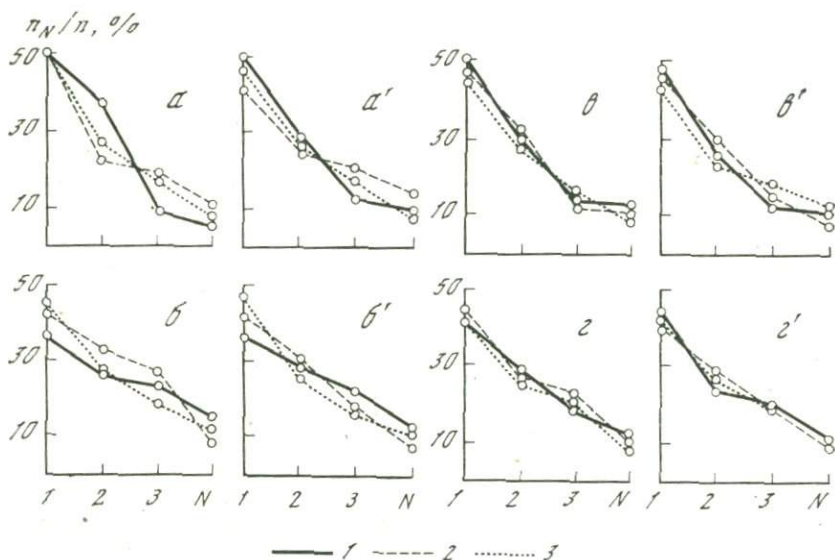


Рис. 30. Землетрясения с афтершоками и без них на площади исследования за 1955—1960 гг. (а и а'), 1960—1965 гг. (б и б'), 1965—1972 гг. (в и в') и 1955—1972 гг. (г и г')

1 — 3 — уровни иерархии: 1 — 29×37 км; 2 — $14,5 \times 18,5$ км; 3 — $7,25 \times 9,25$ км

сейсмичности по четырем клеткам, были проделаны эксперименты на ЭВМ со случайными точками, распределенными независимо и с одинаковыми вероятностями $1/4$ по четырем квадратам. Количество точек выбирали по-разному, соответственно количеству землетрясений в различных пространственно-временных интервалах. Для 100 точек (наименьшая из типичных величин) отношение процента землетрясений в наиболее сейсмической клетке к проценту в наименее сейсмической клетке колебалось около $1,55 \pm 0,2$. С увеличением числа точек это отношение стремилось к 1, в то время как на рис. 30 это отношение не зависит от количества точек и равно примерно 4. Это говорит о том, что эффекты, показанные на рис. 30, являются значимыми.

Если такое подобие сохранялось бы и на всех более низких ступенях иерархии, то это означало бы, что в сейсмическом районе большая часть малых площадок независимо от уровня их сейсмичности подразделяется на высокосейсмические, низкосейсмические и промежуточные части, причем соотношение чисел землетрясений в этих частях остается в среднем одним и тем же. Конечно, не следует упускать из виду, что наши результаты подтверждают этот вывод лишь в среднем, при достаточно хорошем осреднении по площади. Для отдельных площадок соотношения высокосейсмических и низкосейсмических частей могут отклоняться от средней закономерности.

Рис. 31. Сейсмическая активность части Тихоокеанского кольца по Гутенбергу и Рихтеру

1—3 — размер клеток L : 1 — 5000 км;
2 — 2500 км;
3 — 1250 км

Построим такие кривые убывания процента сейсмичности по четырем клеткам глобального каталога. В качестве клеток будем рассматривать сферические прямоугольники, определяемые верхними и нижними границами по широте и долготе. Переход на соседнюю нижнюю ступень иерархии осуществляется следующим образом. Сферический прямоугольник делится широтой на две равные по площади части, каждая из которых делится пополам долготой. В результате получаются четыре новых сферических прямоугольника равной площади S . В качестве эквивалентной стороны клетки будем брать

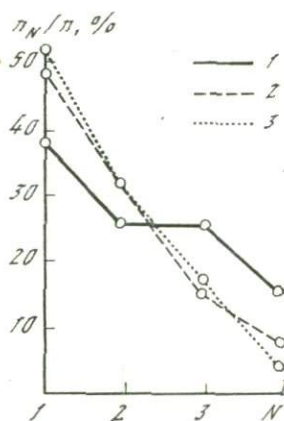
$$L = S^{1/2}.$$

На рис. 31 приведены кривые убывания сейсмичности по четырем клеткам для разных ступеней иерархии (I, II, III) для магнитуд $6,7 \leq M \leq 7,2$. Чтобы заранее исключить из рассмотрения явно асейсмические районы земной поверхности, ограничимся сейсмоактивными частями Тихоокеанского кольца с широтой от $14,48^\circ \text{ S}$ до $48,59^\circ \text{ N}$ и долготой от 90° E до 180° E . Ступени III соответствовали $L = 1250$ км, ступени I — 5000 км.

Из рис. 31 видно, что для I ступени кривые отличаются от кривых локального каталога. Это объясняется тем, что даже с помощью самых малых клеток с $L = 1250$ км сейсмическая зона, по-видимому, не может быть «обрисована» детально. Тем более мала детальность клеток I ступени с $L = 5000$ км. Поэтому на результатах сказывается наличие несейсмических зон, попавших в те или иные клетки и нарушающих естественную пропорцию высокосейсмических и низкосейсмических площадей в районах, которые являются целиком сейсмическими. В целом можно сказать, что пропорции между клетками с разной степенью сейсмичности на рис. 31 примерно те же, что и пропорции, полученные по Нурекскому каталогу.

Выводы об иерархических свойствах сейсмичности

Мы рассмотрели ряд свойств сейсмичности, имеющих иерархический характер. Следует сразу сделать одну оговорку. Поскольку землетрясения происходят, как правило, на разных глубинах, а не на поверхности, было бы естественней характеризовать сейсмичность гипоцентрами, а не эпицентрами. Если имеется сильная зависимость распределения гипоцентров землетрясений от глу-



бины (как, например, в зонах Бенъофа), то эта зависимость может смазать или вообще заслонить иерархические особенности сейсмичности, изучаемые лишь по эпицентрам. Тот факт, что в нашем случае этого не произошло, говорит о том, что распределение координат гипоцентров по глубине, по-видимому, не было связано с распределением координат по поверхности. В дальнейшем необходимо ввести в рассмотрение глубину очага и изучать иерархичность сейсмичности с помощью трехмерных клеток, хотя это, естественно, потребует значительного увеличения числа наблюдаемых землетрясений.

Следует заметить, что выявленные в этом разделе иерархические свойства распределения землетрясений по пространству и по энергии получены нами путем усреднения по некоторым интервалам времени: 5—7 лет для локального каталога и 14 лет для глобального каталога. При этом на одну клетку наименьшего размера приходилось в среднем 10—16 землетрясений. По-видимому, при меньшем числе землетрясений на одну клетку случайные отклонения будут очень велики. С другой стороны, если взять очень большой интервал времени, то иерархические свойства в распределении землетрясений по пространству могут быть сильно «смазаны» из-за возможной медленной перестройки сейсмичности в пространстве, связанной с сейсмическим циклом. Напомним, что согласно формуле (18) продолжительность сейсмического цикла для землетрясения с $M = 8,0$ равна примерно 150 годам. Поэтому для наблюдения иерархических свойств сейсмичности необходимо выбирать отрезки времени, которые много меньше продолжительности сейсмического цикла сильнейших для данного региона землетрясений, но настолько большие, чтобы на одну наименьшую клетку приходилось бы не менее 10 землетрясений.

По нашему мнению, дальнейшее изучение иерархических свойств сейсмичности и структуры земной коры могло бы помочь более глубокому пониманию их природы, а также разработке адекватной статистической модели стационарного сейсмического процесса.

2.6. Иерархическая последовательность величин в геологических циклах

С характерными временами сейсмических циклов интересно сопоставить времена геологических циклов, поскольку можно предположить, что иерархическая дискретность в распределении отдельностей горной породы по размерам должна сопровождаться и дискретностью времен, потребных для их образования. Весьма интересные соображения по этому поводу содержатся в работе В. Д. Наливкина и др. [69]. Этот вопрос заслуживает специального рассмотрения. Здесь мы кратко остановимся лишь на некоторых связях между пространственными характеристиками геологических объектов.

Отдельности, на которые разбита геологическая среда, нахо-

дятся в постоянном движении, поэтому их границы являются ослабленными зонами, что должно проявляться при сильных экзогенных воздействиях. С введенной выше иерархической последовательностью размеров можно сопоставить имеющуюся классификацию дизъюнктивов [70]. Такое сопоставление возможно потому, что развитие геологического объекта описывается изменением его свойства, принятого за основное при определении этого объекта. При механическом движении геологических объектов — это развитие соответствующего дизъюнктива, как приведено в табл. 19.

Таблица 19. Характерные промежутки времен развития $t \cdot 10^m$ (в сут) природных отдельностей размером $l \cdot 10^n$ (в м)

Природные отдельности	Геологическое тело	Дизъюнктив	l	t	Порядок	
					n	m
Частицы почвы	Минерал	Кливаж	0,5–5	—	–2	—
Область дробления взрывом	Порода	Трещина	0,2–2	0,6–2	0	–1
Отдельности в зоне глубинных разломов	Геоформация	Разлом	0,2–1	0,4–1,6	3	1
Блоки земной коры	Геокомплекс	Глубинный разлом	0,1–1	2,2–3,6	5	2
Континентальные плиты	Геосфера	Линеамент	0,5–1	7	7	5

Можно сказать, что геологические тела обладают определенной подчиненностью, которая является следствием того, что развитие кливажа есть трещина, развитие системы трещин перерастает в разлом. В свою очередь, система разломов образует глубинный разлом, который, развиваясь, перерастает в линеамент. Развитие каждого из указанных дизъюнктивов происходит в течение характерного промежутка времени. Если предположить, что существует связь между землетрясениями и эволюцией условий в переходных зонах от одной отдельности к другой, то анализ времени появления предвестников землетрясений может дать представление и о времени развития дизъюнктивов.

Движение отдельностей по системам глубинных разломов и линеаментам связано с колебаниями больших участков суши, что проявляется в подъемах и опусканиях внутренних морей. На рис. 32 представлен график распределения времени развития дизъюнктивов. Для его построения использовано 240 проявлений геодвижений. Из них 231 — предвестники, 7 — вариации дебита термальных источников и 2 — трансгрессии Тирренского и Каспийского морей. Из этого графика видно, что некоторые интервалы времени развития более вероятны, чем остальные, причем можно выделить четыре локальных максимума. Сопоставление рис. 32 с рис. 1 из работы [71], в которой устанавливалась иерархия геологических объектов, позволяет определить характерные времена

развития для каждого из дизъюнктивов. Иными словами, движение отдельностей иерархично не только по линейным размерам, но и по периодам.

Обращает на себя внимание подобие геодвижений разных масштабов. Развитие трещин, разломов и линейментов проявляется схожим образом, но в различные периоды. Лавинообразные изменения деформаций и дебита оказываются связанными с землетрясениями, в то время как регрессия Каспия — с группой сильных

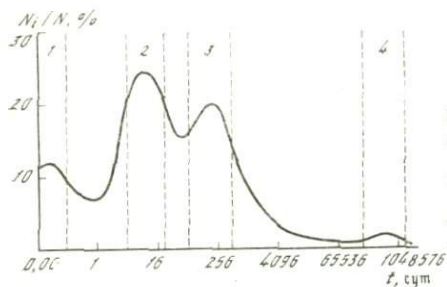


Рис. 32. Гистограмма времен развития дизъюнктивов

- 1 — трещины;
- 2 — разломы;
- 3 — глубинные разломы;
- 4 — линейменты

землетрясений. При построении кривой вариации уровня Каспийского моря предполагалось, что тектонический фактор является определяющим и регрессия связана с воздыманием бортов впадины при одновременном более слабом воздымании (или относительном опускании) дна.

В связи с развитием соответствующего дизъюнктива находится и сейсмичность региона. Так как срывные явления на границах блоков, соответствующие уровню, проявляющемуся в землетрясениях, можно привязать к определенным участкам коры, это должно приводить к «мозаичному» распределению сейсмоактивности по земной поверхности, как это показано в предыдущем разделе.

Иерархическая дискретность в распределении отдельностей горной породы по размерам, связанные с ней «преимущественные» землетрясения, а также зависимость временных характеристик сейсмического процесса от энергии E_c и размеров сейсмического очага позволяют думать, что свойство дискретности можно распространить и на другие тектонические процессы.

С этой точки зрения интересны работы С. Л. Афанасьева [72], придающего особое значение землетрясениям при образовании низших уровней геологических формирований — слоев и слоев. Рассмотрим табл. 20 уровней организации геологических циклов и их продолжительности T_k во времени, предложенную С. Л. Афанасьевым. Таблица 20 дополнена нами столбцом, содержащим значения отношений времени продолжительности соседних циклов T_k/T_{k+1} .

Любопытно, что значения этих отношений лежат в интервале $2,5 \leq T_k/T_{k+1} \leq 5$, что совпадает с интервалом значений отношения соседних преимущественных размеров L_{k+1}/L_k . Если, ис-

Таблица 20. Геологические циклы по С. Л. Афанасьеву [72]

Уровень организации	Цикл	Средняя продолжительность T_k , тыс. лет	Класс K	T_k/T_{k+1}
Оболочка	Мега	5 000 000	1	3,1
		1 600 000	2	2,5
		650 000	3	3,3
		200 000		
Формации	Макро	48 000	5	3,4
		14 000	6	4,4
		3 200	7	4,0
Фации	Мезо	800	8	4,5
		180	9	4,5
		40	10	4,7
Слои	Микро	8,5	11	4,7
		1,8	12	9,0 *
		0,2	13	3,3
Слойки	Нано	0,060	14	4,0
		0,015	15	3,0
		0,005	16	5,0
		0,001	17	—

* Вероятно, пропущен класс 9=3².

пользуя ранее предложенные формулы (15) и (18), рассчитать для указанных в табл. 20 времен микро- и наноциклов (слои, слойки) соответствующие им размеры $\hat{L}$ условных сейсмических очагов, то, сравнивая их с преимущественными размерами, собранными в табл. 8, можно заметить, что они не сильно различаются между собой. Так, последовательные ряды величин $\hat{L}$, рассчитанные по С. Л. Афанасьеву, и L_i , взятые из табл. 8, различаются не более чем на 40% в ту и другую сторону. Полученные результаты интересны тем, что указывают на возможность подобия в развитии любых тектонических процессов. Казалось бы, что же общего в быстропотекающих сейсмических процессах и грандиозно меняющих лик Земли процессах осадкообразования, перемещения континентальных плит и т. п.? По-видимому, общим для всех этих процессов является то, что в них перераспределяется и трансформируется энергия, поступающая в земную кору. В первую очередь это энергия тепловых потоков из недр Земли и энергия движения земного вещества под действием архимедовых сил, порождаемых гравитационной дифференциацией. Не исключено, что на развитии этих процессов будет сказываться и энергия притяжения между планетами, а также опосредованная атмосферой энергия солнечной радиации (изменение атмосферного давления). Однако можно с уверенностью сказать, что влияние этих факторов будет сказываться в основном в триггерном эффекте. Только если основные источники энергии подготовят земную кору, доведя те или иные ее участки до состояния, близкого к неустойчивости, то приливные волны и локальные изменения атмосферного давления:

могут подтолкнуть процесс. Очевидно, что триггерные эффекты наибольшую роль будут играть в таких быстропротекающих процессах, как сейсмические, и мало влиять на основные тектонические процессы, изменяющие лик Земли.

Можно указать еще на более формальную причину появления преимущественных величин в геофизических процессах. Соображения теории размерности показывают, что если одна из основных величин — длина L , входящая в уравнения, описывающие какой-либо процесс, подчиняется вполне определенному распределению, характеризующему набор преимущественных размеров, то и значения параметров, зависящих от величины L , также будут иметь в распределении набор преимущественных значений.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

3.1. Блочность геофизической среды и сейсмический процесс

Во введении мы указывали на некоторые обстоятельства, которые заставляют критически пересмотреть многие привычные представления сейсмологии о той среде, в которой развивается сейсмический процесс. При изучении сейсмического режима, под которым понимают статистические закономерности появления землетрясений в каком-либо районе Земли, возникает необходимость в установлении причинной связи между тектоническим течением данного региона и частотой и силой возникающих в нем землетрясений.

Отметим, что в геотектонике все процессы, происходящие в литосфере, оказываются явлениями малого масштаба по сравнению с эволюцией всей нашей планеты. Любые процессы, идущие в Земле до глубин порядка 50—100 км, затрагивают только ее шаровой слой, толщина которого составляет около 1,5% радиуса Земли. Сейсмическая активность, которую мы связываем с литосферой, может рассматриваться в этих масштабах как совокупность малых флуктуаций общего эволюционного процесса нашей планеты. Характерные времена этого процесса (геологические циклы) чрезвычайно велики в масштабах времен, которыми измеряются сейсмические циклы. Поэтому в отношении сейсмологических задач можно утверждать, что наблюдаемая в настоящий момент блочная, дискретная структура литосферы сохраняется постоянной во времени, хотя несомненно, что в ходе общей эволюции планеты она могла и меняться.

Благодаря различию пространственных и особенно временных масштабов, которыми характеризуются сейсмические и геотектонические процессы, в последних до известной степени можно игнорировать блочное строение литосферы. Мы считаем сейсмический процесс стационарным по крайней мере в течение времени, много превышающего сейсмический цикл.

С другой стороны, и в малом масштабе всякая неупругая, в частности пластическая, деформация любых материалов происходит в виде малых дискретных подвижек, обусловленных такими деталями их структуры, как дефекты, неоднородности и т. п., т. е. блочным строением образцов. Однако при оценке конструктивных качеств материала мы полностью отвлекаемся и от дискретности его строения, и от дискретности деформации, считая ее гладкой функцией напряжений. Учет реальных черт процесса

деформирования в данном случае без всякой нужды усложнил бы решение конкретных инженерных задач. Таким образом, в процессах деформирования и в очень больших, и в малых масштабах блочность среды имеет второстепенное значение.

Задачи сейсмологии, рассматриваемые как задачи механики, занимают промежуточное положение между указанными выше двумя предельными случаями, поскольку при изучении процессов подготовки и развития землетрясений блочное строение геофизической среды выступает на первый план: мы уже не можем игнорировать тот факт, что деформирование больших объемов литосферы сопровождается быстрыми локальными подвижками, которые воспринимаются нами как землетрясения. В данном случае дискретность деформирования, связанная с блочным строением среды, обуславливает динамику и кинематику сейсмического процесса.

Подчеркнем следующее обстоятельство. При изучении геотектонических движений землетрясения выступают только как один из механизмов диссипации энергии, сообщаемой литосфере при ее деформировании. Поэтому вычленение землетрясений из всего ряда диссипативных процессов с физической точки зрения оказывается произвольным. Действительно, иерархическому ряду размеров мы можем поставить в соответствие аналогичный ряд дискретных движений, диапазон масштабов которых займет много порядков. В области малых масштабов эти движения сведутся к привычному нам пластическому течению, а в области больших масштабов (размеров блоков и подвижек) они соответствуют сильным землетрясениям. Так как диапазон масштабов перекрывается непрерывным образом, то невозможно физически обоснованно указать «минимальное» землетрясение — мы выделяем землетрясения из общего ряда подобных друг другу разномасштабных процессов, протекающих при деформировании литосферы, только из практических соображений.

Такие задачи геофизики, как изучение тектонических течений или процессов подготовки землетрясений, требуют для своего решения знания механических свойств геофизической среды и действующих в ней сил. Очевидно, что полностью детерминированное механическое описание поведения геофизической среды, имеющей блочное строение, является неразрешимой задачей: невозможно задать граничные условия на всем множестве блоков, даже если мы сделаем невероятное предположение, что нам известны и свойства всех блоков, и координаты их поверхностей. Описать поведение системы, состоящей из большого числа элементов, можно только статистически. Однако и статистическое описание, связанное в случае геофизической среды с наличием иерархического ряда масштабов, оказывается достаточно трудной задачей. Так как детальное описание напряженного состояния геофизической среды почти заведомо невыполнимо, то состояние ее при любом масштабе задачи должно характеризоваться обобщенными параметрами, также зависящими от масштаба и такими, которые учи-

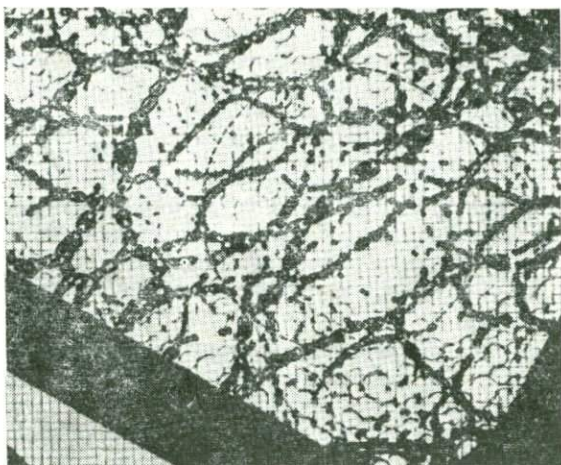


Рис. 33. Картина напряжений при деформировании объема сыпучей массы из упругих дисков

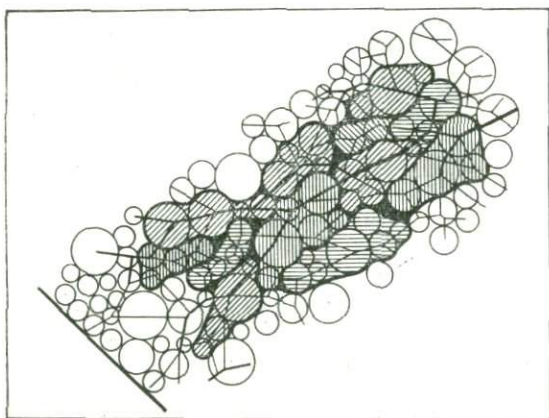


Рис. 34. Блоки консолидации в совокупности упругих дисков

ывали бы в явном или неявном виде блочность ее структуры. Последнее обстоятельство давно уже отмечено в практике горного дела: механические свойства образца горной породы могут не иметь ничего общего со свойствами того массива, из которого этот образец извлечен. В частности, можно напомнить о резком различии скоростей продольных волн в отдельном блоке горной породы и в ее массиве (см. разд. 3.2.). Еще более яркий пример ситуации, в которой средние значения напряжений имеют мало общего с истинной картиной напряженного состояния, приводится в работе [73]. В этой работе методами фотоупругости изучалось распределение напряжений в плоской модели сыпучей среды, которая представляла собой набор большого числа (более 2000) дисков

трех различных размеров. На фотографии рис. 33, взятой нами из цитируемой работы, затемненные участки соответствуют местам наибольших деформаций и, следовательно, напряжений. Из фотографии видно, что силы между дисками распределены не равномерно, а образуют систему линий. Эта система силовых линий полностью уравнивает внешнюю нагрузку. Если по величине этой нагрузки, действующей по контуру образца модельной среды, мы вычислим средние напряжения, то последние будут сильно отличаться от локальных значений напряжения внутри образца.

Заметим попутно, что и в этой работе было обнаружено образование таких систем дисков, которые мы отнесли к «блокам консолидации». На рис. 34 различной штриховкой помечены группы дисков, которые при деформировании всего образца вели себя как «единое целое» и перемещались друг относительно друга подобно жестким блокам, по нашей терминологии — как блоки консолидации более высокого иерархического уровня по сравнению с уровнем элементов-дисков.

Кроме указанных трудностей, в статистическом описании поведения геофизической среды при деформировании есть добавочное затруднение, связанное с неопределенностью граничных условий применительно к любому объему среды. Поэтому представляются естественными предпринятые в некоторых работах попытки связать проявления сейсмичности с такой обобщенной по своей природе характеристикой, как энергия. Приведенные выше примеры показывают, что напряженное состояние неоднородного материала может существенно меняться при переходе от одного его участка к другому. Точно так же меняется от блока к блоку и их энергетическое состояние, достигая в некоторых из них критической величины (в работе [74] эта критическая величина названа «энергетической прочностью»). Если средняя плотность энергии в каком-то объеме среды превышает эту «энергетическую прочность», то вероятность сброса упругой энергии путем излучения сейсмических волн сильно увеличивается. После землетрясения средняя плотность энергии понижается, а затем снова постепенно восстанавливается за счет притока тектонической энергии.

3.2. Диссипативные процессы в геофизической среде

Во время тектонического деформирования земных масс неизбежно происходят процессы релаксации напряжений. Эти процессы происходят на всех уровнях иерархии блочности, начиная от молекулярного и кончая уровнем крупнейших геологических блоков. Мы выделяем землетрясения из всей совокупности диссипативных процессов не столько из физических, сколько из практических соображений, поскольку сопровождающие их упругие волны представляют опасность для человечества. В механике сплошных сред релаксационные явления связывают с переносом молекулярных дефектов в результате «самодиффузии». В геофизической среде наряду с этим классическим механизмом релаксации, по-види-

тому, имеются еще и другие механизмы, обусловленные ее блочным строением. Изменения напряженного состояния, происходящие в локальных областях нагружаемой геофизической среды, могут проявляться либо медленно (крип, квазипластическое течение земных масс), либо настолько быстро, что они сопровождаются излучением упругих волн, частоты которых характерны для сейсмологии. Следовательно, «элементарный акт» релаксации может приводить к упругим волнам. Эффекты локальной релаксации могут значительно усиливаться, когда в среде запасена упругая энергия. В этих условиях может происходить усиление высокочастотных составляющих упругой волны за счет энергии статического нагружения.

В сплошной среде повышение уровня упругих напряжений не приводит к каким-либо качественным изменениям состояния, по крайней мере до тех пор, пока не будет достигнут предел пластичности. В блочной среде ситуация существенно иная: увеличение уровня упругой энергии приводит к тому, что в отдельных местах состояние среды становится неустойчивым и даже малые добавки энергии в виде волновых (или иных) возмущений могут играть роль триггера. Переход состояния среды из неустойчивого в устойчивое сопровождается выделением энергии E , величина которой обусловлена размером блока и его энергонасыщенностью, а не энергией возмущения δE , которая всегда оказывается много меньше E .

Кроме известного примера, в котором энергонасыщенность земной коры проявляется в виде землетрясений, в последнее время был обнаружен еще ряд аналогичных явлений. Так, например, в ряде работ [75—78] выявлена модуляция сейсмических шумов с частотами в диапазоне 10—60 Гц различными деформирующими процессами: приливными волнами с периодами около двух недель, а также с периодами в 24 и 12 ч; собственными колебаниями Земли с периодами от 50 мин и меньше; штормовыми микросейсмами с периодами 4—7 с. Существенно здесь, во-первых, что геофизическая среда оказывается чувствительной к очень слабым воздействиям и, во-вторых, что внешнее воздействие усиливает, но не может ослабить сейсмическую эмиссию среды.

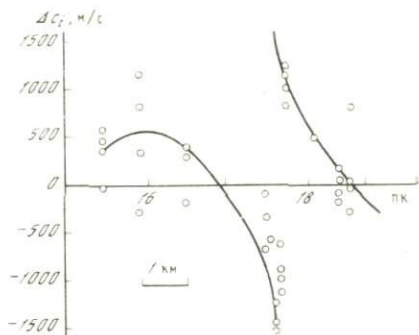
Блочная система геофизической среды накладывает отпечаток на все происходящие в ней процессы, в том числе и на процесс ее квазистатического деформирования [79]. Эта специфика обусловлена тем, что внутри произвольно выбранного ее объема имеется развитая система поверхностей, которыми ограничены блоки разных уровней иерархии. Граница отдельного блока не обязательно представляет собой трещину (пустую или заполненную склеивающим материалом) — примером неявных границ блоков могут служить поверхности отдельных кристаллов в поликристаллическом образце. Весь образец в целом может быть изотропным в среднем, но если он составлен из анизотропных произвольно ориентированных кристаллов, то границы каждого из них образуют поверхность, на которой скачком меняется ориентация кристал-

логографических осей. Применительно к поликристаллическим телам достаточно хорошо изучены физика и механика их деформирования, которые обладают следующей особенностью. Отдельные кристаллиты («блоки») «склеены» между собой силами сцепления, поэтому деформация всего образца означает и изменение геометрии каждой из поверхностей раздела между соседними блоками. Так как точки этой поверхности принадлежат одновременно обоим блокам-кристаллам, а при переходе через эту поверхность ориентация кристаллографических осей меняется скачком, изменение геометрии поверхности, при котором меняется относительное расстояние между ее точками, приводит к разности сил, действующих вдоль рассматриваемой поверхности. Эта разность сил стремится сдвинуть один блок относительно другого и уравнивается силами сцепления между блоками, в частности силами трения. Силы сцепления между блоками независимо от их физической природы ограничены. Поэтому при достаточно больших деформациях блоков условие равновесия нарушается. Как только скачок напряжений на граничной поверхности между блоками уравнивает силу сцепления, состояние блока становится неустойчивым и даже малая добавка деформации приводит к подвижке границы одного блока относительно другого вдоль поверхности их раздела.

В результате описываемой подвижки пары блоков произойдет, очевидно, снижение действующей по их границе силы и снижение среднего напряжения в блоке, которое определяется по действующим на его поверхности силам. Обычные для теории прочности соображения говорят, что такой срывной процесс разовьется не на всей системе поверхностей блоков, а локализуется в самом слабом ее месте. Детальный механизм каждой такой локальной подвижки может быть описан различными способами. В частности, его можно свести к образованию микротрещин, или к слиянию нескольких микротрещин, или к слиянию дефектов структуры и т. п. Важно в данном случае то, что этот локальный процесс подвижки приводит к уменьшению упругой энергии в объеме тех блоков, на границах которых он развивается. Эта энергия идет на излучение волнового возмущения, а также на необратимые потери.

Описываемый процесс развития локальных подвижек на границах отдельных блоков достаточно хорошо изучен при деформировании образцов различных материалов за пределами чисто упругой деформации. Так, в работе [9] показано, что даже такие аморфные материалы, как пластилин, при приложении постоянной нагрузки ведут себя подобно поликристаллам — деформация всего образца происходит не непрерывным образом, а идет путем подвижек, причем время каждой отдельной подвижки несоизмеримо мало по сравнению с временем «ожидания» или «подготовки», в течение которого видимого изменения деформации не происходит. Отметим, что и большие («сверхмакроскопические») блоки, деформация которых обязана своим происхождением тектоническому

Рис. 35. Разница скоростей звуков горной породы, измеренных непосредственно в массиве и на образцах



течению, также обнаруживают разрывы некоторых характеристик на своих границах. На рис. 35, взятом нами из работы [80], изображено изменение скорости звука ΔC , измеряемой дважды: непосредственно в массиве горной породы и на образце, вынутом из того же места, где проводилось первое измерение (техника проведения измерений описана в цитируемой работе). Разность ΔC измеренных таким образом значений C характеризует, следовательно, степень напряженного состояния данного участка породы в условиях естественного залегания. Как видно из рисунка, переход от одного блока к другому сопровождается скачком величины ΔC : напряженное состояние по обе стороны границы раздела блоков оказывается существенно различным. Поверхность между блоками представляла собой слой, ширина которого имела порядок десятков метров. Эта величина ничтожно мала в масштабах всего блока, поэтому можно говорить о поверхности раздела, хотя по отношению к нашим лабораторным меркам она велика.

Принимаемое нами допущение о подобии процессов на разных уровнях иерархии позволяет перенести результаты изучения деформирования малых образцов на блоки значительно большего масштаба. Предлагаемый механизм релаксации напряжений является существенно макроскопическим, поскольку он связан с подвижками отдельных блоков и имеет силу на любом уровне иерархии. Развитие каждой локальной подвижки блока i -го уровня происходит за время τ_i , которое можно оценить как $\tau_i = L_i/v_i$, где L_i — преимущественный размер этого уровня, а v_i — средняя скорость развития подвижки. Величина v_i ограничена сверху (она не может превышать скорость звука). Кроме того, если для тела Максвелла характерное время релаксации τ_μ равно отношению коэффициента вязкости η к модулю сдвига μ ($\tau_\mu = \eta/\mu$), то характерное время релаксации напряжений в геофизической среде, обусловленное локальными подвижками составляющих ее блоков, с молекулярной вязкостью практически никак не связано.

Описанный выше механизм локальной релаксации напряжений непосредственно связан с развитием неустойчивых состояний в геофизической среде. Действительно, предлагаемая здесь модель среды должна рассматриваться как сложная система блоков различного уровня иерархии, «вложенных» один в другой. Выделим достаточно большой объем среды, на который действуют силы, обусловленные тектоническим движением. Среднее напряжение в

каком-либо блоке, определяемое по действующим на него силам, связано в основном с силами сцепления между блоками одного и того же иерархического уровня. Увеличение среднего напряжения во всем объеме блока k -го уровня ведет к появлению сдвигающих сил на всех поверхностях раздела между блоками более низких уровней, так что в какой-то момент времени равновесие на границе блока низшего уровня, скажем $(k - i)$ -го, будет нарушено, произойдет его локальная подвижка. Снижение напряжений, вызванное этой локальной подвижкой, скажется в основном в объеме среды, сравнимом с объемом блока уровня $k - i$. Однако уменьшение напряжений в этом объеме приведет к появлению, пусть малой, разности напряжений — возникнет сила, действующая на соседние блоки, так что их механическое состояние станет менее устойчивым. При дальнейшем деформировании, т. е. при подводе энергии извне, произойдет подвижка еще одного блока, состояние которого было близко к критическому. Каждая такая подвижка, с одной стороны, приводит к тому, что отдельный блок из неустойчивого состояния переходит в новое состояние с понижением его упругой энергии, т. е. в состояние относительно более устойчивое, а с другой стороны, ведет к тому, что увеличивается неустойчивость блока следующего иерархического уровня, так что в какой-то момент весь процесс воспроизводится на следующем уровне иерархии.

Характерная особенность предлагаемого нами механизма диссипации энергии, поступающей в геофизическую среду, состоит в том, что для каждого иерархического уровня он состоит из последовательности дискретных актов — подвижек блоков, хотя после усреднения по соответствующему пространственно-временному объему этот процесс, конечно, будет выглядеть непрерывным. При постоянном деформировании геофизической среды подвижки происходят на всех уровнях блочности; подвижки блоков с большими преимущественными размерами мы воспринимаем как землетрясения, подвижки меньших масштабов — как микросейсмичность, еще меньших — как акустический фоновый шум и в пределе — как тепловые источники, обусловленные неупругой деформацией среды.

Из предлагаемого нами механизма релаксации следует, что при постоянном деформировании дискретной среды регулярно возникают неустойчивые состояния отдельных блоков разного иерархического уровня. Попадая в такие состояния, система стремится самопроизвольно перейти в устойчивое состояние, сбрасывая часть энергии в виде волновых возмущений. Важно, что интервалы времени, через которые возникают неустойчивые состояния, зависят от скорости деформирования и размера структурных элементов системы. Таким образом, с силой и периодичностью землетрясений естественно связаны размеры блоков земной коры. Более того, сам закон повторяемости землетрясений Гутенберга и Рихтера выступает как отражение распределения блоков литосферы по размерам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Попытаемся кратко резюмировать те основные положения, которые необходимо, по нашему мнению, учесть при создании количественной теории геофизической среды и сейсмического процесса.

1. Фундаментальное свойство геофизической среды заключается в том, что она состоит из системы неоднородностей (блоков, отдельностей), которые взаимодействуют друг с другом и обмениваются энергией в процессе деформирования среды. Основной особенностью такой среды следует признать существование иерархического дискретного распределения ее элементов по размерам, причем дискретность среды имеет принципиальное значение: какой бы ее элемент не был выбран, в нем всегда можно обнаружить структурную неоднородность низшего порядка.

2. Геофизическая среда подвергается действию вибрации (сейсмических шумов) в широчайшем диапазоне частот — от мегагерц до десятиллионных долей герца. Наличие постоянных вибраций среды приводит к тому, что свойства среды, состоящей из отдельностей, находящихся в постоянном колебательном движении, отличаются от статических свойств той же среды. Изучение сейсмических шумов в различных диапазонах частот позволит связать иерархический ряд размеров отдельностей среды с другими ее характеристиками. Выявление динамических свойств геофизической среды представляет одну из важнейших задач исследований.

3. Важным свойством иерархической структуры среды является подобие ее строения в большом диапазоне масштабов. Отношение соседних характерных размеров в этой иерархии варьирует от 2 до 5. Предстоит еще большая работа по уточнению распределений отдельностей среды различного масштаба по их размерам, выяснению физики процессов, приводящих к этим распределениям, и т. п., однако геометрическое подобие структуры среды и энергетическое подобие землетрясений (закон повторяемости) наводят на предположение о подобии процессов подготовки сильных и слабых землетрясений и возможности их моделирования в лабораторных условиях.

4. Несмотря на то что в геофизической среде протекают разнообразные процессы (проявляющиеся, в частности, в землетрясениях), она сохраняет в целом свои свойства — дискретность строения, иерархический набор размеров и т. п. Эти свойства среды требуют для своего описания статистических методов.

Указанные выше свойства геофизической среды следует учитывать прежде всего при рассмотрении процесса ее деформирования. Деформирование среды происходит как в сейсмических, так и в асейсмических регионах: в среду непрерывно поступает тектоническая энергия со стороны находящихся под литосферой слоев верхней мантии. Различие между сейсмически активными и асейсмическими зонами литосферы определяется в основном различиями скорости поступления тектонической энергии и скорости ее диссипации на различных уровнях иерархического ряда отдельностей. В асейсмических районах диссипация тектонической энергии осуществляется через процессы релаксации, крипа, трения отдельностей среды и т. п., т. е. через такие процессы, в которых участвуют низшие ступени иерархического ряда элементов среды и скорость протекания которых мала. В сейсмических районах, для которых характерна большая скорость деформирования среды и эти медленные процессы не могут обеспечить нужную скорость диссипации тектонической энергии, происходит накопление энергии в больших структурных элементах среды. В этой связи представляется важным наблюдение, что энергия упругих волн землетрясения пропорциональна объему его очаговой зоны. Это означает, что удельная плотность сбрасываемой при землетрясении энергии на единицу объема очаговой зоны не зависит от силы землетрясения, следовательно, разница в энергии сильных и слабых землетрясений происходит не за счет различия напряжений, а за счет различия объема очаговых зон, накапливающих упругую энергию.

Это наблюдение позволяет предположить, что землетрясение происходит в тот момент, когда система блоков геофизической среды, заполняющая объем будущего очага, теряет устойчивость при деформировании. Представление об устойчивости и неустойчивости деформирования отдельных блоков геофизической среды связано с тем, что разномасштабные неоднородности могут образовываться не только путем расчленения крупных блоков на мелкие, но и путем консолидации блоков низшего иерархического уровня в отдельность более высокого уровня. Деформирование геофизической среды сопровождается появлением пространственных структурных образований (блоков консолидации), состоящих из элементов среды, принадлежащих к одному и тому же уровню иерархии. Образование структур из составляющих ее блоков является следствием постоянного деформирования, его можно рассматривать как своего рода «самоорганизацию» среды, служащую для трансформации поступающей в нее энергии.

Образование структур, их деформирование и потеря устойчивости, в результате чего возникает новая структура блоков, объясняют, каким образом непрерывное деформирование среды приводит к более или менее периодическим скачкам напряженного состояния, т. е. к тому, что принято называть сейсмическим режимом.

Сейсмический режим проявляет не только иерархическое подобие по энергии в форме закона повторяемости, но и обладает иерархическими свойствами в распределении по пространству. Эти свойства состоят в том, что каждая площадка в сейсмическом регионе разделена примерно в одинаковой пропорции на высокосейсмические, среднесеismicкие и слабосейсмические участки. При этом сейсмичность должна определяться по подходящему достаточно большому интервалу времени. Слабые и сильные землетрясения проявляют пространственно-энергетическое подобие в том смысле, что распределение сильных землетрясений по пространству остается таким же, если перейти к слабым землетрясениям и соответственно увеличить масштаб (детальность пространственного распределения).

Несмотря на то, что подавляющая часть сейсмической энергии выделяется при сильнейших землетрясениях (это следует из закона повторяемости), «тектоническая жизнь» среды не может не включать слабые землетрясения. Слабые землетрясения — необходимое звено сейсмического режима, и даваемая ими информация о сейсмическом режиме по своей значимости намного выше их доли в энергии режима.

Время подготовки землетрясения (сейсмический цикл) пропорционально линейному размеру очага будущего землетрясения (этой же закономерности подчиняется и время проявления первичных предвестников землетрясения). Это, по-видимому, объясняется подобием процессов образования блоков консолидации на разных уровнях иерархии: вначале образуются структуры из блоков малого масштаба, потеря устойчивости любым таким блоком приводит к неустойчивости более крупного структурного образования и т. д. Переход на следующую ступень иерархии происходит лишь по достижении определенной концентрации неустойчивых структурных блоков. По имеющимся данным эта концентрация такова, что расстояние между неустойчивыми структурными блоками должно быть в среднем в 3—10 раз больше их линейного размера.

Едва ли можно сейчас найти надежное объяснение этому. Обратим внимание только на то, что в основе всех процессов образования таких отдельностей лежит один и тот же механизм перераспределения энергии, поступающей в среду извне. Для горной породы, образующей литосферу Земли, источником такой энергии являются тепловой поток из ее недр и тектоническая энергия, порождаемая гравитационной дифференциацией вещества Земли.

Следует отметить, что при активном воздействии на свойство горной породы можно использовать ее напряженное состояние. Действительно, из-за нелинейности характеристик деформирования горной породы можно ожидать заметного изменения скорости разрядки деформации в результате эффектов типа параметрического резонанса. Примером может служить акустическая эмиссия, возникающая при прохождении через горную породу длин-



Рис. 36. Вибратор СВ-10/100, используемый в промышленной геофизике

нопериодных упругих волн. О том же говорит и изменение дебита подземных источников и нефтеотдачи пласта при усилении микросейсм, обычно наблюдаемом в период подготовки землетрясений. Экспериментально подтверждено изменение проницаемости горной породы при прямом воздействии вибраций на массив. Поэтому, подвергая вибрации горную породу с поверхности Земли, можно возбудить в ней широкий спектр высокочастотных колебаний на интересующих практику глубинах. Интенсивность этих колебаний, конечно, будет мала, но опыт показывает, что за счет эффектов накопления возможно добиться заметных изменений свойств породы. Отметим, что часто эти изменения после прекращения вибрирования исчезают. В промышленности подтверждена принципиальная возможность интенсификации добычи нефти путем изменения проницаемости высокочастотным вибрированием породы в забое. Однако по ряду технологических причин такой способ практически не удовлетворителен. Выходом из положения была бы возможность вибрирования не в забое, а с поверхности Земли, но этому мешает сильное затухание короткопериодных волн в грунте. Свойства иерархически блочной модели среды позволяют, по-видимому, преодолеть это затруднение с помощью вибраторов, способных развивать силу в сотни (тысячи при группировании) тонн на поверхности Земли. На рис. 36 показан 10-тонный транспортный вибратор, используемый в промышленной геофизике.

Следует обратить внимание на то, что в горной породе в отдельные моменты в некоторых областях малого масштаба могут концентрироваться очень большие энергии, сравнимые с энергиями активации химических реакций. При этом становятся возможными

химические воздействия в веществе горной породы. Возможно, что это обстоятельство должно учитываться в геохимии наряду с $P-T$ -факторами. Вопрос этот далеко не решен, хотя некоторые свидетельства правомочности его постановки имеются. Новые интересные исследования академиков Н. В. Черского и А. А. Трофимука с их учениками показали, что в образцах горной породы, заведомо не содержащих углеводородов, следы последних могут быть обнаружены после длительного вибрирования. Подводя итог сказанному выше, можно считать, что иерархически блоковая модель горной породы, качественно объясняя некоторые эффекты, необъяснимые с помощью линейно-упругой сплошной модели, заслуживает внимания и дальнейшей разработки. 1

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 231 с.
2. Физика очага землетрясений: Сб. статей // Под ред. М. А. Садовского. М.: Наука, 1975. 234 с.
3. *Ружич В. В.* О длительности процессов залечивания разрывов в очагах коровых землетрясений // Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах: Тез. докл. Всесоюз. сес. МСССР 2—6 сентября 1981 г. Фрунзе, 1981.
4. *Садовский М. А., Писаренко В. Ф., Родионов В. Н.* От сейсмологии к геомеханике: О модели геофизической среды // Вестн. АН СССР. 1983. № 1. С. 82—88.
5. *Молчанов С. А., Румзайкин А. А., Соколов Д. Д.* Кинематическое динамо в случайном потоке // Успехи физ. наук. 1985. Т. 14. Вып. 5. С. 583—628.
6. *Класен-Неклюдова М. В.* О природе пластических деформаций // Журн. рус. физ.-хим. об-ва. 1927. Т. 59. С. 509.
7. *Рожанский В. И.* Неравномерности пластической деформации кристаллов // Успехи физ. наук. 1958. Вып. 3. № 65. С. 12—20.
8. *Финкель В. М.* Физика разрушения. М.: Металлургия. 1970. 376 с.
9. *Молчанов С. А., Мирзоев К. М., Негматуллаев С. Х., Саломов Н. Г.* Влияние механических колебаний на характер пластических деформаций материалов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 6. С. 32—42.
10. *Корнев В. В., Хотимченко В. С., Аюпов Б. М.* О природе локальной химической неоднородности кварцевого стекла // Физика и химия стекла. 1983. Т. 9. № 1. С. 106—110.
11. *Садовский М. А., Бодовитинов Л. Г., Писаренко В. Ф.* О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3—18.
12. *Красный Л. И.* Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // Сов. геология. 1984. № 7. С. 17—31.
13. *Сулиди-Кондратьев Е. Д., Разваляев А. В., Давиденко И. В. и др.* Системы разломов Африки и Аравии. М.: Недра, 1984. 187 с.
14. *Мацуда Т.* Сейсмические шумы // Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра, 1984. С. 39—66.
15. *Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Извекова М. Л. и др.* Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. I. Памир и Тянь-Шань // Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973. С. 107—133. (Выч. сейсмология; Вып. 6).
16. *Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Жидков М. П. и др.* Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. II. Четыре региона Малой Азии и Юго-Восточной Европы // Машинный анализ цифровых сейсмических данных. М.: Наука, 1974. С. 3—40. (Выч. сейсмология; Вып. 7).
17. *Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Кейлис-Борок В. И. и др.* Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы) // Исследование сейсмичности и моделей Земли. М.: Наука, 1976. С. 3—91. (Выч. сейсмология; Вып. 9).
18. *Горшков А. И., Ранцман Е. Я.* Морфоструктурные линейменты Западных Алы // Геоморфология. 1982. № 4. С. 64—72.

19. Габриэлов А. М., Гвишиани А. Д., Жидков М. П. Формализованное морфоструктурное районирование горного пояса Анд // Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. М.: Наука, 1982. С. 38—56. (Выч. сейсмология; Вып. 14).
20. Гвишиани А. Д., Жидков М. П., Соловьев А. А. К переносу критерия высокой сейсмичности горного пояса Анд на Камчатку // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 1. С. 20—33.
21. Яницкий И. Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 95 с.
22. Чигарев Н. В. Сейсмогенез и блоковое строение земной коры (на примере Средней Азии) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 2. С. 313—317.
23. Ежов Б. В., Худяков Г. И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984. 128 с.
24. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: МГУ, 1972. 316 с.
25. Rabe D. D. Particle size distribution study of Fieldriver event // Proc. Symp. Eng. Nucl. Explosions. Las Vegas, Springfield, 1970. Vol. 2. P. 888—908.
26. Brooks T., Anderson. A Simple technique to determine the size distributions of nuclear crater fallback // Ibid. P. 1726—1745.
27. Корчевский В. В., Петров Г. Н. Геотехническое исследование опытной плотины на реке Бурлык // Гидротехн. стр-во. 1977. № 5. С. 22—29.
28. Макарьев В. П., Михайлов В. А. Определение оптимальной кусковатости горной массы на щебеночных карьерах // Зап. ЛГИ. Разрушение горных пород. Л.: 1984. Т. 99. С. 28—41.
29. Николаев А. В. Сейсмические свойства мутной среды // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 2. 212 с.
30. Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, 2-nd ed. Princeton: Princeton Univ. press, 1954. 158 p.
31. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений // Информ. сообщ. № 186 АН УзССР. Ташкент: Фан, 1977. С. 1—11.
32. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9—27.
33. Антонов Л. В., Антикаев Ф. Ф., Курочкина Р. И. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978. 157 с.
34. Невский М. В., Ризниченко О. Ю. Рассеяние сейсмических волн в верхней части кристаллического фундамента // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 3. С. 37—48.
35. Невский М. В., Николаев А. В., Ризниченко О. Ю. Рассеяние и поглощение продольных сейсмических волн в земной коре // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 20—30.
36. Савич А. И., Лаврова Л. Д. Оценка неоднородности упругих свойств // Тр. Гидропроекта. 1971. Вып. 21. С. 119—126.
37. Савич А. И., Яценко З. Г. Исследование упругих и деформированных свойств. М.: Недра, 1979. 167 с.
38. Ярославский М. А. Реологический взрыв. М.: Наука, 1980. 192 с.
39. Воларович М. П., Чураев Н. В. Исследование степени дисперсности торфа // Коллоид. журн. 1955. Т. 17. Вып. 3. С. 51—72.
40. Маров М. Я. Планеты Солнечной системы. М.: Наука, 1981. 320 с.
41. Журков С. Н., Куксенко В. С., Петров В. А., Савельев В. И., Султанов У. С. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1978. С. 101—116.
42. Журков С. Н. Дилатонный механизм прочности твердых тел // ФТТ. 1983. Т. 25. Вып. 10. С. 34—51.
43. Пиотровский В. В. Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли // Земля во Вселенной. М.: Мысль, 1964. С. 278—297.
44. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.
45. Ризниченко Ю. В. Энергетическая модель сейсмического региона // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 5. С. 3—19.

46. Dietrich J. H. Time-dependent friction and mechanics of stickslip // Proc. Conf. «Experimental studies of rock friction with application to earthquake prediction». II. Menlo Park (Cal.), 1977. P. 389—445.
47. Губельд И. Л., Добровольский И. П. Модель подготовки корового землетрясения // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 1. С. 51—55.
48. Cundall P. A., Strack O. D. L. Modeling of Microscopic Mechanisms in Granular Material, Mechanics of Granular Materials: New Models and Constitutive Relations / Ed. J. T. Jenkins, M. Satake. Amsterdam etc.: Elsevier Publ. Co., 1983. P. 137—149.
49. Ревузенко А. Ф., Стажеский С. В., Шемякин Е. И. О механизме деформирования сыпучего материала при больших сдвигах // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 1974. № 3. С. 130—133.
50. Тсубои Ч. Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков и прочность земной коры // Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С. 160—164.
51. Садовский М. А., Писаренко В. Ф., Штейнберг В. В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 598—602.
52. Садовский М. А. Еще раз о зависимости объема очага землетрясения от его энергии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1087—1088.
- 52a. Kasahara K. Earthquake mechanics. Cambridge: Univ. press, 1981. 248 p.
53. Шебакин Н. В. Замечания о преобладающем периоде, спектре и очаге сильного землетрясения // Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971. С. 50—78. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 14).
54. Запольский К. К. О механизме источника землетрясения как процессе очагового разрыва по данным частотно-временной сейсмометрии // Достижения и проблемы современной геофизики. М.: Наука, 1984. С. 124—135.
55. Springer D. L., Kinnman K. L. Seismic source summary for U. S.-underground nuclear explosions 1961—70 // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1971. Vol. 61, N 4. P. 1073—1098.
56. Springer D. L., Kinnman R. L. Seismic source summary for U. S.-underground nuclear explosions 1971—73 // Ibid. 1975. Vol. 65, N 2. P. 343—350.
57. Садовский М. А., Кедров О. К., Лаушкин В. А., Пасечник Н. П. Сейсмический эффект подземных взрывов и проблема оценки полной энергии землетрясений // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 4. С. 825—829.
58. Николаевский В. И. Земная кора, дилатансия и землетрясения: Предисловие // Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133—215.
59. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121—150.
60. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. О зависимости времени подготовки землетрясения от его энергии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 330—333.
61. Sykes L., Quittmeyer R. Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries // International Review: Earthquake prediction. Wash., 1981. P. 217—247.
62. Мячкин В. И., Зубков С. И. Сводный график предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973. № 6. С. 72—88.
63. Rikitake T. Earthquake precursors // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1976. Vol. 65. P. 1133—1162.
64. Scholz C., Sykes L., Aggraval Y. Earthquake prediction: A physical basis // Science. 1973. Vol. 181. P. 803—810.
65. Rikitake T. Earthquake prediction. Amsterdam: Elsevier Publ. Co., 1976. 338 p.
66. Ликонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.

67. Садовский М. А., Голубева Т. В., Писаренко В. Ф., Шнирман М. Г. Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 2. С. 3—15.
68. Simpson D., Negmatullaev S. Induced seismicity at Nurek Reservoir. The Soviet-American Exchange in Earthquake prediction: US Geol. Survey Open-File Report 81 1150. 1981. 125 p.
69. Наливкин В. Д., Кузьмин В. И., Лукьянова В. Г. Дискретность в распределении и развитии природных объектов // Тектоника и нефтегазоснабженность складчатых поясов: Сб. докл. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 36—48.
70. Садовский М. А., Сардаров С. С. Соподчиненность и подобие геодвижений в связи с естественной кусковатостью пород // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 4. С. 846—848.
71. Садовский М. А. О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829.
72. Афанасьев С. Л. Определение геологического возраста по наноциклитам // Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: Наука, 1984. С. 6—26.
73. Дрешер А., Йоселен де Йонг Ж. Проверка механической модели течения гранулированного материала методами фотоупругости // Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир, 1975. С. 144—165.
74. Ризниченко Ю. В., Артамонов А. М. Развитие энергетической модели сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 12. С. 41—55.
75. Рыкунов Л. Н., Хаврошкин О. Б., Цылаков В. В. Лунно-солнечные приливные периодичности в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм. // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 577—579.
76. Рыкунов Л. Н., Хаврошкин О. Б., Цылаков В. В. Временные вариации высокочастотных шумов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 72—77.
77. Рыкунов Л. Н., Хаврошкин О. Б., Цылаков В. В. Анализ спектров огибающей высокочастотных микросейсм после Аляскинского и Мексиканского землетрясений в марте 1979 г. // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 4. С. 836—838.
78. Рыкунов Л. Н., Старовойт Ю. О., Хаврошкин О. Б., Цылаков В. В. Связь штормовых микросейсм с высокочастотными сейсмическими шумами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 2. С. 88—91.
79. Садовский М. А. О моделях геофизической среды и сейсмического процесса // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1984. № 4. С. 268—273.
80. Бакун Н. Н., Силаева О. И., Терентьев В. А., Шолпо В. Н. Исследование напряженного состояния горных пород в складчатой структуре // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 275

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава первая	
Блочные иерархические свойства геофизической среды	8
1.1. Характерные черты геофизической среды	8
1.2. Методика вычисления размеров отдельностей	15
1.3. Блоки земной коры	18
1.4. Разломы земной коры	20
1.5. Гранулометрический анализ частиц грунта	23
1.6. Блочность при дроблении породы взрывом	25
1.7. Сейсмоакустические проявления блочности среды	30
1.8. Отклонения от закона повторяемости	31
1.9. Флуктуации характеристик <i>P</i> -волн	35
1.10. Акустическое зондирование горной породы	36
1.11. Маломасштабные отдельности	40
1.12. Размеры небесных тел	41
1.13. Иерархическая система блоков	43
Глава вторая	
Сейсмический режим	53
2.1. Общие свойства сейсмического режима и очага землетрясений	53
2.2. Зависимость энергии землетрясения от объема очага	55
2.3. Зависимость времени подготовки землетрясения от его энергии	62
2.4. Зависимость времени проявления предвестников от силы землетрясения	65
2.5. Иерархические свойства сейсмичности	67
2.6. Иерархическая последовательность величин в геологических циклах	78
Глава третья	
Сейсмический процесс в геофизической среде	83
3.1. Блочность геофизической среды и сейсмический процесс	83
3.2. Диссипативные процессы в геофизической среде	86
Заключение	91
Литература	96

Михаил Александрович Садовский,
Лев Георгиевич Болховитинов,
Владилен Федорович Писаренко

**Деформирование
геофизической
среды и сейсмический
процесс**

Утверждено к печати
ордена Ленина Институтом физики Земли
им. О. Ю. Шмидта Академии наук СССР

Редактор К. В. Некрасов
Редактор издательства Л. Е. Кочарьянц
Художник Л. А. Григорян
Художественный редактор С. А. Литвак
Технический редактор Т. С. Жарикова
Корректоры А. Б. Васильев, Н. В. Габасова
ИБ № 35337

Сдано в набор 19.06.86.
Подписано к печати 26.11.86.
Т-23428. Формат 60×90^{1/16}
Бумага книжно-журнальная
Гарнитура обыкновенная
Печать высокая
Усл. печ. л. 6,5. Усл. кр. отт. 6,75
Уч.-изд. л. 6,6 Тираж 1250 экз. Тип. зак. 2974
Цена 1 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука»
117864, ГСП-7, Москва, В-485
Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука»
121499, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

Готовятся к печати книги:

Воробьев В. В.

ТЕПЛОВОЕ САМОВОЗДЕЙСТВИЕ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ:

Теория и модельный эксперимент.

15 л. 2 р. 30 к.

Книга посвящена исследованиям влияния атмосферы на распространение излучения мощных лазеров. Проведен теоретический анализ возмущений в воздухе, возникающих при поглощении лазерного излучения, и влияния этих возмущений на распространение лазерных пучков. Изложены результаты численного и экспериментального моделирования, а также лабораторного изучения теплового самовоздействия лазерных пучков в атмосфере.

Для специалистов по нелинейной оптике, занимающихся исследованием распространения оптического излучения в атмосфере и в случайно-неоднородных средах, а также проектировщиков лазерных систем.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

(Вычислительная сейсмология. Вып. 20).

20 л. 3 р.

Исследована связь глобальных приливных аномалий с геотектоникой. Проведено численное моделирование гравитационной неустойчивости, тепловой конвекции, возникновения магнитного динамо в потоке проводящей жидкости, сейсмических процессов в дискретных средах. Рассмотрены алгоритмы прогноза места и времени сильных землетрясений и результаты их применения в различных регионах мира. Исследован ряд прямых и обратных задач динамической теории упругости и рассеяния и их приложение в сейсмологии и вибросондировании.

Для специалистов в области математической геофизики, занимающихся интерпретацией сейсмических наблюдений, прогнозом землетрясений и динамической теорией упругости.

Мальцева О. А., Молчанов О. А.

**РАСПРОСТРАНЕНИЕ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ВОЛН
В МАГНИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ.**

12 л. 1 р. 80 к.

Книга посвящена актуальному вопросу физики околоземной плазмы — моделированию процесса распространения низкочастотных волн в магнитосфере Земли. Решение этого вопроса стало возможным после проведения комплексных спутниковых и наземных экспериментов, в первую очередь по проекту «Международные исследования магнитосферы». Изложены методы и результаты моделирования распространения низкочастотных волн в магнитосфере, представлена модель среды, описаны методы расчета траекторных и амплитудных характеристик волн. Рассмотрены практические приложения развитых методов.

Книга рассчитана на специалистов в области радиофизики и геофизики.

**ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ,
МАГНИТОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ
И СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ.**

18 л. 2 р. 70 к.

В сборнике изложены физические принципы прогноза ионосферных, магнитосферных возмущений и их причины — солнечной активности. Описаны методы краткосрочного прогноза ионосферных бурь и суббурь, основанные на моделировании возмущенных вариаций ионосферы и их связи с характеристиками магнитосферных возмущений и солнечного ветра. Рассмотрены гелиофизические основы краткосрочного прогноза солнечной активности.

Книга рассчитана на специалистов в области ионосферы, распространения радиоволн, геофизиков, астрофизиков, радиотехников.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по одному из адресов: 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга—почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга—почтой».

- | | | | |
|--------|--|--------|---|
| 480091 | Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; | 443002 | Куйбышев, проспект Ленина, 2; |
| 370005 | Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; | 220012 | Минск, Ленинский проспект, 72; |
| 690088 | Владивосток, Океанский проспект, 140; | 630090 | Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; |
| 320093 | Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; | 620151 | Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; |
| 734001 | Душанбе, проспект Ленина, 95; | 700185 | Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; |
| 664033 | Иркутск, ул. Пермонтова, 289; | 450059 | Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; |
| 252030 | Киев, ул. Пирогова, 4; | 720000 | Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; |
| 277012 | Кишинев, проспект Ленина, 148; | 310078 | Харьков, ул. Чернышевского, 87. |
| 343900 | Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; | | |

1 руб.

4800