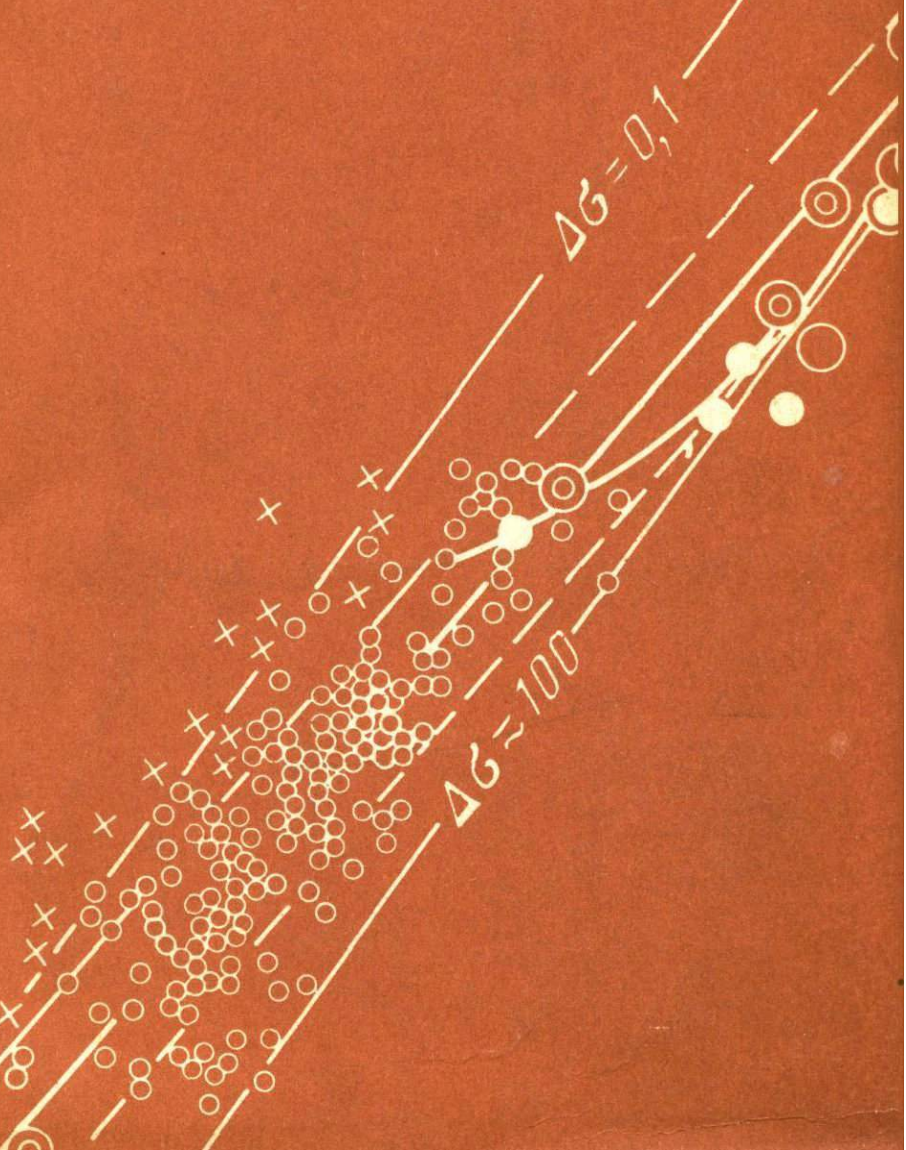


ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ФИЗИКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О. Ю. ШМИДТА

556.3

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ФИЗИКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976

1953



В сборнике представлены статьи, отражающие результаты исследований по физике очага землетрясения и совокупности очагов (сейсмическому режиму). Рассмотрены соотношения между параметрами очагов, особенности форшокового и афтершокового процессов больших землетрясений, эффект затишья перед ними, миграция очагов, результаты исследования сейсмического течения торных масс и напряженного состояния горных пород в естественном залегании. Приводятся данные по структуре и особенностям сейсмических зон. Статьи содержат детальный сейсмологический материал и оригинальные теоретические модели. Сборник представляет интерес для широких кругов сейсмологов и сейсмогеологов.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
Ю.В.Ризниченко

ПРЕДИСЛОВИЕ

Землетрясения, которые в течение всей истории человечества входили в жизнь людей как бедствия, в последние десятилетия оказались, кроме того, мощным источником познания нашей планеты — ее строения и ее движений, и эти знания обращаются на благо людей. Проследим общие пути и тенденции развития этого положения, чтобы хоть слегка приоткрыть его глубину.

Первые большие успехи сейсмического метода в землеведении были одержаны в первом направлении — строении Земли. Сейсмология завоевала право считаться первым среди равных геофизических методов в этой области. Этим мы обязаны развитию той ее ветви, которую теперь называют структурной; к ней относится и сейсморазведка. Физической предпосылкой этого является то, что сравнительно короткопериодные упругие сейсмические волны легче, чем электромагнитные, проникают в недра Земли: для них она прозрачнее. Они приносят более богатую информацию, чем те же электромагнитные волны, для которых Земля малопрозрачна, а также чем квазипостоянные электрическое, магнитное, гравитационное и тепловое поля, разрешающая способность которых невелика по сравнению с быстро меняющимися волновыми полями.

Вторым направлением исследований — движениями Земли — занимается очаговая сейсмология. Располагая здесь в потенции столь же выдающимися возможностями, она стала развиваться позже, чем ее структурная сестра, и пока еще не вошла в полную силу. Именно сейчас мы присутствуем при бурном развитии, росте, буквально взлете этой области знания. Это как нельзя лучше согласуется с общими тенденциями в современной мировой геофизике. Показатель их — недавно состоявшаяся смена международного Проекта верхней мантии, имевшего преимущественно "строенческую" направленность, явно "движенческим" Геодинамическим проектом.

Происшедшее в свое время в нашей стране быстрое развитие структурной сейсмологии было тесно связано с именем академика Г.А. Гамбурцева. Он был видным теоретиком и практиком сейсморазведки по поискам и разведке месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых. Он же был творцом наиболее развитого в сейсмологии знаменитого метода глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии — метода взрывной сейсмологии, который обошел весь мир. Именно этот метод принес в период Проекта верхней мантии (1960–1971) и продол-

жает приносить теперь наиболее детальные сведения о глубинном строении материков и дна океанов планеты.

Г.А. Гамбурцев был инициатором, вдохновителем и организатором полнокровного развития в нашей стране и второй, очаговой ветви сейсмологии. Идейной основой ее является физика землетрясений, которую он так и назвал и стал развивать; практическим же выходом должен быть прогноз землетрясений в широком смысле, который Г.А. Гамбурцев сделал флагом советских сейсмологов в 1952–1955 гг. В этом широком смысле к прогнозу относятся как установление пространственного распределения долговременной средней сейсмической опасности, сейсморайонирование, так и собственно прогноз землетрясений: предсказание по времени, месту и величине отдельных потенциально катастрофических событий. Самому Г.А. Гамбурцеву (1903–1955) не суждено было сделать в области физики прогноза землетрясений многого, кроме первичного импульса, провозглашения обширной многосторонней программы действий и начала организации ее выполнения. Само же действие в этих областях досталось на долю его учеников и последователей, а также их учеников и последователей.

Исследования по очаговой сейсмологии и физике землетрясений вообще имеют в нашей стране славные традиции, начиная с всемирно известных работ академика Б.Б. Голицына (1862–1916) да и М.В. Ломоносова (1711–1765), причем они всегда проводились у нас во взаимодействии с мировыми исследованиями в этой области. Особенно широко и успешно развиваются эти исследования в последнее время в США, Японии и ФРГ, а также в Польше и Голландии.

По структурной сейсмологии в нашей стране и за рубежом имеется множество публикаций, и появляются все новые. По очаговой сейсмологии пока публикаций было гораздо меньше. Отечественные книги монографического характера в этой области исчисляются единицами. Это в первую очередь книга коллектива авторов (под ред. Ю.В. Ризниченко) "Методы детального изучения сейсмичности" (Москва, 1960 г.). Далее, это монографии по механизму очагов землетрясений А.В. Введенской (Москва, 1969 г.) и Б.В. Кострова (Москва, 1975 г.). К ним примыкают сборники статей по сейсмическому режиму, выходявшие под редакцией Ю.В. Ризниченко и др. в Новосибирске в 1967 г. (т.1 и 2) и в Кишиневе в 1974 г., а также сборник "Физика очага землетрясения" под редакцией М.А. Садовского, вышедший в Москве в 1975 г. Настоящий сборник продолжает эту пока еще немногочисленную, но, по-видимому, заслуживающую большего развития серию публикаций.

В отличие от сборника 1975 г. по физике очага землетрясения, который был направлен преимущественно на прогноз землетрясений во времени, настоящий сборник имеет более общую направленность — на сейсмическую геодинамику; впрочем, вопросы прогноза землетрясений в нем тоже не обходятся и составляют важную составную часть работы в целом.

По своей общей направленности эта книга больше всего продолжает тенденции сборника "Динамика земной коры", вышедшего в Москве в 1965 г. (под ред. Ю.В. Ризниченко). Указанный сборник, пожалуй, в какой-то мере предвосхитил современные широкие геодинимические исследования, в частности с использованием методов сейсмологии. Конечно, теперь подобные работы проводятся на совсем ином уровне знаний, неизмеримо возросшем за прошедшие десять лет.

Перед очаговой сейсмологией и физикой землетрясений в настоящее время стоят проблемы, закономерно возникающие при развитии, пожалуй, каждой естественной науки. Помимо всегда существующей насущной задачи обеспечения нужного количества и качества наблюденных данных, это — установление типичных, массовых, средних фундаментальных зависимостей между основными сторонами изучаемых явлений и их параметрами; разработка качественных представлений об их физической сущности; формализация этих представлений, чаще всего — перевод их в количественные, выработка теоретических, математических моделей, составляющих основу любых достаточно развитых физических теорий; постепенный переход от эмпирической к теоретико-физической методологии исследований. Заметим еще, что параллельно с установлением и объяснением типичных опорных средних зависимостей важно исследовать и отклонения от них. Именно анализ отклонений оттачивает понимание сущности природного объекта, бесконечно сложного по своей природе и только бледно отображаемого любой теоретической моделью.

Изучение отклонений позволяет, кроме того, оценить степень приближения принятой модели к действительности, отыскать слабые ее места, найти пути к их устранению, быть может, путем ее усложнения, введения в нее элементов учета тех факторов, влияние которых вначале было сочтено несущественным. Все эти аспекты в той или иной мере отражены в исследованиях, представленных в настоящем сборнике.

Сборник состоит из следующих основных разделов:

- 1) Очаг землетрясения;
- 2) Сейсмический режим;
- 3) Сейсмичность и геодинамика.

Естественно, это членение в большой мере условно, так как перечисленные три аспекта физики землетрясений подчас сильно переплетаются.

Первый раздел посвящен закономерностям, свойственным этой элементарной ячейке сейсмического процесса. Первая и в известном смысле вводная статья Ю.В. Ризниченко, помещенная в этом разделе, содержит сводку мировых данных о средних зависимостях между основными параметрами очага. Часто эти данные приводились без внутреннего взаимного согласования. В данной работе такое согласование проведено. Эта работа направлена на получение некоторого "мирового стандарта" соотношений между параметрами очага землетрясения, который, с одной стороны, может стать более надежной эмпирической основой для развития физических теорий оча-

га, а с другой – служить эталоном, с которым можно сравнивать региональные, локальные и индивидуальные наблюдаемые зависимости для вскрытия их особенностей и объяснения причин частных отклонений.

Подобным же средним зависимостям, но уже в региональном аспекте, для Кавказа, посвящена статья Ю.В. Ризниченко, Э.А. Джибладзе и И.Н. Болквадзе.

В помещенной в том же разделе теоретической статье Т.Г. Раутиан формализуется схема образования сейсмических колебаний от очага землетрясения, что открывает дополнительные практические возможности для изучения параметров очага и свойств среды. Процесс постепенного формирования сейсмических колебаний в среде автор рассматривает как диффузию сейсмической энергии. Заметим, что диффузионная модель используется и в одной из работ второго раздела сборника (в статье А.М. Аргамонова) для совсем иной цели – формализации сейсмического режима, его пространственно-временного хода, с возможным практическим выходом в прогноз землетрясений.

Две последующие статьи: О.Г. Шаминой, А.А. Павлова и С.А. Стрижкова, а также С.Д. Виноградова содержат описание новых результатов лабораторного изучения "очага землетрясения" – упругих колебаний от искусственного нарушения сплошности. Объектом экспериментов были важные физические характеристики очага: трение на разрыве, средние скорости распространения разрыва и подвижки по нему.

Последние статьи первого раздела опираются на детальные натурные данные – результаты наблюдения афтершоков известного Дагестанского землетрясения 1970 г. В статье Б.В. Кострова и Н.В. Шебалина они обсуждаются с теоретических позиций. В статье К.И. Кузнецовой, Ж.Я. Аптекман, Н.В. Шебалина и В.В. Штейнберга трактуется вопрос об отклонениях значений параметров очага от средних зависимостей и обсуждаются условия возникновения землетрясений в средах с различными прочностными свойствами. При этом параметры очагов сопоставляются с параметрами локального сейсмического режима. Сопоставление это является, вероятно, характерным для сегодняшнего этапа исследований в очаговой сейсмологии.

Второй раздел посвящен исследованию свойств совокупностей землетрясений. Первые две статьи этого раздела содержат формализации.

В статье К.И. Кузнецовой предлагается дискретная модель множественного возникновения взаимодействующих трещин, подводящая к исследованию и новому объяснению наблюдаемых свойств их статистического распределения. Уже упоминавшаяся статья А.М. Аргамонова опирается на другую, в известной мере противоположную, континуальную модель энергетики сейсмического процесса, ранее предложенную Ю.В. Ризниченко. По-видимому, будущее теории сейсмического режима заключается в синтезе дискретного и континуального, детерминированного и стохастического подходов к изучению действительности.

Следующие четыре статьи опираются на результаты многолетних детальных сейсмологических наблюдений пространственно-временного хода сейсмичности. Это в первую очередь статьи И.Л.Нерсесова, В.С.Пономарева и Ю.М.Тейтельбаума, а также Б.Г.Пустовитенко и А.Г.Каменобродского. В них обращено внимание на гонкие изменения сейсмического режима перед большими землетрясениями, которые могут быть использованы для их прогнозирования. Далее, это статьи В.Н.Аверьяновой и Р.Н.Бурьмской, а также В.С.Пономарева, Ю.М.Тейтельбаума и Н.В.Третьяковой, где проводится корреляция различных геофизических, главное – сейсмологических, факторов, указывающих на обстоятельства подготовки большого землетрясения.

Третий раздел посвящен связи сейсмических явлений с тектоническими, частным проявлением которых являются сами землетрясения.

Две статьи: А.А.Гусева и Л.С.Шумиловой, а также С.А.Болдырева – содержат детальные наблюдательные сейсмологические данные о пространственном строении литосферы и пересекающей ее сейсмичной зоны Бенъофа на сочленении геоплит континента Азии и дна Тихого океана.

Статья Л.Б.Славиной касается временных изменений сейсмических параметров, а именно – отношения скоростей продольных и поперечных упругих волн в этом же регионе. Своеобразие тектоники этого региона ярко отображается в особых пространственно-временных чертах его уникальной сейсмичности.

Другие статьи этого раздела имеют георегическую направленность. В статье Ю.В.Ризниченко формализуется энергетическая модель протяженного очага, позволяющая рассчитывать интенсивность сотрясений не только во внешней, но и во внутренней области самого очага. Если эта часть данной работы еще могла бы быть включена в первый раздел сборника (об очаге землетрясения), то вторая ее часть, неразрывно связанная с первой, относится уже непосредственно к геодинамике. Здесь, исходя из представления о пространственном, объемном очаге, проводится дальнейшее развитие известной теории сейсмического течения горных масс, обязанного совместному действию множества очагов на протяжении длительного времени. Одно из первых сообщений по этому вопросу было помещено в уже упоминавшемся ранее сборнике "Динамика земной коры" (1965).

Позже подобные соображения использовались и развивались в известных работах Дж.Бруна в США (1968) и Б.В.Кострова в СССР (1974, 1975). Новое в развитии этой теории, описываемое в данной статье, заключается главным образом, пожалуй, в обсуждении реальной возможности постановки задач о сейсмическом и тектоническом течении горных масс как определенной задачи гидродинамики.

Если ранее сейсмичность считалась только качественным индикатором тектонических движений, то теперь она может быть использована как их измерительный инструмент.

В следующей статье Д.А. Казимирова и А.В. Гордеева предлагается механическая георетическая модель, позволяющая, наоборот, в обход гидродинамики объяснить парадокс перемещения по горизонтальной поверхности крупных геологических тел. Эти движения рассматриваются как результат многократных дискретных, в реальности – сейсмических или сейсмогенных смещений по контакту.

Заключает этот раздел и сборник в целом статья О.И. Силаевой, Н.Н. Бакуна, В.А. Терентьева и В.Н. Шолпо, содержащая результаты ультразвукового и петрографического исследования в природных условиях напряженного состояния горных пород – в сущности того изначального явления, с которым связана вся сейсмичность и, более того, едва ли не вся геодинамика.

Таким образом, статьи настоящего сборника отражают широкий круг исследований, ведущихся многими авторами в нашей стране по очаговой сейсмичности и ее георетической основе, физике землетрясений. Этот сборник – не монография. В нем нет последовательного изложения с единой точки зрения всей совокупности рассматриваемых явлений и идей. Применяемые здесь в отдельных статьях подчас противоположны и противоречивы. Но это только объективно отображает современную ситуацию, реально существующую в этой совершенно неустоявшейся и пока весьма неустойчивой, бурно развивающейся области, где в столкновении мнений рождается высшее общее понимание истины.

Мы не сомневаемся, что читатели этой книги: и геофизики, а среди них и сейсмологи, и геологи, особенно тектонисты, – найдут здесь не только новое, поучительное, но и такое, что способно вызывать сомнения, наводить на размышления, стимулировать к предстоящим еще более широким и углубленным исследованиям по геодинамике с применением методов очаговой сейсмологии и физики землетрясений, которая, в сущности, сама еще только рождается. Мы убеждены, что в решении новых сложнейших вопросов геодинамики, как и более традиционных и простых вопросов строения Земли, сейсмологии должна принадлежать выдающаяся роль.

Работы, отраженные в статьях настоящего сборника, выполнены в Институте физики Земли АН СССР, Институте геофизики АН ГССР, Сахалинском комплексном научно-исследовательском институте Дальневосточного научного центра АН СССР, отделе сейсмологии Института математики АН УССР, Геологическом институте АН СССР, Всесоюзном научно-исследовательском геологоразведочном нефтяном институте Министерства геологии СССР.

Ю.В. Ризниченко, К.И. Кузнецова

Ю. В. Ризниченко

РАЗМЕРЫ ОЧАГА КОРОВОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОМЕНТ

На основании литературных данных выведены взаимно согласованные средние зависимости между средним радиусом, длиной, шириной и смещением в очаге корового землетрясения и его энергетической величиной K и магнитудой M . Получены численные значения средних параметров очага, приемлемые в широком диапазоне K, M .

Проблема величины землетрясения в различных ее аспектах рассматривалась в обзоре [1], где был приведен большой список литературы по этому вопросу, в частности обсуждались важные параметры очагов землетрясений: длина L по простиранию, ширина W по падению, площадь S разрыва и ее средний радиус R , смещение D по разрыву, сейсмический момент M_0 , падение напряжений $\Delta\sigma$. В том обзоре приводились сугубо ориентировочные численные значения этих величин.

Между тем для ряда задач количественного изучения сейсмичности: определения максимальных возможных землетрясений K_{\max} по сейсмологическим, геолого-геофизическим, геодезическим и другим данным [2, 3], расчета параметров сейсмического течения горных масс [4, 5] в сопоставлении с неотектоническими и современными движениями и т.п., а также для развития сравнимой с фактами общей физической теории сейсмического процесса — желательно иметь в распоряжении не только ориентировочные, но и более определенные, реалистические средние значения величин в широком диапазоне их изменения. Надежная, внутренне согласованная система средних, типичных значений нужна также для выявления и осмысливания возможных региональных, локальных и индивидуальных отклонений наблюдаемых значений параметров очагов землетрясений от этого среднего "стандарта".

Настоящая работа направлена на удовлетворение этой потребности, по крайней мере на сегодня и на ближайшее будущее. По мере накопления новых данных они должны обобщаться и подобные стандарты должны пересматриваться.

Исходные величины и методы сопоставления

Теперь уже имеется немало работ разных авторов (список литературы см. в [1]), где устанавливаются и обсуждаются корреляционные зависимости между K и M , с одной стороны, и иными па-

параметрами очага: $L, W, R, D, M_0, \Delta\sigma$ – с другой. Работы этого направления можно разделить схематически на две группы. Первая – установление эмпирических зависимостей, где они ищутся в форме, определяемой соображениями. главным образом лишь наилучшей аппроксимации совокупности обрабатываемых данных в рассматриваемом диапазоне изменения величин [6–8]. Вторая – где зависимости, сравниваемые с наблюдениями, выражаются в общем виде, связанном с той или иной предлагаемой моделью очага, и обсуждение численных параметров этих зависимостей направляется на оправдание справедливости этой модели [9, 10]. Несмотря на большую притягательность – “физичность” – второго подхода, для целей по возможности непредвзятого отображения действительности на данном этапе представляется более целесообразным воспользоваться в основном первым подходом. Впрочем, и он не вполне свободен от субъективности некоторых концепций и моделей, поскольку исходные данные для корреляции получаются обычно не только и не столько из прямых измерений (как в случае полевых определений длины L разрыва или смещения D по нему), но и путем косвенных определений (по зонам афтершоков, по спектрам сейсмических волн и др.), в которые уже заложены определенные концепции (о глубинности разломов, о возможных соотношениях между длиной и шириной разлома) и модели (например, модель очага сдвигового типа Бруна [9] при использовании спектров объемных волн).

Основной метод получения средних зависимостей величин L, W и др. от K или M состоит в построении соответствующих корреляционных полей наблюдаемых точек, изображаемых в подходящих системах координат, и в проведении осредняющих кривых. В системе координат $\lg L, K$ и г.л. эти кривые обычно трансформируются практически в прямые, задача осреднения линеаризуется, и именно этим определяется “подходящность” такой системы координат. Далее, проводится оценка тесноты корреляции и качества аппроксимации. Это можно делать разными способами, начиная с простейших графоаналитических приемов выделения доверительных полос на заданном уровне вероятности – примеры этого приведены ниже – и кончая все более сложными вычислительными приемами математической статистики: наименьших квадратов, корреляционно-регрессионного анализа, в частности метода ортогональной регрессии, наибольшего правдоподобия и т.п.

Такие операции можно было бы производить отдельно с каждой парой сравниваемых величин $(L, K), (W, K)$ и т.д., что иногда и делают, если бы величины L, W и т.д. можно было считать взаимно независимыми. Однако это не так, и даже при самом поверхностном рассмотрении вопроса этого делать нельзя. Надо стремиться получить для всей совокупности определяемых величин внутренне непротиворечивые результаты.

Параметры очага связаны друг с другом в первую очередь через сейсмический момент $M_0 = \mu SD$, который является одной из основных независимо определяемых величин. При одной и той же площади S

разрыва его длина L и ширина W зависят от его формы. В случае прямоугольника $S = LW$, в случае эллипса $S = \pi(L/2)(W/2)$. Учитывая, что ширина реальных разрывов в средней части, очевидно, как правило, больше, чем у концов, остановимся на эллиптическом варианте, и тогда можно записать

$$M_0 = \mu \pi R^2 D = \frac{\mu \pi}{4} L W D, \quad (1)$$

откуда находим связь между R , L и W в виде

$$(2R)^2 = LW. \quad (2)$$

Равенства (1) и (2) мы и учтем с самого начала. Тогда возникает вопрос, какие из величин, входящих в (1) и (2), рационально принять в качестве исходных, определяемых из корреляционных полей, а какие – рассчитывать по согласующим формулам (1) и (2) и лишь результаты расчета сверять с другими корреляционными полями для проверки отсутствия явных противоречий со всей совокупностью наблюдений. Возможен и иной, лучший подход – формулировка общей математической модели эмпирического или полуэмпирического характера, охватывающей всю совокупность рассматриваемых соотношений, и отыскание численных значений ее параметров, в определенном смысле оптимизирующих согласие модели со всей совокупностью наблюдений. Примеры такого подхода известны из опыта решения других задач сейсмологии: построения средней системы спектров [11, 12], определения максимальных возможных землетрясений K_{\max} по комплексным данным [2, 3] и др. Однако в данном случае и на данном этапе мы этого делать не будем.

Стремясь вносить в решение возможно меньше предвзятости в отношении концепций и моделей, естественно выбрать в качестве исходных те величины, которые определяются непосредственно из наблюдений, такие, как магнитуда M и ее энергетический аналог K , а также сейсмический момент M_0 . Можно пытаться исходить также из таких величин, как L и D , которые хоть в некоторых случаях доступны контролю прямых измерений. Рассмотрим подробнее с этой точки зрения отдельные величины, входящие в согласующие уравнения (1) и (2).

Обзор рассматриваемых величин

Все эти величины мы будем выражать в функции энергетической величины K землетрясения или его магнитуды M . Связь между K и M примем в обычной корреляционной форме Гутенберга – Рихтера – Раугана

$$K = 4 + 1,8M, \quad (3)$$

не придавая оцениваемой таким образом сейсмической энергии на референц-сфере радиуса 10 км $E = 10^K$ дж большего физического смысла, чем она того заслуживает. Величина больших землетрясений, примерно с $K > 15$, $M > 6$, регистрируемых мировой сетью

станций, первоначально оценивается обычно в магнитуах M или корреляционно связанных с ними магнитуах m . Для них мы рассчитаем K по M по формуле (3). Истинная сейсмическая энергия таких землетрясений в зависимости от используемого диапазона частот и других обстоятельств может сильно отличаться от $E = 10^K$ дж. Для малых землетрясений, регистрируемых в СССР на региональных сетях станций, обычно определяют непосредственно величину K , которая в сопоставимой области обычно довольно хорошо коррелируется с M и дает более состоятельную оценку энергии. Однако мы не будем входить здесь в дальнейшие детали проблемы сопоставления магнитуд с энергией. Этот вопрос требует в настоящее время кардинального пересмотра на спектральной основе [11, 12].

Сейсмический момент M_0 по важности в современной сейсмологии можно сравнить с таким опорным понятием, как сейсмическая энергия E с ее представителями: энергетической величиной землетрясения K и его магнитудой M . Как видно из определения $M_0 = \mu SD$, физический смысл M_0 — это та потенциальная работа, т.е. возможная энергия, которую пришлось бы затратить на преодоление сил трения по поверхности разрыва для смещения его берегов на среднее (по площади) расстояние D , если бы поверхностная плотность этих сил была равна модулю μ упругости на сдвиг, т.е. была близка к георетической прочности бездефектного кристаллического материала. Эффективная же макроскопическая, физическая или "геофизическая" прочность неидеального, структурно неоднородного материала горных пород в очагах землетрясений гораздо меньше и зависит от многих обстоятельств.

С M_0 тесно связаны основные геометрические размеры очага как дислокации. Величина M_0 может в принципе устанавливаться по несейсмическим данным: полевым геологическим описаниям, геодезическим измерениям, что иногда и делалось. Но подавляющая часть значений M_0 , известных сейчас для множества землетрясений, в том числе для небольших, относительно глубоко скрытых под землей, черпается из обработки тех же сейсмограмм, по которым устанавливаются K и M . Сравнения значений M_0 , получаемых чисто сейсмологическим путем, с другими оценками — геологическими, геодезическими и т.п. — производились неоднократно. В частности, убедительные примеры такого рода приведены в статьях [13, 14], где показано, что определения M_0 , R и $\Delta\sigma$ с помощью известной модели Бруна [9], по которой производится в настоящее время большинство подобных определений, довольно хорошо согласуются с определениями L и D по геологическим и геодезическим данным. Что же касается собственно сейсмологических определений M_0 , то при хорошей современной технике наблюдений и обработке материала степень надежности установления этой величины мало уступает таковой для K или M .

Характеризуя различные стороны процесса разрыва в очаге, зависящие от многих переменных факторов (упругие, неупругие, проч-

ностные и другие свойства материала, степень структурной неоднородности горных масс, условия напряженного состояния и деформирования, характер движений по разрыву или совокупности разрывов и т.п.), показатели сейсмической энергии очага K , M , с одной стороны, и остаточных деформаций M_0 — с другой, не имеют взаимно однозначной функциональной связи. Но среднюю корреляционную зависимость между ними установить удается, и с развитием сейсмологии зависимость эта, несмотря на локальные различия, оказывается в среднем все более устойчивой.

Ввиду всего этого сейсмический момент M_0 вместе с магнитудой M и энергетической величиной K , а в потенции — и с сейсмической энергией E (которая должна определяться по спектрам сейсмических колебаний) следует считать одним из основных исходных параметров очага. Связь между M_0 и K , M нам предстоит рассмотреть исходя из корреляционного поля.

Величина жесткости μ среды, входящая в формулу (1), не зависит от K и M и определяется не из корреляционного поля. Для разных горных пород значения μ известны из лабораторных испытаний образцов (см., например, [15]). В натурных условиях значения μ контролируются измерениями сейсмических скоростей, дополняемыми сведениями о плотностях, которые к тому же коррелируются со скоростями. Учитывая, что очаги коровых землетрясений располагаются преимущественно в верхней части консолидированной коры, с "гранитными" скоростями $V_p \approx 6$, $V_s \approx 3,5$ км/сек, приемлемым представляется значение $\mu = 3,0 \cdot 10^{11}$ дин/см². Близкие значения μ свойственны многим гранитам и ряду плотных метаморфических пород. Для учета местных различий по горизонтали и вертикали пришлось бы обратиться к другим значениям μ .

Длина очага L как длина разрыва, обычно по его простиранию, — один из немногих показателей величины землетрясения, иногда доступных прямому измерению на местности (другой — величина смещения D). Однако такая возможность появляется только в редких случаях достаточно неглубоких и больших коровых очагов, у которых главный тектонический разрыв достигает земной поверхности. Да и в этих случаях часто нет уверенности в том, что главный разрыв не простирается и дальше, скрываясь на краях под землей. Чаше же о длине L поверхности разрыва (в очаге вместе с ее шириной W судят по косвенным данным, через посредство значения среднего радиуса R очага как показателя площади S поверхности разрыва $S = \pi R^2$, которая в свою очередь входит в выражение для сейсмического момента M_0 (1). Величину R вместе с M_0 определяют из спектров сейсмических колебаний.

Величину L (и соответственно W) иногда трактуют также как длину (ширину) "очага", рассматриваемого в виде объемной, пространственно-трехмерной области, где при землетрясении происходят разрывы — основной и слагающие его, и его сопровождающие, а также существенные пластические (в широком смысле) деформации. Эту объемную область в свою очередь отождествляют с областью

афтершоков данного землетрясения. Ясно, что такие разные объекты, как разрыв, объемная область очага с неупругими деформациями и область афтершоков, просто идентифицировать по их параметрам было бы крайне неосмотрительно. В самом деле, ведь сейсмическая энергия E выделяется уж конечно не из поверхности разрыва и не только из объема очага, где преобладают неупругие деформации, но и из окружающей квазиупругой области. То же касается остаточной высвобожденной деформации, образующей сейсмический момент M_0 . Область афтершоков постепенно вырисовывается спустя только длительное время после образования главного разрыва с сопутствующим ему землетрясением, характеризующимся величинами K , M , E , M_0 и др. То, что афтершоки все же происходят в области, где когда-то возник очаг, может служить лишь косвенным свидетельством происходивших в нем процессов и величин их обобщенных параметров. Есть смысл связывать афтершоки, а также дальнейший процесс распространения активизации сейсмичности после главного землетрясения с диффузионной волной разупрочнения, медленно распространяющейся от области очага, после того как он уже возник [16, 17]. И все же указанные разные объекты представляют звенья единого процесса, так что совместное рассмотрение их в общем вполне "физично" или "геофизично". Пока без дополнительного конкретного анализа невозможно связывать в стройную логическую систему параметры этих объектов. Тем не менее сейсмологи уже неоднократно убеждались из наблюдений во многих частных случаях, что оценки геометрических размеров этих объектов приблизительно совпадают, и этим опытом не следует пренебрегать.

Как бы там ни было, величину L , часто вместе с R , устанавливаемую разными способами для очага с разных точек зрения, можно выражать через K , M из корреляционных полей и пытаться использовать в качестве исходной при расчетах ряда других параметров очага.

Ширина очага или разрыва в очаге W мало подходит в качестве исходной величины для других расчетов. В самом деле, если считать W шириной именно поверхности разрыва в очаге в направлении падения, то обычно о нижней ее границе можно только догадываться. Это делается с учетом сведений опять-таки об L , а также об M_0 при известных μ , L и D . Нередко полагают, что при больших землетрясениях с близвертикальной поверхностью разрыва эту поверхность следует ограничивать снизу глубиной кровли астеносферного слоя — слоя пониженной скорости и вязкости. Повышенная текучесть материала этого слоя якобы препятствует накоплению в нем упругой деформации, и разрывы здесь не имеют основания возникать. Для длительного процесса подготовки землетрясения эти соображения справедливы. Для кратковременного же процесса испарывания разрыва в очаге, т.е. собственно для процесса землетрясения ситуация меняется. Смещения литосферных блоков при их разрыве могут вызывать в подстилающей астеносфере большие кратковременные упруго-пластические деформации, концентрированные в тонкой пластине, как

бы продолжающей литосферный разрыв на глубину, в астеносферу. Неважно, ведут ли эти деформации собственно к разрыву или же к концентрированному течению. При достаточно обобщенном макроскопическом рассмотрении, которое и проводится при установлении M_0 , непрерывные смещения в объеме этой пластины неотличимы от разрыва по плоскости. Для этого только надо, чтобы толщина пластины была меньше характерной длины волны λ . При периоде колебаний в поперечных волнах для больших землетрясений $T = 10-20$ сек, и больше и при скорости $V_s = 3,5$ км/сек получим $\lambda = 35-70$ км. Это расстояние сравнимо с наблюдаемой при таких землетрясениях шириной зоны афтершоков.

Другие трактовки очага – как объемной неупругой области и как области афтершоков – при определении его ширины W ведут к тем же неясностям, что и при определении длины L . Ко всем связанным с этим трудностям, характерным для L , в случае W добавляется еще одна. Это – неясность соответствия ширины зоны афтершоков в плане ширине разрыва, особенно при кругом его падении.

Ввиду всех этих логических затруднений с оценкой величины W мы не будем использовать ее как первичную для расчетов, а определим ее в функции других величин из согласующих равенств (1) и (2).

Средний радиус R очага устанавливается вместе с M_0 непосредственно из спектральных наблюдений, так что эту величину можно считать изначальной. Для малых землетрясений в сущности обычно не отличают среднего диаметра $2R$ поверхности разрыва от ее длины L или ширины W . Для больших землетрясений, с линейными размерами очага порядка толщины земной коры, для которых длину очага L находят обычно заметно большей ширины W , естественно диаметр $2R$ очага приходится считать отличным от L и W .

Несмотря на то что на первый взгляд величина R может показаться менее осязаемой, более отдаленной от первичной информации по сравнению с L , в сущности при инструментальных спектральных наблюдениях именно R "первичнее", чем L . Принимая все это во внимание, нам пришлось положить величину R вместе с M_0 в основание при определении других параметров очага.

Смещение по разрыву D – один из важнейших и иногда доступных прямым наблюдениям (полевые обследования разрывов) параметров очага. Для большинства же землетрясений со скрытым очагом величина D определяется через M_0 и S или R из спектральных наблюдений. Связь ее с K , M есть прямой смысл устанавливать из корреляционных полей и использовать в качестве одной из исходных при других определениях.

Установление средних зависимостей M_0 , L и D от K , M из корреляционных полей

Корреляционная связь между сейсмическим моментом и величиной землетрясения K , M рассматривалась многими (см. лит. в [1]) и интенсивно продолжает изучаться. На рис. 1 приве-

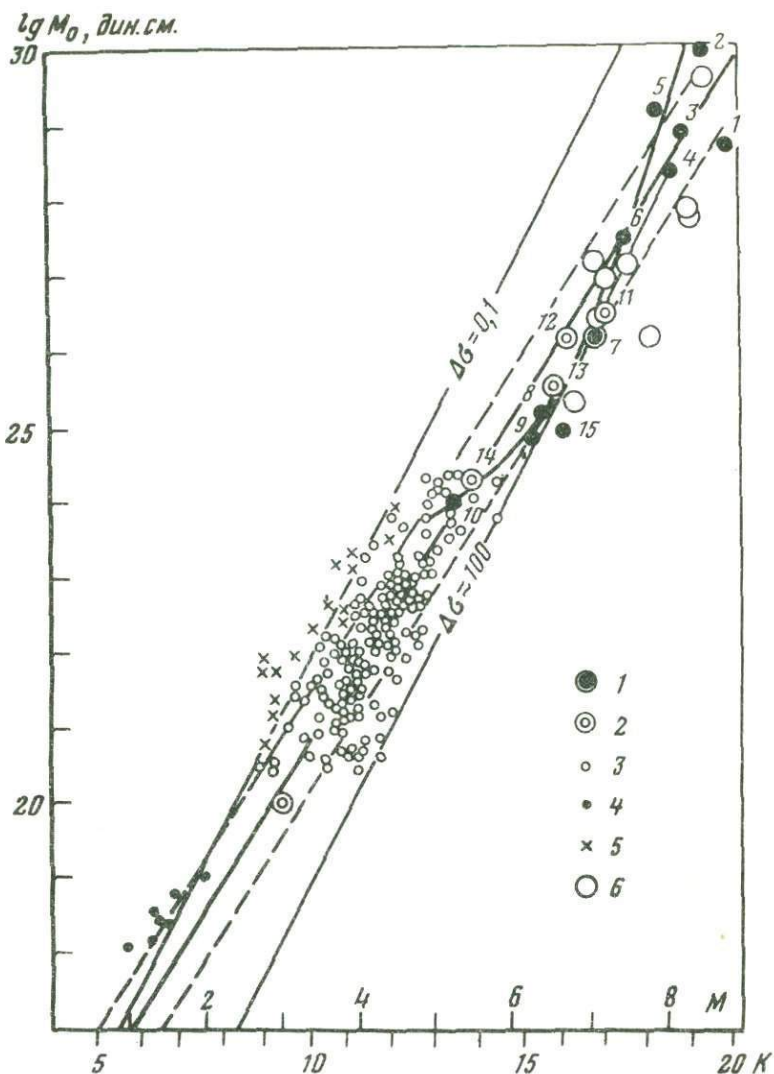


Рис. 1. Корреляция сейсмического момента M_0 с величиной землетрясения K, M

Определение M_0 по инструментальным данным: 1 – большие землетрясения мира; 2 – средние значения для отдельных районов; 3 – землетрясения запада США, по Виссу и Бруну [7]; 4 – микроземлетрясения Невады, по Райалу и др. [20]; 5 – афтершоки Дагестанского землетрясения 1970г.; 6 – определение M_0 по полевым данным. Толстая прямая – наше осреднение по формуле (4); пунктирные линии – границы 70%-ной доверительной полосы. Кривая – модель Аки [10]. Тонкие прямые – величина падения напряжений

дено корреляционное поле M_0, M или K для землетрясений различной величины по данным разных авторов (обозначения 5 – по данным статьи Кузнецовой К.И., Аптекман Ж.Я., Шебалина Н.В., Штейнберга В.В. "Афтершоки последействия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения" в настоящем сборнике).

Большинство из показанных на рис. 1 наблюдаемых точек получено из инструментальных спектральных определений M_0 . Для некоторых крупных землетрясений M_0 определено по полевым, геологическим данным – большие кружки на рис. 1. Видно, что общее расположение точек, установленных по инструментальным и полевым данным, находится в хорошем взаимном согласии.

Средняя зависимость между M_0 и M дана в [19] для Южной Калифорнии в виде $\lg M_0 = 16,0 + 1,5 M$. Наше осреднение для совокупности мировых данных, представленных на рис. 3, таково:

$$\lg M_0 \pm 0,6 = 11,842 + 0,889 K = 15,4 + 1,6 M, \quad (4)$$

где M_0 – в динах, умноженных на сантиметр. Таким образом, наша средняя мировая зависимость (4) мало отличается от калифорнийской [19]. Интересно, что формула (4) осредняет и собственно калифорнийские данные, по-видимому, не хуже, чем предложенная в [19]. При этом разброс точек в [19] для Южной Калифорнии относительно прямой (4) получается равным $\sigma_{\lg M_0} = \pm 0,4$, т.е. меньше, чем для всего мира.

Как видно из рис. 1, прямая (4) обеспечена наблюдениями в диапазоне $K = 6-20$, $M = 1-8,9$. На том же рисунке показана осредняющая кривая Аки из его статьи [10], где она приведена в подтверждение его теоретической модели очага ω^2 . Как видно, кривая Аки, быть может, лучше согласуется с наблюдениями, но лишь на участке $M = 5-8$ представленного в [10] диапазона $M = 5-8,9$. Вне этого участка, влево и вправо от него, в широком диапазоне величины землетрясений K, M наше осреднение (4), очевидно, более эффективно.

В дополнение к данным о M_0 на рис. 1 для общей ориентировки нанесены также сведения о падении напряжений $\Delta\sigma$ в очаге: прямые для $\Delta\sigma = 0,1$ и 100 бар. Эти прямые построены, исходя из модели очага Бруна [9], по оценочным расчетам Тэчера и Ханкса

$\Delta\sigma = 0,01$ и 100 бар. Цифры на рисунке – отдельные землетрясения: 1-14 – по Аки [10], 15 – по Штейнбергу и др. [18]. 1 – Санрику, Япония, 1933 г.; 2 – Аляска, 1964 г.; 3 – Токаши-Оки, Япония, 1968 г.; 4 – Итуруп, Курильские острова, 1963 г.; 5 – о-в. Рат, 1965 г.; 6 – Ниигата, Япония, 1964 г.; 7 – Испания, 1964 г.; 8 – Паркфилд, Калифорния, 1966 г.; 9 – Тракия, Греция, 1966 г.; 10 – Иллинойс, США, 1968 г.; 11 – Алеутские острова; 12, 13 – Северная Атлантика; 14 – Азорские острова; 15 – Дагестан, 1970 г.

[19]. Получается, будто $\Delta\sigma$ имеет тенденцию возрастать с увеличением K, M . Однако этот вопрос дискуссионный. Разброс получаемых из наблюдений значений $\Delta\sigma$ очень велик. В литературе встречаются указания на получение в некоторых случаях больших значений $\Delta\sigma$ и для малых землетрясений. Некоторые общие соображения, поддерживаемые схематическими теоретическими расчетами [4], приводят к выводу, что в зонах, где происходят большие землетрясения K_{\max} , сейсмическое течение горных масс характеризуется меньшей вязкостью: нарушенные частыми разрывами горные породы податливей, и общее напряжение σ здесь меньше. Можно думать, что, хотя большие землетрясения вызывают большие относительные падения напряжений $\Delta\sigma/\sigma$ в большом объеме, связанное с ними абсолютное значение $\Delta\sigma$ может и не возрастать.

Заметим еще, что обычно рассчитываемые из наблюдений величины падения напряжений в очагах $\Delta\sigma = 0,1 - 100 \text{ бар} = 10^5 - 10^7 \text{ дин/см}^2$ (1 бар = 1 кг/см² = 10^6 дин/см^2) в $10^4 - 10^6$ раз меньше теоретической прочности (порядка $\mu = 3 \cdot 10^{11} \text{ дин/см}^2$, т.е. 10^6 бар), но на верхнем наблюдаемом пределе $\Delta\sigma$ приближаются к технической, строительной прочности гвердых горных пород - временному сопротивлению, которое определяется из кратковременных испытаний образцов при комнатных внешних условиях. Так, для гранита техническая прочность на сжатие равна $1000 - 2000 \text{ кг/см}^2$, а на срез - $50 - 100 \text{ кг/см}^2$ или бар.

Для установления корреляционной связи между длиной L очага (или разрыва в очаге) и величиной землетрясения K, M воспользуемся сводкой Райла и др. [20], где в свою очередь использованы данные ряда авторов: для $M > 3$ - Точера [21], Ииды [22], Пресса [6], Висса и Бруна [7], а для $M < 3$ - Райала и др. [20]. На рис. 2 показано соответствующее корреляционное поле из [20], а прямыми 1 - 4 - предложенные разными авторами [6, 7, 20-22] варианты осреднения рядов наблюдений. Видно, что эти осреднения весьма различны. Авторы сводки [20] не рискнули предложить свой вариант общего осреднения, и нам пришлось взять эту смелость на себя.

На рис. 2 показаны наши два варианта осреднения. Первый - прямая 5 - дает простое визуальное осреднение точек данного поля. Ее уравнение таково:

$$\lg L_{KM} \pm 0,5 = -1,706 + 0,206 K = -0,880 + 0,371 M. \quad (5)$$

И второй - прямая 6, уравнение которой (6), как увидим ниже, скорректировано данными о M_0 и D при определенном предположении о ходе отношения W/L :

$$\lg L_{KM} \pm 0,5 = -2,266 + 0,244 K = -1,289 + 0,440 M. \quad (6)$$

Тождественное преобразование равенств (5) и (6) в следующие

$$\lg L_{KM} \pm 0,5 = 1,384 + 0,206 (K - 15) = 1,346 + 0,371 (M - 6), \quad (5a)$$

$$\lg L_{KM} \pm 0,5 = 1,394 + 0,244 (K - 15) = 1,351 + 0,440 (M - 6) \quad (6a)$$

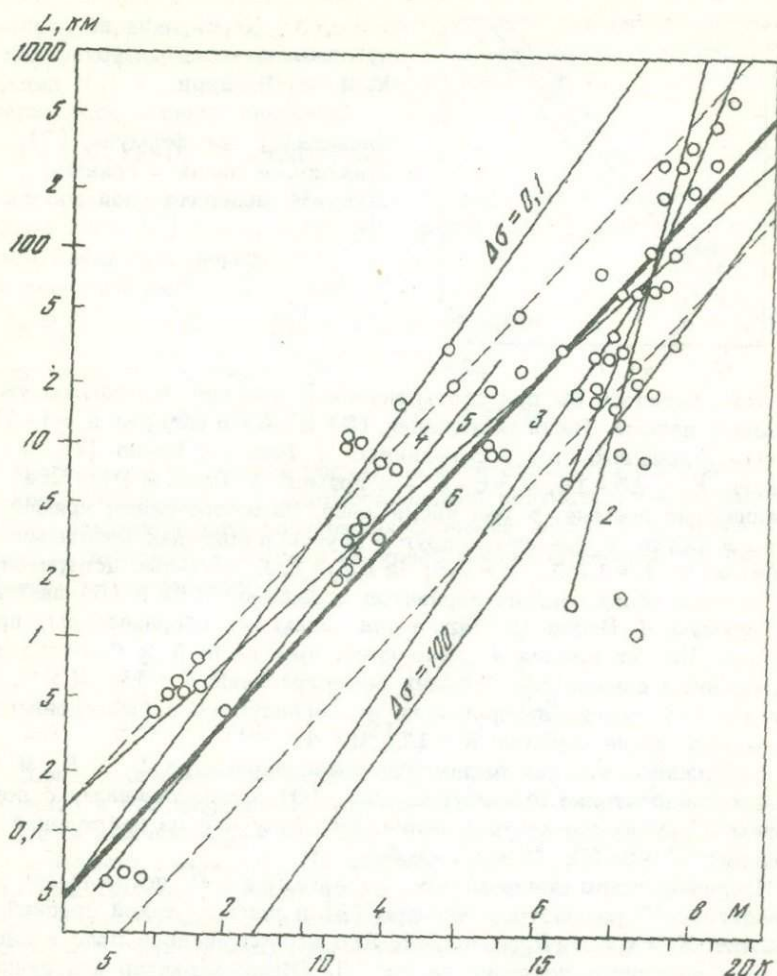


Рис. 2. Корреляция длины \bar{L} очага с величиной землетрясения K, M

Осреднения: 1 - Точера [21]; 2 - Ииды [22]; 3 - Пресса [6]; 4 - Висса и Бруна [7]. Наши осреднения: 5 - без учета, 6 - с учетом других параметров очага по формулам соответственно (5) и (6). Пунктирные линии - границы 70%-ной доверительной полосы для осреднения [6]; тонкие прямые - падение напряжений $\Delta\sigma = 0,1$ и 100 бар

показывает, что в важной области величины землетрясений вблизи $K = 15, M = 6$ оба эти варианта осреднения мало отличаются друг от друга, хотя существенно расходятся в области очень малых землетрясений $K = 0$ или $M = 0$.

Разброс точек корреляционного поля рис. 2 около любой из показанных осредняющих прямых выглядит не совершенно случайным,

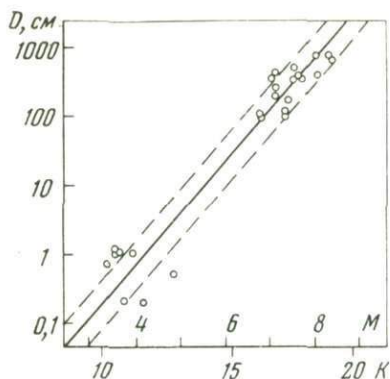


Рис. 3. Корреляция по разрыву с величиной землетрясения K, M , по Чиннери

Сплошная линия — осреднение Чиннери [8] по формуле (7), пунктирные линии — границы 70%-ной доверительной полосы

как того хотелось бы при статистическом подходе. Но таковы уж исходные данные. Наши осреднения (5) и (6) в области $K = 4-13$, $M = 0-5$ приближаются к осреднению 4 Висса и Бруна [7], а в области $K = 15-18$, $M = 6-8$ — к прямой 3 Пресса [6]. Все осредняющие прямые, в том числе наши, за исключением прямой 4 Висса и Бруна, встречаются друг с другом в пределах небольшого пятна около $K = 17,5$, $M = 7,5$; $\lg L_{KM} = 1,8$. 68%-ные доверительные полосы обоих наших вариантов осреднения (5) и (6) включают прямую 4 Висса и Бруна на всем ее обозначенном протяжении. Но их прямая 4 явно хуже, чем наши 5 и 6, отображает наблюдаемые данные для больших землетрясений $K > 15$, $M > 6$. Прямые же 1-3 других авторов явно не согласуются с наблюдениями для малых землетрясений $K < 11$, $M < 4$.

Подчеркнем, что для выражения связи параметра L с K, M мы отдаем предпочтение именно решению (6), согласованному с поведением и других параметров очага. Оно получено из наблюдений в пределах $K = 5-19$, $M = 0,5-8,5$.

Корреляционную связь между смещением D по разрыву и магнитудой M рассмотрел Чиннери [8] и получил такой средний результат: $M = 1,32 \lg D_{CM} + 4,27$. Его корреляционное поле в нашей системе координат показано на рис. 3. Общий характер его лучше, чем для L на рис. 2: рассеяние точек выглядит близким к случайному. Выделенная нами доверительная полоса на 68%-ном уровне вероятности имеет ширину $\sigma \lg D = \pm 0,4$. Тогда средняя связь между D и K, M может быть записана в виде

$$\lg D_{CM} \pm 0,4 = -4,915 + 0,420 K = -3,235 + 0,757 M, \quad (7)$$

что обеспечивается наблюдениями в пределах $K = 9-19$, $M = 3-8,5$.

Расчет взаимно согласованных значений параметров очага M_0, R, L, W, D

На основании приведенного обзора особенностей отдельных параметров очага и анализа корреляционных полей вначале представлялось целесообразным для получения согласованных значений пара-

метров избрать в качестве опорных соотношения (4), (5) и (7) для трех параметров M_0 , L и D , которые определены из корреляционных полей. Параметры же R и W предполагалось рассчитать в функции M_0 , L и D из согласующих равенств (1) и (2) по формулам:

$$R = \sqrt{M_0 / \mu \pi D}, \quad W = (2R)^2 / L. \quad (8), (9)$$

Если здесь величины M_0 , L и D выразить в функции K , M формулами (4), (5) и (7) и принять $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см², то получим следующие формулы:

для среднего радиуса R очага

$$\lg R_{\text{KM}} = -2,610 + 0,234 K = -1,671 + 0,422 M \quad (10)$$

и для средней его ширины W

$$\lg W_{\text{KM}} = -2,908 + 0,262 K = -1,860 + 0,472 M. \quad (11)$$

Мы провели численный расчет по этой схеме, но получили в некотором отношении неудовлетворительный результат. Разъясним ситуацию рассмотрением полученных значений длины L и ширины W очага во внутренней точке и на краях рассматриваемого диапазона величин землетрясений K , M

K	M	L , км	W , км	L/W
5	0,6	0,21	0,025	8,4
15	6,1	24	10	2,4
20	8,9	260	210	1,2

Обратим внимание на полученные значения отношения L/W — длины очага к его ширине. В средней, лучше обеспеченной наблюдениями части диапазона при $K = 15$, $M = 6,1$ это значение $L/W = 2,4$ не вызывает удивления. Но для малых землетрясений $K = 5$, $M = 0,6$ мы получим невероятно большое значение отношения $L/W = 8,4$, а для больших землетрясений $K = 20$, $M = 8,9$ — слишком малое; $L/W = 1,2$. Между тем следовало ожидать противоположного хода этого отношения.

В самом деле, очаги малых землетрясений полностью помещаются в пределах квазиоднородных слоев земной коры, главным образом в гранитном слое. В квазиоднородных условиях форма очагов должна, по-видимому, тяготеть к изометрической $L/W \rightarrow 1$. Очаги же больших землетрясений с увеличением площади разрыва $S = \pi LW/4$ должны захватить все больше разнородных слоев коры и верхов мантии. При тенденции сейсмического процесса к сосредоточению в гранитном слое форма очага, по крайней мере с кругопадающей поверхностью разрыва, должна все больше вытягиваться вдоль слоя, в горизонтальном направлении, т.е. отношение L/W должно увеличиваться. Менее благоприятная для возникновения разрывов астеносфера находится на глубине 100–200 км под континентами и 50–100 км под океанами. Хотя глубина ее кровли, как уже упоминалось, не

должна являться абсолютным пределом низа разрыва, т.е. для вертикального разрыва – пределом величины W , все же существование астеносферы на таких глубинах должно приводить к относительному уменьшению W по сравнению с L для достаточно больших землетрясений. Имеются и более прямые свидетельства наличия такой тенденции: форма областей афтершоков, в какой-то мере связанная с формой очага, при малых и умеренных землетрясениях, как известно, обычно бывает близка к изометрической, а при больших – как правило, сильно вытянута.

Таким образом, полученные ранее результаты следует исправить: *малые очаги округлить, большие растянуть*. Причем сделать это, не меняя (в однородном $\mu = \text{const}$ приближении) связанной с M_0 площади S разрыва, а следовательно и ее среднего радиуса R . Эта идея коррекции расчетов была реализована следующим образом.

Исходными параметрами, определяемыми из корреляционных полей, оставлены только два: M_0 и D . На их основании по формуле (8) определяется R . Этим устанавливается связь между L и W в функции R , которая выражена формулой (9). Далее вводится дополнительное условие: допускается, что нам известно в среднем поведение L/W при изменении K , т.е. дана функция $L/W = f(K)$. Ограничимся на данном этапе линейной формой связи и примем конкретно

$$L/W = 1 + 0,1K \quad \text{при } K \geq 0. \quad (12)$$

Оценочное равенство (12) дает $L/W = 1$ при $K = 0$, $L/W = 3$ при $K = 20$ и $L/W = 2$ при $K = 15$. Эти значения отношения L/W на краях и во внутренней точке рассматриваемого интервала K представляются вполне приемлемыми. Выбор отношения $L/W = f(K)$ (или от M) в качестве согласующего фактора важен потому, что при изменении абсолютных величин L, W в широчайших пределах – десятки порядков – и при неточном вследствие разброса данных проведении осредняющих прямых даже при небольших вариациях наклонов концы этих прямых на краях диапазона могут сильно расходиться или сходиться. Это и приводит к малой устойчивости L/W на краях диапазона. Контроль собственно над величиной L/W везде, включая края, – единственный конструктивный выход из этой ситуации.

Этими положениями решение задачи формализуется до конца. Далее должны следовать численные расчеты и проверка соответствия решения тем корреляционным полям, которые не были непосредственно использованы при расчетах.

Конечно, форма (12) – лишь прикидочное, полуинтуитивное выражение возможной средней связи L/W с K , т.е. и с M . В принципе же отношение L/W может и должно быть специально исследовано на основе сейсмологической, геолого-геофизической и геодезической информации, а также средствами теории и лабораторных экспериментов. Ссылки на некоторые работы, выполнявшиеся в этом направлении, приведены в обзоре [1]. Это – исследование связи волновых полей с размерами очага и величиной скорости вспарывания по раз-

ным направлениям и геодезические измерения вертикальных и горизонтальных остаточных смещений над неглубокими очагами; наблюдения сравнивались с динамической и статической моделью очага в виде дислокации. К этому могут быть привлечены также данные макросейсмоки в ближней зоне. По получении массового материала такого рода на него должна быть наведена соответствующая статистика. Но все это — дело будущего.

Результаты расчетов параметров очага M_0 , R , L , W и D на настоящем этапе, выполненные по нашему скорректированному варианту, с учетом L/W (12), приведены в таблицах 1 и 2. Для удобства практического использования в таблице 1 целочисленные значения величины землетрясения даны для K , в таблице 2 — для M . Связь между энергетической величиной землетрясения K и магнитудой M принята в обычной форме (3).

Проверка соответствия настоящего решения корреляционному полю для L была проведена, и результаты ее по существу уже сообщены выше при рассмотрении рис. 2. Наш второй, скорректированный с L/W вариант средней связи L с K и M , как мы видели, незначимо отличается от первого, нескорректированного. Интересно, что показанные на рис. 2 варианты осреднений, предложенные Прессом [6], Точером [21] и Иидой [2], страдают тем же недостатком, и еще в большей степени, чем наш первый вариант — невероятные значения L/W для малых землетрясений. Осреднение же Висса и Бруна [7] этим недостатком не обладает. Но оно, как видно из рис. 2, мало удовлетворительно для больших землетрясений $K > 1,5$, $M > 6$.

Соответствие нашего решения наблюдаемому корреляционному полю для ширины очага W было проверено по статье Чиннери [8], где такое поле приводится в интервале $M = 3-8,5$. В пределах большей его части $M = 3-7$ наше решение $W(K, M)$ хорошо с ним согласуется. Но в интервале $M = 7-8,5$ наши значения $\lg W$ на $\Delta \lg W = 0,3-0,5$ больше, чем средние значения $\lg W$ здесь же, по Чиннери [8]. Это расхождение выходит за пределы 68%-ной доверительной полосы. Однако показанная в [8] максимальная ширина очага $W \leq 20$ км для таких больших землетрясений, длина очага которых, например, для $M = 8,5$ составляет $L = 280$ км, представляется явно заниженной. Тогда получается $L/W = 14$, а при условии согласования с R — еще больше, что уже совсем маловероятно. Быть может, сообщаемые Чиннери значения $W < 20$ км для наибольших землетрясений мира — это результат предвзятой идеи о невозможности того, чтобы близвертикальный разрыв существенно выходил за пределы земной коры, которая имеет примерно такую толщину в зонах, переходных от континента к океану, где такие землетрясения обычно встречаются. При таких обстоятельствах результаты сверки нашего решения с корреляционным полем для W , по Чиннери [8], представляются вполне удовлетворительными.

Таким образом, мы удостоверились в том, что наше решение находится в приемлемом согласии со всеми корреляционными полями, которые имеют к нему отношение.

Таблица 1

Параметры очагов коровых землетрясений

K	M	M_0 , дин·см	L, км	W, км	R, км	D, см
5	0,6	$0,19 \cdot 10^{17}$	0,089	0,059	0,036	0,0018
6	1,1	$0,15 \cdot 10^{18}$	0,16	0,098	0,062	0,0040
7	1,7	$0,12 \cdot 10^{19}$	0,28	0,16	0,11	0,011
8	2,2	$0,90 \cdot 10^{19}$	0,49	0,27	0,18	0,028
9	2,8	$0,70 \cdot 10^{20}$	0,87	0,45	0,31	0,073
10	3,3	$0,54 \cdot 10^{21}$	1,5	0,76	0,54	0,19
11	3,9	$0,42 \cdot 10^{22}$	2,7	1,3	0,92	0,51
12	4,4	$0,32 \cdot 10^{23}$	5,7	2,1	1,6	1,3
13	5,0	$0,25 \cdot 10^{24}$	8,3	3,6	2,7	3,5
14	5,6	$0,19 \cdot 10^{25}$	14	6,0	4,6	9,2
15	6,1	$0,15 \cdot 10^{26}$	25	10	7,9	24
16	6,7	$0,12 \cdot 10^{27}$	44	17	14	64
17	7,2	$0,90 \cdot 10^{27}$	75	28	23	170
18	7,8	$0,70 \cdot 10^{28}$	130	48	40	440
19	8,4	$0,54 \cdot 10^{29}$	230	80	69	1200
20	8,9	$0,42 \cdot 10^{30}$	410	140	120	3100

Таблица 2

Параметры очагов коровых землетрясений

M	K	M_0 , дин·см	L, км	W, км	R, км	D, см
1	5,8	$0,10 \cdot 10^{18}$	0,14	0,090	0,056	0,0033
2	7,6	$0,40 \cdot 10^{19}$	0,40	0,22	0,15	0,019
3	9,4	$0,16 \cdot 10^{21}$	1,10	0,56	0,39	0,11
4	11,2	$0,63 \cdot 10^{22}$	3,0	1,4	1,0	0,62
5	13,0	$0,25 \cdot 10^{24}$	8,3	3,6	2,7	3,50
6	14,8	$0,10 \cdot 10^{26}$	23	9,2	7,3	20
7	16,6	$0,40 \cdot 10^{27}$	62	24	19	120
8	18,4	$0,16 \cdot 10^{29}$	170	60	51	660
9	20,2	$0,63 \cdot 10^{30}$	470	150	130	3800

Быть может, следует отметить одну деталь. Принятое условие (12) нарушает логлинейную связь L и W с K , M . Но нарушение это практически неощутимо, и в интервале $0 \leq K \leq 20$, $-2 \leq M \leq 9$ можно пользоваться следующими приближенными средними логлинейными зависимостями для L и W :

$$\lg L_{\text{км}} = -2,266 + 0,244 K = -1,289 + 0,440 M, \quad (6)$$

$$\lg W_{\text{км}} = -2,340 + 0,223 K = -1,448 + 0,401 M \quad (13)$$

(формула (6) уже приводилась при обсуждении рис.2).

Использованный нами окончательный путь получения взаимно согласованных значений параметров очага – не единственный возможный. Так, вместо исходных величин M_0 и D можно было бы выбрать M_0 и R . Величина R при инструментальных спектральных определениях первична, D – вторична. Но величина R недоступна контролю прямыми полевыми наблюдениями, тогда как величина D для больших землетрясений – иногда доступна. Так что преимущества возможного выбора M_0 и R столь же дискуссионны, как и реализованного выбора M_0 и D . Что же касается согласования наших результатов с данными о R , то оно по существу выполняется согласованием их с L (см. рис. 2), так как для малых и умеренных землетрясений, для которых R – действительно более изначальная величина, чем D , сообщаемые данные об L (см. рис. 2) фактически, как правило, являются данными о $2R$, полученными из обработки спектров.

Несомненно, возможны и другие пути постановки рассмотренной задачи. И один из них, быть может наиболее привлекательный, – путь одновременного определения оптимальной совокупности параметров общей математической модели эмпирического или полуэмпирического характера, о которой уже говорилось, и которая использовалась в задаче о средних спектрах [11, 12] и при определении K_{\max} по комплексным данным [2, 3]. Но привлечение его к задаче о средних параметрах очагов – еще дело будущего.

Итак, мы рассмотрели вопрос о взаимно согласованном определении средних зависимостей параметров очага корового землетрясения – его сейсмического момента M_0 , среднего радиуса R , длины L , ширины W и смещения D по разрыву от энергетической величины K землетрясения или его магнитуды M . Показано, что самостоятельные определения зависимости каждого из этих параметров от K , M из корреляционных полей в условиях значительного разброса наблюдаемых точек и неточности проведения осредняющих кривых (прямых) способно приводить к невероятно большому расхождению в относительных величинах параметров, таких, как L/W . Введение в процедуру согласования результатов самих отношений L/W и R в их зависимости от K , M позволяет устранить это затруднение.

На основании фактических данных, описанных в литературе, мы рассчитали средние численные значения указанных параметров очага для разных значений K , M в широких пределах изменения этих величин $K = 5-20$, $M = 1-9$. В качестве исходных были избраны корреляционные поля для M_0 и D , из которых была определена средняя связь этих параметров с K , M , значения же остальных параметров были получены из согласующих зависимостей, связывающих между собой M_0 , R , D ; L , W , R ; L , W . Согласованные таким образом значения параметров для разных K , M сверены с теми корреляционными полями, которые не принимались за исходные.

Предполагается, что результат настоящих расчетов сможет служить некоторым стандартом средней зависимости M_0 , R , L , W и D

от K , M для коровых очагов. Полученные последовательности численных значений могут быть использованы для теоретических исследований очага, для построения численных решений задач о совокупностях очагов, таких, как расчет параметров сейсмического течения горных масс, а также для сравнения с этим стандартом различных региональных, локальных и индивидуальных зависимостей параметров очагов от K , M в связи с выяснением местных обстоятельств и причин наблюдаемых вариаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения. - В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т. 1, М. - Обнинск, изд. ИФЗ АН СССР, 1974.
2. Ризниченко Ю.В. Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности. - Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана (март 1973 г.). Баку, "Эпм", 1974.
3. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 5.
4. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. - В кн.: Динамика земной коры. М., "Наука", 1965.
5. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 1.
6. Press F. Dimensions of the source region for small shallow earthquakes. Proceedings VESIAC conference on shallow seismic events in the 3 to 5 magnitude range. Vela Center, Univ. Michigan, 1967.
7. Wyss M., Brune J.N. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region. - "J. Geophys. Res.", 1968, v.73.
8. Chinnery M. A. Earthquake magnitude and source parameters. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, v.59, N 5.
9. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. - "J. Geophys. Res.", 1970, v.75; Corrections - ibid., 1971, v.76.
10. Aki K. Earthquakes mechanism. In: The upper mantle developments in geotectonics, v.4. Amsterdam-London - New York, Elsevier, 1972.
11. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Система средних энергетических спектров землетрясений. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 11.
12. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Энергетические спектры землетрясений. - В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.
13. Hanks Th.C., Wyss M. The use of body wave spectra in the determination of seismic source parameters. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v.62.
14. Wyss M., Hanks Th.C. The source parameters of the San Fernando earthquake inferred from teleseismic body waves. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v.62.
15. Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., "Наука", 1970.
16. Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1968, № 5.

17. Ризниченко Ю.В., Аргамонов А.М. Развитие энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1975, № 12.
18. Штейнберг В.В., Левшин А.Л., Аптекман Ж.Я., Грудева Н.П. Механизм и динамические параметры очага Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 2.
19. Thatcher W., Hanks Th.C. Source parameters of Southern California earthquakes. - "J. Geophys. Res.", 1973, v.78, N 35.
20. Райал А., Дуглас Б.М., Мелон С.Д., Севидж У.И. Использование микроземлетрясений для определения механизма разрыва, напряжений и других характеристик очага в Неваде. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 12.
21. Tocher Dol. Earthquake energy and ground breakage. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1958, v.48, N 2.
22. Iida K. Earthquake energy and earthquake fault. - "J. Earth Sci. Nagoya Univ.", 1959, v.7, N 2.

Т. Г. Рагулян

РОЛЬ ОЧАГА И СРЕДЫ В ФОРМИРОВАНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПРИ МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Многие задачи сейсмологии состоят в извлечении из сейсмограмм информации об источнике, породившем сейсмические колебания, и о среде, в которой они распространяются. Очаг и среда совместно создают сложную картину колебаний, в которой влияние обоих этих факторов трудно отделить одно от другого. В то же время представляется, что комплексное использование всей сейсмограммы сулит более богатые возможности, чем анализ только детерминированных волн. Для реализации этой возможности нужны хотя бы качественные представления о формировании волновой картины в целом. Нужна согласующаяся с этими представлениями схема описания сейсмических колебаний в такой форме, которая удобна для количественного морфологического описания волновой картины и ее связи с очагом и средой.

Данные наблюдений, накопленные и обобщенные с помощью такой схемы, служат основой для развития физических моделей формирования сейсмических колебаний. Но и независимо от моделей эти данные могут быть использованы в таких практически важных задачах, как прогнозирование сейсмических колебаний в определенном месте от ожидаемых сильных землетрясений на основе обобщения информации о характеристиках слабых толчков.

Настоящая работа и направлена на развитие схемы формирования сейсмических колебаний, с помощью которой можно оптимизировать методику изучения тех свойств очага и среды, от которых зависят частотные и временные свойства сейсмограмм.

В первом разделе описана методика частотно-временного описания сейсмических колебаний, применяемая в настоящем изложении, во втором описаны некоторые статистические свойства колебаний, в третьем проводится качественное – скорее логическое, нежели физическое – рассмотрение некоторых основных факторов, связанных с очагом и средой, и оценивается их вклад в процесс формирования сейсмограмм. Более подробно рассмотрен процесс образования коды – хвостовой части записи. В последнем разделе на основе развитой схемы предлагаются способы решения некоторых сейсмологических задач.

Частотно-временное описание сейсмических колебаний

Сейсмограмма содержит много информации, которая не может быть интерпретирована детерминированно и которая в значительной мере связана со случайными процессами. Реальные среды содержат случайно распределенные неоднородности. Процесс, происходящий в сейсмическом очаге, тоже в какой-то мере является случайным, порождая некогерентную компоненту излучения.

Необходим способ описания сейсмических колебаний, который позволил бы разделить устойчивую часть информации и ее случайную часть.

Будем описывать сейсмические колебания распределением интенсивности колебаний во времени вдоль записи и по нескольким частотным интервалам. При этом мы отвлекаемся от точной структуры самих колебаний, поскольку эта структура случайным образом варьирует от землетрясения к землетрясению.

Представим сейсмограмму $F(t)$ приближенно как суперпозицию частотно-полосовых компонент¹:

$$F(t) \approx \sum F(f_k | t). \quad (1)$$

На практике частотное разложение можно осуществить, используя математические или реализованные в виде аналоговой аппаратуры полосовые фильтры [1–4]. Выражение (1) справедливо лишь приближенно, с точностью до искажений, связанных с переходными процессами в фильтрах. В нашей задаче эти искажения несущественны, и в дальнейшем будем ими пренебрегать.

Каждая из компонент разложения (1) ограничена полосой частот соответствующего фильтра, лежащей между крайними частотами, так что центральная частота f_k есть среднее геометрическое крайних частот, а ширина полосы пропускания составляет Δf_k .

Пропущенная через фильтр сейсмограмма может рассматриваться как нестационарный квазигармонический случайный процесс:

$$F(f_k | t) = A(f_k | t)U(f_k | t). \quad (2)$$

¹Здесь и далее при обозначении функций внутри скобок слева от черты указаны параметры, а справа – переменные.

Выражение (2) есть аналог обычной гармонике $A_k \sin(2\pi f_k t + \delta)$.

Осциллирующая функция $U(f_k | t)$ есть аналог синусоиды, но ее экстремальные значения лишь в среднем равны единице, а они являются случайными величинами, так что их свойства следует описывать статистически. Текущая средняя амплитуда $A(f_k | t)$ в частотном интервале Δf_k , в отличие от амплитуды гармонике A_k , не есть константа, но изменяется во времени.

Итак, $A(f_k | t)$ есть модулирующая функция по отношению к несущему стационарному квазигармоническому процессу $U(f_k | t)$. Совокупность $A(f_k | t)$ для определенного набора частот и есть количественное описание частотно-временной структуры сейсмограммы, или соответствующее сейсмограмме "частотно-временное поле" (ЧВП) [5]. Совокупность статистически однородных стационарных случайных функций $U(f_k | t)$ для тех же частотных полос представляет собой "частотное наполнение" для ЧВП [6].

Описывать полученные из наблюдений ЧВП отдельных землетрясений можно в табличном виде, либо в виде набора кривых $A(f_k | t)$, либо в форме сечений семейства $A(f_k | t)$ вдоль оси частот в фиксированные моменты времени t_i , имеющих смысл сечений семейства мгновенных спектров. Наконец, наиболее наглядным является графическое представление ЧВП в виде изолиний $A(f, t) = \text{const}$ в поле двух переменных t и f [5].

При массовом изучении многих землетрясений можно оперировать только их ЧВП, стелекаясь от несущественных случайных деталей волновой картины. Частотно-временные поля можно подвергать сглаживанию, усреднению по многим землетрясениям, коррелировать их характеристики с теми или иными параметрами очагов, подвергать необходимым преобразованиям.

Редукция сейсмограмм к их ЧВП оказывается чрезвычайно удобной, поскольку при этом сохраняются и оказываются доступными обобщению как частотные, так и временные особенности наблюдаемых колебаний. В то же время сохраняется возможность обратного перехода от усредненного или обобщенного ЧВП к сейсмограмме на основе (1) и (2). Для этого используется произвольная реализация случайных процессов $U(f_k | t)$, имеющих известные статистические свойства.

Статистические свойства частотного наполнения

Определение текущих средних амплитуд – трудоемкая операция. Более удобно описывать временную структуру записи огибающими, проведенными через отдельные пики. Соответственно и частотную структуру колебаний записи можно описывать сечением семейства таких огибающих в некоторые фиксированные моменты времени. Разумеется, текущие средние амплитуды – это более физическая характеристика, прямо связанная со спектром мощности. При необходимости можно перейти от огибающих (пиковых амплитуд) к текущим средним, используя переходные соотношения между ними, вытекающие из статистических свойств частотного наполнения.

Мы провели [6] исследование статистических свойств колебаний на примерно стационарных участках записи землетрясений аппаратурой ЧИСС (вне вступления детерминированных волн) для частот 1,5; 2,7; 5,5 и 11 гц. На каждом участке проводился сплошной промер всех экстремумов, которые нормировались к среднему значению на данном участке. Для этих нормированных величин экстремумов $x = A/A_{cp}$, накопленных по многим таким участкам записи, были построены гистограммы. Как оказалось, гистограммы хорошо аппроксимируются выражением

$$P(x)\Delta x = 3,15x^2 e^{-1,25x^2} \Delta x, \quad (3)$$

которое соответствует распределению Максвелла

$$P(v)dv = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \left(\frac{v}{\sigma}\right) e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{v}{\sigma}\right)^2} \frac{dv}{\sigma}. \quad (4)$$

Выражение (3) получается из (4), если перейти от v/σ к $x = v/v_{cp}$, учитывая, что для распределения Максвелла теоретическое значение $v_{cp}/\sigma = 1,58$.

Очевидно, соотношение пиковой и средней амплитуд даже при одинаковом числе n циклов колебаний на участке записи будет меняться в разных реализациях, так что $y = x_{\max}$ есть величина случайная. Распределение этой величины определяет точность оценок средних амплитуд по выборочным измерениям максимальных. Из теории вероятностей известно, что распределение $P(y)$ максимальных значений $y = x_{\max}$ в выборке значений из n реализаций случайной величины x может быть вычислено, если известно распределение $P(x)$:

$$P_n(y) = \frac{d}{dy} \left[\int_0^y P(x) dx \right]^n. \quad (5)$$

Вычисленные для нескольких значений n распределения $P_n(y)$ хорошо подтверждаются наблюдениями.

Зависимость $y(n)$ хорошо аппроксимируется также эмпирической корреляционной формулой

$$\lg y = 0,27 \lg n, \quad (6)$$

удобной для практического применения.

Из (6) вытекают некоторые методические следствия, которые нужно иметь в виду при интерпретации ЧВП, полученных по максимальным амплитудам. Так, при изучении огибающих хвостовой части сейсмограммы – коды – запись разделяют на участки, длину которых обычно несколько увеличивают при переходе к более поздним участкам записи. Пусть, например, $\Delta t \sim t$ и значит $n_k = f_k \Delta t \sim t$. При этом, очевидно, y тоже будет возрастать:

$$\lg y = 0,27 \lg t + \text{const}. \quad (6a)$$

Такие же соображения следует иметь в виду при интерпретации ЧИСС-спектров, поскольку их строят, как правило, по пиковым амплитудам в данной волне (если это ЧИСС-спектр прямой волны) или получают как сечение огибающих, проведенных по пикам, если это мгновенные спектры нерегулярной части записи (коды).

Пусть, к примеру, интервал записи Δt , внутри которого измерена пиковая амплитуда, одинаков на всех каналах ЧИСС. Очевидно, число циклов колебаний n внутри этого фиксированного интервала времени возрастает при переходе от низкочастотных к высокочастотным каналам: $n_k = f_k \Delta t$. Поэтому спектр, полученный по пиковым амплитудам этого участка записи, несколько "деформирован" по сравнению со спектром средних амплитуд: отношение этих спектров $u(f)$ будет возрастать с частотой по формуле (6а).

Экспериментальные данные, приводимые в настоящей статье, получены по максимальным амплитудам, измеренным на участках фиксированной длительности Δt .

Общая схема формирования сейсмограммы

Будем рассматривать среду как некоторый преобразователь ("черный ящик"), характеристики которого нам неизвестны и подлежат изучению по наблюдениям. Сигнал, излученный очагом $\Phi(t)$, будем рассматривать как входной, а сейсмограмму $F(t)$ — как выходной сигнал этого преобразователя.

Очаговое излучение. Главная часть очагового сигнала (в низкочастотной части спектра), по-видимому, имеет очень простую форму и представляет собой односторонний импульс [7, 31, 32]. Его продолжительность τ определяется временем вспарывания и временем, в течение которого происходит подвижка по разрыву.

В области периодов $T < \tau$ очаговый сигнал $\Phi(t)$ более сложен. В его формировании участвуют случайные процессы. Источником некогерентных случайных колебаний могут быть опережающие трещины, предваряющие или сопровождающие подвижку по основному разлому [8, 9], нечто вроде "форшоков и афтершоков", происходящих практически одновременно с образованием главного разрыва. К тем же результатам приводит и пространственно-временная неравномерность скорости вспарывания из-за неоднородности прочностных свойств и неравномерности величин напряжений на разрыве [10]. Наконец, в условиях сжатия само перемещение бортов должно происходить "со скрипом" вследствие трения [11].

Поэтому в области частот, больших чем $1/\tau$, очаговый сигнал осложнен случайной компонентой, так что к нему тоже можно применить приближенное разложение типа (2):

$$\Phi(t) \simeq \sum_k \Phi(f_k | t) u(f_k | t). \quad (7)$$

Каждую спектральную амплитуду $\Phi(f_k | t)$ — "огибающую" частотно-полосовой записи очагового сигнала можно представить

в виде

$$\Phi(f_k|t) = \Phi_0(f_k)\phi(f_k|t). \quad (8)$$

Здесь первый множитель

$$\Phi_0(f_k) = [\int \Phi(t)e^{-2\pi i f_k t} dt] \Delta f_k \quad (9)$$

характеризует полную интенсивность колебаний в частотном интервале Δf_k за все время действия очага τ . Второй множитель, нормированный по площади k единице,

$$\int \phi(f_k|t) dt = 1 \quad (10)$$

описывает относительное распределение во времени интенсивности высокочастотных колебаний, излученных очагом в полосе частот Δf_k .

Кроме того, можно учесть направленность излучения, вообще говоря, неодинаковую для разных частот; тогда вместо (8) напишем

$$\Phi(f_k|t) = \Phi_0(f_k)\Omega(f_k|\Theta, \vartheta)\phi(f_k|t), \quad (11)$$

где $\Phi_0(f_k)$ — величина интеграла (9), средняя по всем направлениям, а Ω — функция направленности, среднее значение которой равно единице. Все эти три функции из (11) для каждого отдельного землетрясения неизвестны и могут служить объектом исследования.

Итак, излучаемый источником сигнал может быть формализован в виде

$$\Phi(t) = \sum_k \Phi_0(f_k)\Omega(f_k|\Theta, \vartheta)\phi(f_k|t)u(f_k|t). \quad (12)$$

Влияние среды. Оно состоит в совокупности эффектов геометрического расхождения, поглощения и в возникновении вторичных интерференционных и рассеянных волн. Они накладываются на детерминированную волновую картину и превращают простой короткий первичный сигнал $\Phi(t)$ в сложный и длительный колебательный процесс $F(t)$.

Свойства среды как преобразователя опишем ее импульсной характеристикой или "откликом среды". Отклик представляет собой ту сейсмограмму, которая наблюдалась бы в пункте расположения станции в ответ на возникший в точечном источнике импульс типа дельта-функции.

Рассмотрим отдельно три участка сейсмограммы: а) прямую волну (P или S), б) хвостовую часть записи, или коду, и в) промежуточные участки (между прямой P и вступлением S и между прямой S и кодой).

Прямая волна. В качестве прямой продольной или поперечной волны будем рассматривать тот участок записи, который начинается в момент ожидаемого вступления волны по годографу и продолжается в течение сравнительно короткого времени τ . Так, у слабых толчков ($M < 4$) длительность очагового процесса составляет

десятичные доли секунды, у умеренных ($M = 4-6,5$) - единицы секунд [30]. Лишь у сильных, разрушительных землетрясений ($M \geq 7$) длительность достигает десятка секунд и более [7,12].

Определим теперь спектральную амплитуду прямой волны $A(f_k|t, R)$. Если среда достаточно прозрачна, временная структура прямой волны хорошо сохраняет временные особенности очагового импульса. Тогда влияние среды сводится в основном к изменению амплитуд по сравнению с амплитудой очаговой волны за счет затухания, описываемого функцией $\Psi(f_k|R)$, и условий места регистрации, влияние которых обычно описывают частотной характеристикой данной станции $C(f)$. Таким образом, влияние среды в этих условиях описывается произведением $\Psi(f_k|R)C(f_k)$. Амплитуда прямой волны может быть представлена в виде:

$$\begin{aligned} A(f_k|t, R) &\simeq \Phi(f_k|t)\Psi(f_k|R)C(f_k) = \\ &= \Phi_0(f_k)\Omega(f_k|\Theta, \theta)C(f_k)\Psi(f_k|R)\phi(f_k|t). \end{aligned} \quad (13)$$

Итак, частотно-временная структура колебаний для прямой волны может сохранять информацию о направленности Ω , но в значительной мере подвержена искажениям за счет локальных различий затухания $\Psi(f_k|R)$.

С увеличением сейсмической мутности [13, 14] возникают искажения прямой волны за счет наложения на нее волн, рассеянных "вперед". Это наложение начинается уже с момента вступления прямой волны, особенно сильно для поперечных волн, поскольку в порожденном S волной рассеянном излучении содержится обменная компонента типа SP . В результате направленность Ω и временная структура окажутся сглаженными, так что эти функции приближенно можно заменить их средними значениями: $\Omega = 1$ и $\phi(t) = 1/\tau$. Тогда выражение для спектральной амплитуды прямой волны упрощается:

$$A(f_k|R) \simeq \frac{\Phi_0(f_k)}{\tau} C(f_k)\Psi(f_k|R). \quad (14)$$

Если эффект рассеяния велик, то прямая волна может оказаться слабее следующего за ней шлейфа нерегулярных колебаний. Прямая волна "утонет" в нем, совершенно не выделяясь по амплитудному признаку, особенно если станция находится вблизи минимума направленности источника. В этом случае колебания на участке, кинематически принадлежащем прямой волне, динамически ей не соответствуют.

Когда. Так называется хвостовая часть сейсмограммы, начинающаяся с времен t_c , заметно больших, чем время вступления прямых поперечных волн t_s . За последнее время кода стала объектом пристального внимания исследователей [15-21]. Это обусловлено статистическим механизмом формирования коды, благодаря чему ее амплитудные и спектральные характеристики являются существ-

венно более устойчивыми, чем такие же параметры детерминированных волн.

Так, в [18, 19] по записям широкополосной аппаратуры показана высокая стабильность формы огибающей коды в пределах значительного региона. Уровень коды на записях одного и того же землетрясения разными станциями совпадает с очень малым разбросом. После введения станционных поправок стандартное отклонение составляет 0,1 лог. единицы. Все это обеспечило эффективное использование уровня коды для магнитудной классификации землетрясений [18, 19].

Исследователи склоняются к мнению, что кода формируется за счет суперпозиции вторичных, кратных и рассеянных волн, возникающих не случайных неоднородностях среды. В качестве источников рассеянных колебаний могут выступать неровности рельефа поверхности земли и внутренних границ раздела, трещины и разрывы, контакты блоков с разными свойствами, флуктуации сейсмических скоростей и т.п. [13-17].

По-видимому, по крайней мере в области частот выше 0,5-1 гц кода в основном состоит из поперечных колебаний, хотя некоторую долю ее могут составлять обменные продольные волны типа SP .

При больших $t \gg R/v$ результат суперпозиции множества вторичных волн, пронизавших район по самым различным трассам, не должен уже зависеть от того, где лежит путь прямой волны, т.е. кода не должна зависеть от эпицентрального расстояния и от локализации очага и станции в пределах данного района. Вследствие этого огибающие $A(f_k|t)$ записи одного землетрясения разными станциями начиная с некоторого времени $t_c(R)$ сливаются в единую кривую. Момент этого слияния и является началом коды.

Наблюдения широкополосной аппаратурой СКМ [18] показали, что $t_c \approx 3t_s \approx 3R/v_s$. Примерно тот же результат получается и при анализе ЧИСС-записей. Можно заметить, что с ростом частоты слияние кривых $A(f_k|t)$ разных станций с асимптотической кривой - огибающей коды - наступает несколько ранее (рис. 1).

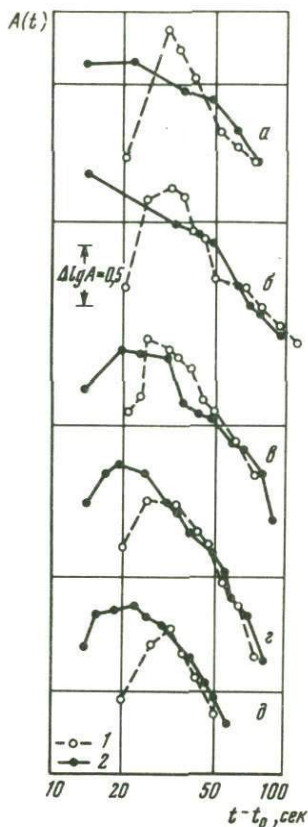
Получим выражение для спектральной амплитуды землетрясения в области коды. Процесс рассеяния, формирующий коду, осуществляет эффективное осреднение направленности. Значит, можно заменить Ω ее средним значением, равным единице. Поскольку амплитуды коды меняются во времени медленно по сравнению с длительностью процесса в очаге, то интенсивность коды пропорциональна интегральной величине $\Phi_0(f_k)$. Кроме того, необходимо учесть стационарные условия, введя частотную характеристику станции $c(f)$. Таким образом, получаем, что спектральная амплитуда коды выражается формулой

$$A(f_k|t) = \Phi_0(f_k)C(f_k)G(f_k|t). \quad (15)$$

Функция $G(f, t)$ представляет собой ЧВП отклика среды в пределах коды. Она практически одинакова для всех землетрясений большого района, связана с физическим механизмом формирования коды

Рис. 1. Огибающие для одного и того же землетрясения (1 апреля 1973 г., 13 час. 00 мин.) на записях двух станций ЧИСС

1 - ст. Чусал, $\Delta = 100$ км; 2 - ст. Гарм, $\Delta = 73$ км. Частоты: а - 0,63 гц, б - 1,25 гц, в - 10 гц, г - 18 гц, д - 27 гц



и в рамках этого механизма определяется численными значениями таких параметров среды, как добротность Q и коэффициент рассеяния α . Оба эти параметра, вообще говоря, зависят от частоты.

Если среда почти прозрачная и длина свободного пробега волны меньше времени t рассеянных волн, то в этом случае кода будет, по-видимому, формироваться за счет процесса однократного рассеяния [16, 24]. Для более мутной среды с меньшим свободным пробегом будет осуществляться многократное рассеяние, и это приведет к модели диффузии [15, 17, 20]. Остановимся подробнее на возможных моделях формирования коды.

Однократное рассеяние. Рассмотрим три возможных варианта однократного рассеяния: 1) рассеиваются поверхностные волны, рассеиватели приурочены к поверхности земли; 2) рассеиваются объемные волны, неоднородности распределены в объеме среды; 3) рассеиваются объемные волны, источники рассеяния лежат на поверхности земли.

Введем понятие об энергетическом спектре рассеяния на единичной неоднородности $\kappa(f)$. Это величина эффективная, так как в реальной среде существует множество неоднородностей неодинаковых размеров, разной природы с различными рассеивающими свойствами. Величина $\kappa(f)$ определяет среднее отношение энергии рассеянного излучения к энергии падающей волны в данном интервале частот.

Геометрическое расхождение рассеянной волны, как известно, есть произведение расхождения на пути от рассеивателя к станции. Полагаем, что оба эти пути примерно одинаковы и равны $r = tv/2$. Следовательно, если рассеянные волны - поверхностные, то для спектра мощности $P(f_k|t)$ общее расхождение будет пропорционально $r^{-2} = 4t^{-2}v^{-2}$. Если рассеиваются объемные волны, то геометрическое расхождение будет $\sim r^{-4} = 16t^{-4}v^{-4}$.

Поглощение энергии колебаний учтем, как обычно, множителем $\exp(-2\pi ft/Q)$, одинаковым во всех трех случаях.

Обозначим объемную плотность рассеивателей через S_{00} и через $S_{\text{пов}}$ – плотность на единицу поверхности земли. Тогда общее число $N(r)$ рассеивающих неоднородностей, лежащих на расстояниях от $r=tv/2$ до $r+\Delta r=v(t+\Delta t)/2$, будет равно

$$N(r) = S_{\text{пов}} 2\pi r \Delta r, \quad (16)$$

если они находятся на поверхности земли, и

$$N(r) = S_{00} 4\pi r^2 \Delta r, \quad (17)$$

если неоднородности распределены во всем объеме.

Очевидно, мощность рассеянных колебаний в данном интервале Δf и Δr пропорциональна $\kappa(f) N(r)$. Она должна убывать во времени за счет геометрического расхождения и поглощения. Учитывая все это, получаем для трех случаев следующие выражения.

1. Неоднородности лежат на поверхности земли, рассеиваются поверхностные волны:

$$\begin{aligned} P(f, t) \Delta t &= \kappa(f) S_{\text{пов}} 2\pi r \Delta r r^{-2} = \\ &= \kappa(f) S_{\text{пов}} 2\pi t^{-1} \exp(-2\pi ft/Q) \Delta t. \end{aligned} \quad (18)$$

2. Неоднородности распределены во всем объеме, рассеиваются объемные волны:

$$P(f, t) \Delta t = \kappa(f) S_{00} 4\pi r^2 \Delta r r^{-4} = \kappa(f) S_{00} (8\pi/v) t^{-2} \exp(-2\pi ft/Q) \Delta t. \quad (19)$$

3. Неоднородности распределены вблизи поверхности земли, рассеиваются объемные волны:

$$\begin{aligned} P(f, t) \Delta t &= \kappa(f) S_{\text{пов}} 2\pi r \Delta r r^{-4} = \\ &= \kappa(f) S_{\text{пов}} (8\pi/v^2) t^{-3} \exp(-2\pi ft/Q) \Delta t. \end{aligned} \quad (20)$$

Произведение $\kappa(f) S$, имеющее смысл коэффициента рассеивания, обозначим

$$a(f) = S \kappa(f).$$

Для текущей средней амплитуды $G(f, t)$, пропорциональной корню из мощности $P(f, t)$, получаем для трех вариантов следующие выражения:

$$G_1(f, t) \sim \sqrt{2\pi a(f)} t^{-0,5} \exp(-\pi ft/Q), \quad (21)$$

$$G_2(f, t) \sim \sqrt{(8\pi/v)a(f)} t^{-1,0} \exp(-\pi ft/Q), \quad (22)$$

$$G_3(f, t) \sim \sqrt{(8\pi/v^2)a(f)} t^{-1,5} \exp(-\pi ft/Q), \quad (23)$$

различающиеся величиной постоянных коэффициентов и степенью при t .

Диффузионная модель [15, 17, 20] рассматривает процесс образования коды как диффузию сейсмической энергии E от мгновенного точечного источника единичной энергии излучения при условии, что расстоянием между очагом и станцией можно пренебречь по сравнению с пробегом рассеянных волн. Уравнение диффузии с учетом поглощения

$$\frac{1}{D} \frac{\partial E}{\partial t} = \nabla^2 E - \frac{2\pi f}{Q} E,$$

где t – время, отсчитанное от момента в очаге, имеет, как известно, решение

$$E = P(f, t) \Delta t = \frac{1}{D} \frac{1}{\nu/2} \exp\left(-\frac{R^2}{4Dt}\right) \exp\left(-2\pi f \frac{t}{Q}\right) \Delta t,$$

где $P(f, t)$ – спектр мощности, $\nu = 2$ для плоского случая и $\nu = 3$ для диффузии в объеме. Величина коэффициента диффузии D связана со свободным пробегом l и коэффициентом рассеяния a соотношениями

$$D = \frac{\nu l}{2} = \frac{\nu}{2a}.$$

Перейдем от D к a и от мощности $P(f, t)$ к текущей средней амплитуде $G(f, t) \sim \sqrt{P(f, t)}$. Тогда получим выражение

$$G(f, t) \approx \sqrt{\frac{2}{\nu}} a^{-\nu/4} t^{-\nu/4} \exp\left(-\frac{aR^2}{4vt}\right) \exp\left(-\pi f \frac{t}{Q}\right). \quad (24)$$

Для коды $R \ll tv$, и, значит, для достаточно малых a величина нарастающей во времени экспоненты $\exp(-aR^2/4vt)$ быстро достигает единицы, так что выражение (24) принимает более простой вид, аналогичный (21)–(23)

$$G(f, t) \approx \sqrt{\frac{2}{\nu}} a^{-\nu/4} t^{-\nu/4} \exp(-\pi f t / Q) \quad (25)$$

и отличающийся лишь величиной постоянного множителя и степенью при t .

Итак, форма спектральных огибающих отклика среды на участке коды может несколько различаться в зависимости от того, которая из моделей рассеяния осуществляется. Возможно, что рассеяние в разных районах или при разных временах t происходит согласно различным моделям. Например, при сравнительно малых абсолютных значениях времен рассеяние ближе к однократному, а при больших t , когда $tv \gg l$, осуществляется диффузионное рассеяние.

Поэтому решение вопроса о том, какая модель имеет место, и определение параметров $a(f)$ и $Q(f)$ в рамках этой модели требует достаточно тонкого анализа наблюдаемых $G(f, t)$.

Промежуточный участок. Это – переходная часть между прямой волной и кодой. Здесь наиболее сложно переплетаются факторы очага и среды. Часто именно на этот участок приходится максимальные амплитуды, и, следовательно, он представляет интерес с точки зрения оценки сейсмической опасности.

Обозначим ЧВП отклика среды в пределах промежуточного участка через $g(f, t, R)$. Начинается этот участок практически одновременно с вступлением прямой волны S , т.е. в момент $t=R/v_s$, а заканчивается с выходом на асимптоту коды при $t_c \approx 3R/v_s$. Соответственно по мере увеличения t вдоль записи растет объем среды, внутри которого формируется эта часть сейсмограммы, – это эллипсоид с полуосями

$$a = \frac{v}{2}(t + t_s) \text{ и } b = \frac{v}{2}\sqrt{t^2 - t_s^2}. \quad (26)$$

По мере роста времени вдоль записи интенсивность колебаний все меньше зависит от эпицентрального расстояния, от направленности источника и от локальных неоднородностей среды на трассе прямых волн.

Отклик среды $G(f, t, R)$ с учетом стационарных особенностей можно написать в виде

$$G(f, t, R) = g(f, t, R)C(f)U(f, t). \quad (27)$$

Посмотрим теперь, как влияет временная структура очага $\phi(t)$ и отклика среды $G(t)$ на форму записи землетрясения на промежуточном участке записи.

Как известно, если заданы входной сигнал и импульсная характеристика среды, то выходной сигнал определяется интегралом Дюамеля. В случае отсутствия направленности излучения (сферически симметричный источник) будем иметь для каждой частоты f_k :

$$A(f_k | t, R) = \int \Phi(f_k | t') G(f_k) t - t', R) dt'. \quad (28)$$

Подставим (12) (при $\Omega = 1$) и (27) в (28). Учтем также, что для квазигармонических случайных процессов с единичной средней амплитудой справедливо преобразование

$$\int_{-\infty}^{+\infty} U(t') \hat{U}(t - t') dt' = \hat{\hat{U}}(t),$$

где $U(t)$, $\hat{U}(t)$ и $\hat{\hat{U}}(t)$ – реализация квазигармонического случайного процесса. Следовательно, для каждой полосы частот

$$A(f_k | t, R) U(f_k | t) = \Phi_0(f_k) C(f_k) \left[\int \phi(f_k | t' g(f_k | t - t', R) dt' \right] \hat{\hat{U}}(f_k | t).$$

Отвлекаясь от частотного наполнения, получаем выражение для ЧВП промежуточной части записи.

$$A(f_k | t) = \Phi_0(f_k) C(f_k) \int \phi(f_k | t' g(f_k | t - t', R) dt'. \quad (29)$$

Таким образом, спектральный состав промежуточного участка может варьировать в зависимости от спектра очага $\Phi(f)$ и от станционных условий. Временная структура записи определяется интегралом свертки огибающих очагового процесса $\phi(t)$ и отклика среды $G(t)$. Очевидно, форма огибающей будет ближе к той из функций $G(t)$ или $\phi(t)$, которая медленнее меняется во времени.

Использование формальной схемы при изучении характеристик очага и среды

Как мы видели, факторы очага и среды по-разному влияют на характер колебаний в прямой волне, в коде и в пределах промежуточного участка. Когда осуществляет эффективное осреднение направленности очагового излучения и свойств среды. Ее временная структура, т.е. зависимость спектральной амплитуды от времени, совершенно не зависит от очага, а определяется лишь средними статистическими свойствами среды всего района в целом. Ее спектральная структура с точностью до переходной функции, зависящей от свойств среды, определяется средним по всем направлениям спектром очага $\Phi_0(f)$.

По мере приближения к прямой волне все большую роль играет направленность и все сильнее сказываются локальные различия в затухании вблизи трассы прямой волны. Отсюда следует также, что разброс данных в области коды существенно меньше, чем в области прямых волн. Следовательно, если сейсмологическая задача состоит в изучении средних свойств среды большого района или средних по всем направлениям свойств очага (его спектра и сейсмического момента), то наибольшая точность может быть получена при использовании коды. Если же нас интересуют локальные особенности затухания или различия в интенсивности излучения из источника в зависимости от направления, то следует использовать прямую волну.

Свойства промежуточной части записи труднее всего предсказать. В то же время изучение ее представляет большой интерес для инженерной сейсмологии. Именно на этом участке наблюдается большая интенсивность колебаний и его спектрально-временные свойства могут существенно влиять на разрушающую способность сейсмических колебаний при сильных землетрясениях.

Рассмотрим методику решения некоторых сейсмологических задач на основе нашей схемы. При этом в большинстве случаев будут использованы описанные выше спектрально-временные свойства коды-волн.

Изучение огибающих коды. Форма огибающих коды представляет большой интерес как основа для решения многих других задач. Прежде всего важно установить, соответствует ли форма $G(f, t)$ той, которую мы ожидаем, исходя из моделей рассеяния, и, следовательно, можно ли использовать ее для оценки параметров среды — поглощения и рассеяния.

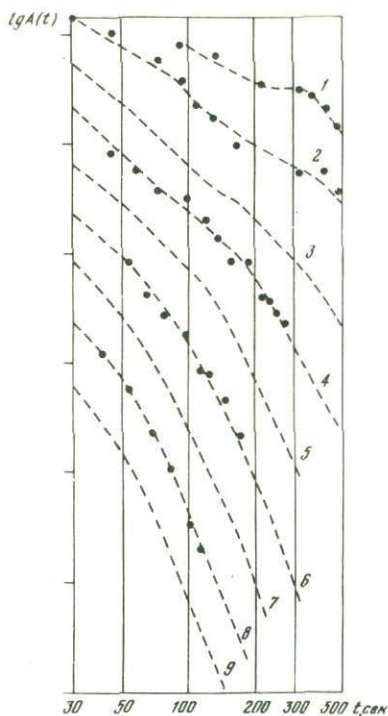


Рис. 2. Сводные графики огибающих для разных частот

1 - 0,15 гц ; 2 - 0,27 гц ;
3 - 0,63 гц ; 4 - 1,25 гц ;
5 - 2,5 гц ; 6 - 5 гц ; 7 -
10 гц ; 8 - 18 гц ; 9 - 27 гц

На рис. 2 показаны сводные графики огибающих коды для разных частот. Использовались местные землетрясения Гармского района Таджикистана и близкие землетрясения Средней Азии. Участки с малыми t прослежены по слабым землетрясениям с очень маленькими расстояниями (5-10 км), для которых кода начинается уже с времен порядка 5-10 сек. от момента в очаге. Участки огибающих коды при больших временах (более 100-200 сек.) получены по землетрясениям Средней Азии с магнитудой 4,5-5,5, записанным на расстояниях более 100 км.

Огибающие построены по максимальным амплитудам и не пересчитывались к текущим средним. Кривые $G(f, t)$ наносились на график в двойном логарифмическом масштабе. Сводная кривая была получена совмещением индивидуальных кривых на перекрывающихся участках. Поскольку повторяемость формы кривых очень хорошая, то и форма сводных кривых надежна.

Рассмотрение семейства огибающих для разных частот показывает, что на них можно выделить три участка: сравнительно сильного убывания со временем (по степенному закону); затем второй участок, тоже степенной, но характеризующийся меньшим наклоном; наконец третий участок при больших временах, где крутизна огибающей в двойном логарифмическом масштабе возрастает со временем. Этот экспоненциальный участок кривой свидетельствует об определенной роли поглощения в поведении коды при больших временах пробега.

Можно думать, что средний сравнительно плоский участок соответствует малому влиянию поглощения из-за небольших времен пробега, так что убывание амплитуд коды со временем происходит только благодаря геометрическому расхождению. Тот факт, что наклон кривой невелик, указывает на то, что здесь мы имеем дело скорее всего с диффузионным рассеянием, для которого теория дает расхождение порядка $t^{-0,5}$ - $t^{-0,75}$ соответственно для плоской и объемной задач диффузии.

Оценка поглощения и выявление частотной зависимости для Q . Определение Q было проведено порознь для каждой частоты по огибающим коды с большими временами t . Оценка проводилась путем сравнения экспериментальных кривых с теоретическими, рассчитанными по диффузионной плоской модели (рис. 3) для разных значений TQ . Малый разброс точек на экспериментальных кривых позволил подобрать значения TQ , удовлетворяющие наблюдениям с большой точностью — до 10–20%.

Как оказалось, Q не является константой, а возрастает с частотой. В диапазоне частот от 1,25 до 18 гц наши результаты хорошо удовлетворяют зависимости $Q \propto \sqrt{f}$, причем коэффициент q в среднем равен 270. Если принять, что геометрическое расхождение пропорционально $t^{-0,75}$, т.е. рассеяние происходит в объеме, то значения q получаются несколько большими — порядка 300.

При частотах 18–40 гц возрастание $Q(f)$ становится более сильным и его можно аппроксимировать выражением $Q = q'f$, причем величина q' оказывается равной примерно 60.

Заметим, что этот результат качественно согласуется с данными, полученными по прямым волнам нами [22, 23] и другими исследователями [24, 25], но высокая степень сходимости данных по коде позволила дать более надежную количественную оценку зависимости $Q(f)$.

Определение частотных характеристик станции.

Выше мы говорили о станционной характеристике, не проводя различия между этой характеристикой для прямых волн, промежуточного участка или для коды. Между тем известно из многочисленных исследований, что станционные отклонения для прямых волн заметно различаются в зависимости от азимута подхода волны к данной станции и вообще проявляются лишь как тенденция на фоне значительного рассеяния данных. Относительно станционной характеристики для коды заранее не очевидно, что она не зависит от времени вдоль записи. Хотя, исходя из сказанного ранее, следует ожидать, что она будет похожа на станционную характеристику для прямых волн, среднюю по всем направлениям подхода.

Мы проделали определение станционных характеристик $S(f)$ для коды и прямых волн. Очевидно, речь может идти только об относительных характеристиках, т.е. об отношении амплитуд прямых волн или амплитуд коды на записи одного и того же землетрясения разными станциями, причем одна из них взята за опорную.

Как оказалось, станционная частотная характеристика для коды сохраняется постоянной для всех времен вдоль записи и по данным о разных землетрясениях. Она обладает большой устойчивостью: разброс точек невелик: $\sigma(\Delta \lg A) = 0,1-0,15$ (рис. 4).

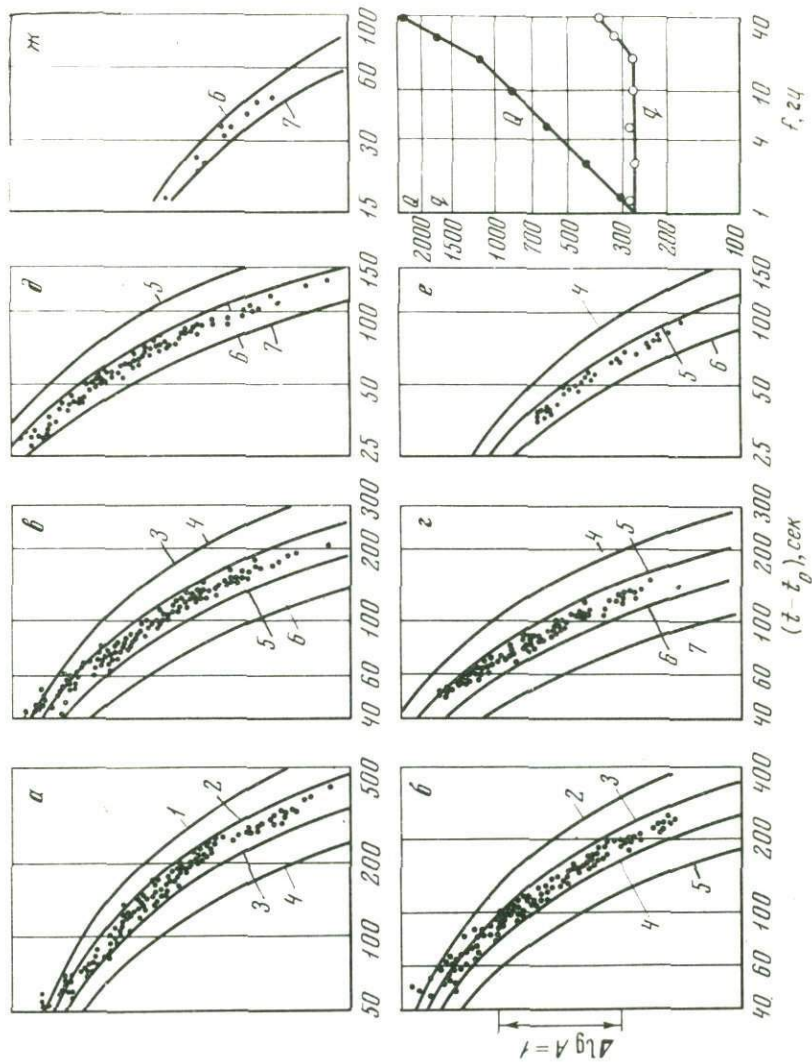
При сравнении двух станций, расположенных в примерно одинаковых условиях, в районе выхода на поверхность кристаллических пород, частотная характеристика сравнительно мало отличается от единицы и ее изменение с частотой невелико. На станции, расположенной в районе мощных осадочных толщ (в хребте Петра I), ха-

Рис. 3. Экспериментальные графики спектров огибающих для разных частот

а - 1,25 гц; б - 2,5 гц; в - 5 гц; г - 10 гц; д - 18 гц; е - 27 гц; ж - 40 гц.

Экспериментальные данные сопоставляются с расчетными кривыми при разных значениях параметра TQ :

1 - 400; 2 - 283; 3 - 200; 4 - 141; 5 - 100; 6 - 71; 7 - 50



рактика в области низких частот оказывается заметно больше единицы и систематически убывает с ростом частоты до 0,35.

Второе определение стационарной частотной характеристики мы провели по прямым волнам гиндукушских землетрясений, которые относительно сравниваемых станций находятся практически в одном азимуте и на очень близких гипоцентральных расстояниях. При разбросе точек, заметно большем, чем в предыдущем случае, мы получили $C(f)$, почти совпадающую по форме с $C(f)$ коды, но несколько смещенную по абсолютной величине (рис. 4).

Определение спектра очага землетрясения. Мгновенный спектр коды, как это следует на формулы (15), зависит от спектра очага, от стационарной поправки и от функции $G(f, t)$. Последняя не зависит от расположения очага, станции и трассы прямой волны в пределах данного района. Следовательно, мгновенные спектры коды одного и того же землетрясения на записях разными станциями должны быть одинаковы (после введения стационарных поправок). Наблюдения показывают (рис. 5), что совпадение получается очень хорошим.

В то же время мгновенные спектры коды разных землетрясений могут отличаться друг от друга, если различаются очаговые спектры этих землетрясений:

$$\frac{A_1(t_i|f)}{A_2(t_i|f)} = \frac{\Phi_{01}(f)}{\Phi_{02}(f)}. \quad (30)$$

На рис. 6 приведены примеры спектров коды для землетрясений из разных участков Гармской эпицентральной зоны – хребта Петра I и Гиссарского хребта. Из этих примеров видны характерные различия: спектры очагов, локализованных в осадочных породах хребта Петра I, отличаются спадом спектра в сторону высоких частот, уже начиная с 5 гц. Спектры землетрясений с очагами в кристаллических породах Гиссарского хребта отличаются большей интенсивностью высокочастотных колебаний. Поведение низкочас-

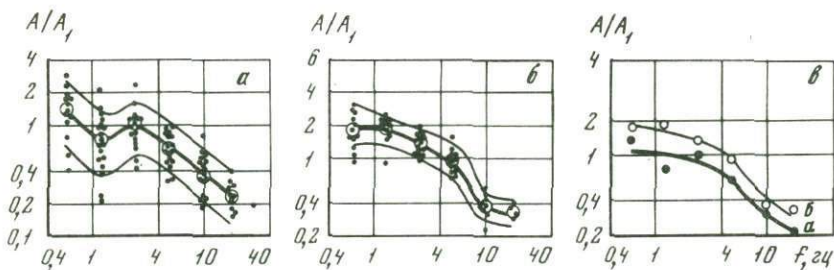


Рис. 4. Стационарные частотные характеристики, определенные по волнам S афганских землетрясений (а) и по коде (б). в – сравнение обоих определений относительных частотных характеристик. Сравняются спектры станций 11 и 6

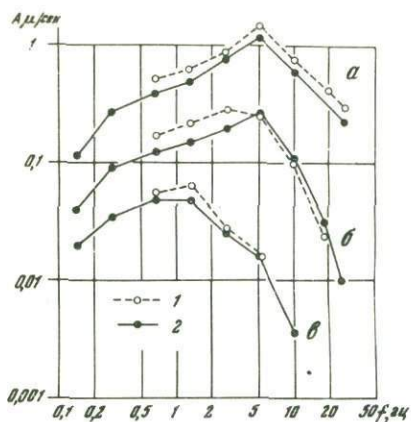


Рис. 5. Совпадение спектров огибающей одного землетрясения на разных станциях
 1 — ст. 6, расстояние 36 км;
 2 — ст. Гарм, расстояние 73 км.
 Сравнение производится в различные моменты времени $t - t_0$:
 а — при 50 сек.,
 б — при 100 сек.,
 в — при 200 сек.

точной части спектра мало связано с локализацией источника, а проявляется как индивидуальная особенность землетрясения.

Чтобы по спектрам коды определить абсолютный спектр очага, нужно тем или иным способом получить переходную функцию $G(f, t)$ для данного района. Из рассмотрения моделей диффузионного и однократного рассеяния видно, что различие в форме спектров коды и спектра очага определяется поглощением $\exp(-\pi ft/Q)$ и частотной зависимостью коэффициента рассеяния $\alpha(f)$. Уровень спектра, независимо от его формы, зависит еще и от того, которая именно модель рассеяния осуществляется в действительности, поскольку от

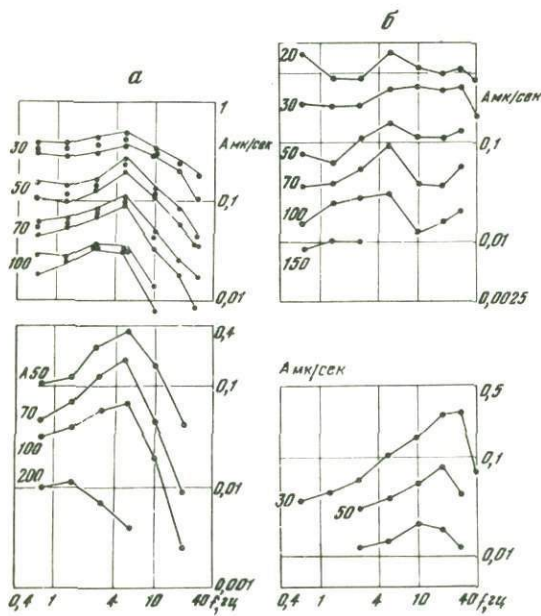


Рис. 6. Региональные различия в спектрах коды-волн
 а — землетрясения хребта Петра I (1 и 2);
 б — землетрясения Гиссарского хребта (3 и 4).
 Цифры при спектрах — значения моментов $t - t_0$ в сек.

этого зависит степень n геометрического расхождения t^{-n} рассеянных волн.

Однако, пока частотная зависимость $a(f)$ еще не исследована, изучение спектральных характеристик отдельных землетрясений можно вести, используя относительные спектры. Для этого, выбрав в качестве опорного спектр коды $A_{\text{оп}}(t_i|f)$ некоторого землетрясения, можно определять относительный очаговый спектр:

$$S_m(f) = \frac{A_m(t_i|f)}{A_{\text{оп}}(t_i|f)}. \quad (31)$$

Такое определение можно делать, если оба землетрясения расположены в одном районе, размеры которого не менее $t_i v/2$. В других районах отклик среды $G(f, t)$ может несколько отличаться. В качестве опорного землетрясения желательно выбрать относительно высокочастотное (например, с более глубоким очагом).

Приращение спектра очага с магнитудой. Для инженерной сейсмологии очень важно по спектрам сравнительно слабых, доступных массовому изучению землетрясений прогнозировать спектры возможных сильных землетрясений того же района. Для решения этой задачи нужно знать закономерности изменения спектров с магнитудой. В работах [7, 27] изучалась функция $\beta(t)$, имеющая смысл приращения логарифма спектра с магнитудой

$$\beta(f) = \frac{\Delta \lg \Phi_0(f)}{\Delta M}, \quad (32)$$

и даны некоторые результаты ее изучения. Как оказалось, характер $\beta(f)$ зависит от диапазона магнитуд, в котором проводится определение, меняется в зависимости от расположения очага по глубине. Поэтому дальнейшее изучение представляется важным.

Наиболее удобно использовать для этого коды, а именно, зафиксировав момент времени t_i , определять $\beta(f)$ через отношение мгновенных спектров коды

$$\beta(f) = \frac{1}{M_1 - M_2} [\lg A_1(t_i|f) - \lg A_2(t_i|f)]. \quad (33)$$

Пример отношения спектров коды двух землетрясений из одной очаговой зоны, но различающихся по сейсмическому моменту и энергетическому классу, показан на рис. 7. Видна хорошая сходимость определения отношения спектров по разным станциям и разным моментам времени t_i .

Если из наблюдений установлена форма кривых $G(f, t)$ в широком диапазоне изменения времени t_i , то необязательно проводить определения мгновенных спектров коды в действительно одинаковые моменты времени t_i . На практике колебания коды слабого землетрясения при больших t уже не регистрируются, а при сильном землетрясении запись на относительно малых t оказывается нечитаваемой. В этом случае мы можем проводить определение $\beta(f)$

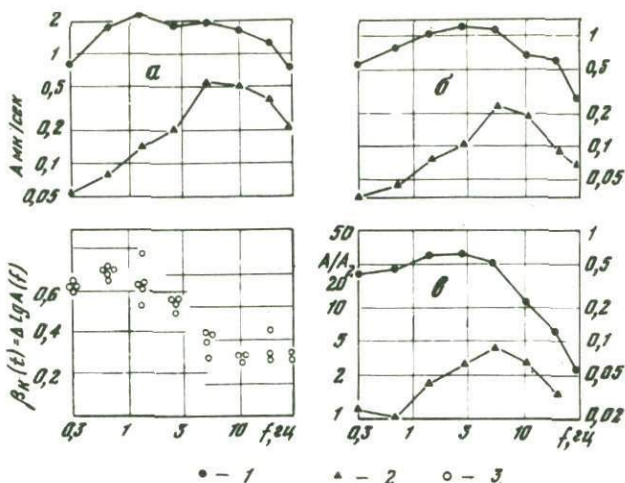


Рис. 7. Различия в спектрах двух землетрясений разной энергии
 1 - $K = 12,5$; 2 - $K = 10,4$; 3 - отношение спектров коды
 этих землетрясений. Спектры показаны при различных значениях
 $t - t_0$; а - 50 сек., б - 70 сек., в - 100 сек.

по формуле (33), используя величины амплитуд, измеренные в другой момент времени t_i и приведенные к $A(t_i|f)$ с помощью стандартной кривой $G(f, t)$:

$$A^*(t_i|f) = A(t_j|f) \frac{G(t_i|f)}{G(t_j|f)}. \quad (34)$$

Использование коды освобождает также от необходимости, чтобы гипоцентры сравниваемых землетрясений совпадали или хотя бы были на одинаковом расстоянии от очага, так как при достаточно больших $tv/2$ по сравнению с R интенсивность коды и ее спектр не зависят от R .

Определение типовых спектров коды для землетрясений разных магнитуд. Обобщение данных о зависимости спектров очага от магнитуды или класса удобно представить в виде семейства спектров коды при фиксированном времени t_i для набора значений магнитуд. Спектр для некоторой фиксированной магнитуды M_0 можно получить, осредняя спектры коды нескольких землетрясений со значениями магнитуды, близкими к M_0 . Для осреднения нужно сначала привести спектры коды индивидуальных землетрясений к опорной магнитуде M_0 с помощью функции $\beta(f)$:

$$A(t_i, f_k, M_0) = A(t_i, f_k, M) \cdot 10^{(M-M_0)\beta(f_k)}. \quad (35)$$

Если все приведенные спектры однотипны, то их следует просто осреднить. Но может оказаться, что для землетрясений данного района характерны два или несколько различных типов спектров. Тогда следует провести осреднение по каждому типу отдельно.

Изучение локальных неоднородностей затухания прямых волн. Данные такого рода могут быть очень важными для оценки сейсмической опасности для крупных промышленных или гражданских комплексов от возможных землетрясений в определенных зонах. Большой интерес представляет изучение влияния геологических структур, крупных зон разломов и т.д. на затухание пересекающих этих структуры сейсмических волн. Обычно изучение затухания по локальным профилям проводится по амплитудам прямых волн и профильных станций или по одной станции и профилю эпицентров с нормировкой амплитуд к магнитуде или энергетическому классу.

Сейсмологам хорошо известны трудности таких исследований из-за большого разброса данных. Шум эксперимента связан не только с влиянием направленности излучения из очагов землетрясений, но и с индивидуальными спектральными отличиями землетрясений, стационарными искажениями, неточностью калибровки приборов, погрешностями оценки магнитуд.

Используя код в качестве нормировочной величины для интенсивности очага, можно изучать затухание по отдельным профилям эпицентров с помощью одной станции, причем абсолютная калибровка приборов даже не обязательна. Мы будем использовать амплитуду прямых волн $A_{\text{пр}}$, нормированную к амплитуде коды A_C :

$$a(f_k|R) = \frac{A_{\text{пр}}(f_k|R)}{A_C(f_k, t_i)}. \quad (36)$$

Из (13) и (15) следует, что нормированная амплитуда $a(f_k|R)$ не зависит от энергии и спектра источника $\Phi_0(f_k)$ данного землетрясения:

$$a(f_k|R) = \frac{\Omega(f_k|\Theta, \theta)}{G(f_k, t_i)} \Psi(f_k|R). \quad (37)$$

Выбрав совокупность очагов землетрясений, лежащих на интересующем нас профиле (на одной прямой со станцией), получим совокупность нормированных амплитуд для различных R . Так как множитель $G(f, t)$ для всех этих землетрясений одинаков, то совокупность величин $a(f_k|R)$ как функция расстояния определит функцию затухания $\Psi(f_k|R)$. Естественный разброс данных будет определяться только различием множителей $\Omega(f_k|\Theta, \theta)$. Среднее значение Ω по всем направлениям равно единице. Следовательно, можно получить функцию затухания $\Psi(f_k|R)$, осредняя данные землетрясений со случайно ориентированными функциями направленности.

Разумеется, не обязательно при этом в действительности использовать для всех землетрясений одинаковый момент времени t_i для измерения амплитуд коды. Часто это и невозможно. Для близких слабых землетрясений при слишком большом t_i колебания могут уже практически затухать, а для более сильных, но удаленных землетрясений профиля малые значения t_i могут прийти еще не на коду, а на промежуточную часть записи. В этом случае измерение амплитуд коды можно вести при разных временах t_j , а затем, используя найденную из наблюдений среднюю для данного района форму кривой $G(f_k|t)$, произвести нормировку всех $A(f_k, t_j)$ к t_i :

$$A_c(f_k, t_i) = A_c(f_k, t_j) \frac{G(f_k, t_i)}{G(f_k, t_j)}. \quad (38)$$

Далее эти вычисленные значения $A_c(f_k, t_i)$ можно использовать для нормировки амплитуд прямой волны.

Этот метод оказывается особенно ценным в тех случаях, когда нас интересуют характер затухания и его локальные различия в зонах, где есть очаги землетрясений, но нельзя поставить сейсмические станции. Например, в случае когда очаги землетрясений находятся в море и нас интересует затухание волн при их распространении поперек очаговой зоны на разных ее участках.

Изучение направленности для разных частот. Если получены данные о затухании $\Psi(f_k|R)$ по разным направлениям от очага, то можно ставить задачу изучения спектральной направленности очагового излучения. Для этого используем нормированные к коде амплитуды прямой волны $a(f_k|R)$ и приведем их к некоторому фиксированному гипоцентральному расстоянию R_0 :

$$a^*(f_k, R_0) = a(f_k, R_i) \frac{\Psi(f_k, R_0)}{\Psi(f_k, R_i)} \quad (39)$$

с помощью локальной функции затухания.

Из (13), (15), (37) и (39) видно, что нормированная амплитуда a^* не зависит уже ни от расстояния, ни от спектра источника и магнитуды, а пропорциональна лишь функции направленности Ω . Если наблюдения ведутся даже только одной станцией и амплитуды a^* вычислены по многим землетрясениям с известной ориентацией нодальных плоскостей и осей напряжений, то величины a^* можно накапливать на сетке Вульфа, получая тем самым усредненную по многим землетрясениям функцию направленности.

Построение типовых частотно-временных полей (ЧВП). Для задач инженерной сейсмологии представляет интерес характеристика типовых сейсмических колебаний при местных землетрясениях определенного района. Простейший способ состоит в усреднении заданных в табличном виде ЧВП для групп землетрясений. В одну группу при этом объединяются землетрясения примерно одинаковой магнитуды, записанные одной станцией и с очагами,

лежащими в пределах небольшого района (его размеры должны быть малы по сравнению со средним расстоянием). В результате осреднения получаем среднее ЧВП и характеристики разброса амплитуд относительно этого среднего. Такие средние ЧВП могут быть получены независимо по землетрясениям каждой интересующей исследователя сейсмоактивной зоны.

Второй способ нацелен на получение обобщенных ЧВП с учетом их изменения с гипоцентрального расстоянием. Остановимся на нем несколько более подробно.

Графическое описание частотных и временных свойств землетрясений в этой задаче имеет вид семейства огибающих записи, начиная от первого вступления волны и до ее слияния с асимптотической ветвью коды. Параметром кривых семейства является эпицентрального расстояние. Огибающие для каждого R постепенно переходят к асимптоте – огибающей коды – и сливаются с ней при временах порядка $3t_s$. Такие семейства кривых должны быть построены порознь для каждой частоты исследуемого частотного диапазона. Следовательно, для каждой частоты нам необходимо иметь асимптоту – огибающую коды – для нулевого расстояния и набор огибающих начальной части записи от момента вступления прямой волны и до слияния с кодой для нескольких расстояний.

Чтобы построить такое семейство кривых, нужно получить из эксперимента данные о координатах (амплитудах и временах) опорных точек этих кривых. В качестве таких точек следует выбрать прямую волну, т.е. ее $A_{\text{пр}}(R)$ и $t_{\text{пр}}(R)$; максимум $A_{\text{max}}(R)$ и $t_{A_{\text{max}}}(R)$, возможно – несколько точек между максимумом и слиянием с кодой. Такими точками могут быть выбраны амплитуды, составляющие определенную долю от максимума (например, 0,7 или 0,5), и моменты их наступления. Все эти величины являются функциями гипоцентрального расстояния R . Моменты начала огибающей $t_{\text{пр}}$ определяются как R/v_s , моменты слияния ее с асимптотой коды определяются как $3R/v_s$. Амплитуды $A_{\text{пр}}$, A_{max} , $0,7 A_{\text{max}}$, $0,5 A_{\text{max}}$ как функции расстояния должны быть определены из наблюдений, равно как и времена наступления $t(A_{\text{max}})$, $t(0,7A_{\text{max}})$, $t(0,5A_{\text{max}})$. Для этого необходимо построить экспериментальные амплитудные кривые $\Psi(f, R)$ и соответствующие им годографы.

Далее, задаваясь последовательностью значений R и снимая с экспериментальных амплитудных кривых и годографов соответствующие значения нормированных к коде амплитуд $a(f, R)$ и $t(R)$, мы можем построить семейства огибающих. Параметром кривой семейства является расстояние R , параметром семейства – частота f_k . Уровень всех кривых нормирован к коде на некотором, заранее выбранном моменте времени t_i .

Далее можно перейти от семейства огибающих к более наглядному представлению в виде ЧВП и от относительного амплитудного уровня – к абсолютному уровню, отвечающему конкретным значениям магнитуды и эпицентрального расстояния. Для этого воспользуемся типовым спектром коды. Умножим величины нормированных

амплитуд $a(f_k, R_m|t)$, отложенных по оси ординат графика спектральных огибающих, на ординату типового спектра коды $A_c(t_i, M_0|f)$ для заданной магнитуды и фиксированного времени t_i для соответствующей частоты f_k . Прделаем такую процедуру с семействами огибающих всех частот. В результате получим обобщенные количественные данные

$$A(f_k, R_m, M_0|t) = a(f_k, R_m|t) \cdot A_c(t_i, M_0, f_k), \quad (39)$$

по которым можно построить ЧВП в изолиниях для землетрясений какого-либо определенного расстояния R_m .

Аппаратура ЧИСС анализирует колебательную скорость, однако для некоторых задач, в частности для инженерной сейсмологии, могут представлять интерес ЧВП, описывающие ускорения или смещения. В таком случае в формулу (39) можно ввести соответствующий множитель: $2\pi f_k$ или $1/2\pi f_k$.

Расчет ЧВП для сильных землетрясений. Известно [7, 31], что с ростом магнитуды спектр очагового излучения меняется в соответствии со средними закономерностями (32) или (35). Кроме того, с ростом магнитуды меняется и временная структура $\phi(t)$ очагового сигнала, увеличивается его длительность τ . Из (29) видно, что до тех пор, пока длительность процесса в источнике хотя и растет с магнитудой, но остается короткой, так что $g(t)$ мало меняется за время τ , влияние $\phi(t)$ на временную структуру сейсмограммы практически отсутствует. Однако при более сильных землетрясениях τ может достигнуть десятка секунд и более. В этом случае временную структуру сейсмограммы в значительной мере будет определять очаговый процесс.

Формальное решение задачи о расчете огибающих записи сильного землетрясения состоит, таким образом, в изменении уровня каждой спектральной огибающей согласно (35) и в изменении ее формы с помощью свертки огибающих записи $A(f_k, R_m|t)$ слабого землетрясения магнитуды M_0 и заданной функции $\phi(f_k, M|t)$ сильного землетрясения:

$$A(f_k, R_m, M|t) = 10^{(M-M_0)\beta(f_k)} \times \\ \times \int A(f_k, R_m, M_0|t)\phi(f_k M|t - t^k)dt^k. \quad (40)$$

Для практического осуществления таких расчетов нужна информация о характере $\phi(t)$ и об изменении этой функции в зависимости от тех или иных условий, в первую очередь от магнитуды землетрясения, а также от глубины очага. По-видимому, определенную роль играет ориентация станции относительно плоскости разрыва и направления вспарывания, возможно — от типа механизма очага (сдвиг, крутой взброс, пологий надвиг).

К.К. Запольских и его сотрудниками [5, 7, 29, 30] ведутся исследования спектрально-временной структуры очаговой волны сильных землетрясений по наблюдениям в телесеismicкой зоне.

Из этих исследований выявилась устойчивая закономерность роста продолжительности процесса в очаге с магнитудой, а также зависимость от глубины. Сравнительно надежно может быть определено по наблюдениям время τ_{\max} нарастания $\phi(t)$ до максимума. По данным К.К. Запольского, для поверхностных землетрясений

$$\lg \tau_{\max} = 0,35M - 1,4. \quad (41)$$

Задний фронт $\phi(t)$ в значительной мере подвержен влиянию наложения вторичных и рассеянных волн, и потому судить о полной длительности очагового процесса можно, лишь привлекая данные о размерах очагов $L(M)$ и о скоростях вспарывания v_R на основе принятой модели формирования сигнала в очаге [7, 31, 32].

Рассмотрим очаг, длина которого L много больше ширины, а фронт вспарывания распространяется только в одну сторону от стартовой точки (так называемое однонаправленное вспарывание). Обозначим через γ угол между направлениями на станцию и нормалью к плоскости очага. Очевидно, продолжительность процесса в очаге, как она "видна в сейсмических лучах", выражается формулой

$$\tau_{\phi} = L \left(\frac{1}{v_R} - \frac{\sin \gamma}{v} \right). \quad (42)$$

В зависимости от ориентации точки наблюдения видимая τ_{ϕ} будет меняться от

$$L \left(\frac{1}{v_R} + \frac{1}{v} \right) \text{ до } L \left(\frac{1}{v_R} - \frac{1}{v} \right),$$

будучи в среднем равна величине L/v_R .

Если процесс вспарывания двусторонний, так что полная длина очага складывается из L_1 и L_2 , то общая длительность будет равна той из величин

$$\tau_1 = L_1 \left(\frac{1}{v_R} - \frac{\sin \gamma}{v} \right) \text{ или } \tau_2 = L_2 \left(\frac{1}{v_R} - \frac{\sin \gamma}{v} \right), \quad (43)$$

которая окажется больше. Сама функция будет иметь большие значения в начальной части, когда в точку наблюдения приходят лучи от обеих половин очага. Длительность этого участка определится той из величин τ_1 или τ_2 , которая окажется меньше. В частном случае, когда $L_1 = L_2$, среднее по сфере значение τ_{ϕ} будет

$$\bar{\tau}_{\phi} = \frac{L}{2} \left(\frac{1}{v_R} + \frac{1}{3v} \right). \quad (44)$$

Соотношение длительности более интенсивной начальной части τ_1 и полной длительности τ_{ϕ} в такой модели выражается как

$$\frac{\tau_1}{\tau_{\phi}} = \frac{v - v_R \sin \gamma}{v + v_R \sin \gamma}. \quad (45)$$

Сделаем оценку для частного случая. Пусть очаг "двунаправленный" (стартовая точка находится в центре очага), $L = 40$ км, $v_R = 3$ км/сек, $v = 6$ км/сек. Тогда из формулы (44) средняя продолжительность очаговой волны будет равна 7 сек., а соотношение τ_1/τ_ϕ при $\gamma = 0$ будет равно $1/3$.

Опираясь на эти оценки τ_ϕ и на данные о $\tau_{\max}(M)$, можно приближенно описать $\phi(t)$ как функцию, плавно возрастающую до момента времени $\tau_{\max}(M)$, а затем убывающую до момента $\tau_\phi(M)$, вычисленного с помощью имеющихся в литературе данных относительно $L(M)$.

Таким образом, обобщив данные о слабых землетрясениях данного района в виде семейств огибающих записи для серии расстояний, для всех частот f_k , мы можем прогнозировать частотно-временные свойства колебаний сильных землетрясений с помощью переходного соотношения (40).

Построение синтетических сейсмограмм. Типовые ЧВП сейсмических колебаний для заданного района, эпицентрального расстояния, магнитуды являются количественной основой для расчета синтетических сейсмограмм (велограмм или акселерограмм). Методика синтеза колебательного процесса с заданным ЧВП опирается на выражения (2) и (1). Вначале тем или иным способом генерируется случайный квазигармонический процесс $U(f_k, t)$ единичной средней амплитуды, для которого экстремумы подчинены закону Максвелла, а видимые периоды, варьируя в пределах полосы ЧИСС-фильтра, имеют нормальное распределение с центром $1/f_k$. Затем этот случайный процесс модулируется величиной $A(f_k, M, R_m|t)$, предварительно пересчитанной от пиковой огибающей к текущей средней амплитуде. В результате получается синтетическая сейсмограмма в заданной полосе частот Δf_k , расстояния R_m и магнитуды M .

Проделав аналогичную операцию для всех частот исследуемого диапазона, мы получим набор синтетических сейсмограмм для каждой из частот f_k . Наконец, широкополосная сейсмограмма получается как суперпозиция таких частотно-полосовых компонент.

Естественно, предлагаемый метод расчета не претендует на то, чтобы "в точности" предсказать характер колебаний будущего сильного землетрясения. Точный прогноз невозможен в принципе, поскольку случайные факторы играют в формировании сейсмограммы значительную роль. Спектральные свойства землетрясений даже из одного и того же источника, имеющие одинаковую магнитуду, часто различаются. Тем не менее временные свойства колебаний, поскольку они представляются в основном средой, а не источником, сохраняют региональную устойчивость.

Первые практические исследования на основе описанного подхода проводятся в Таджикистане [26, 28]. Их результаты показывают, что типовые ЧВП для землетрясений одного района устойчиво отличаются от ЧВП очагов другого района по спектральному составу и в особенности по временной структуре колебаний.

Рассмотренная формальная схема образования сейсмических колебаний в пределах всей сейсмограммы представляется полезной основой для оптимизации методов накопления и обобщения экспериментальных данных о структуре сейсмических колебаний. Большой вес во всей схеме имеют свойства хвостовой части записи – коды, к которой сейчас обращено пристальное внимание многих исследователей.

Опираясь на коду, которая является точной относительной мерой интенсивности и формы спектра отдельного очага, рассмотренная схема позволяет сформулировать удобные и перспективные методы решения многих сейсмологических задач. Сюда относится как изучение очагов землетрясений (определение спектров очагового излучения, их изменения с магнитудой и направленности), так и определение свойств среды (оценка добротности, коэффициентов рассеяния, локальных особенностей затухания прямых волн по профилям, образуемым очагами землетрясений). Согласно этой схеме исследования могут проводиться по данным только одной станции, причем даже не требуется ее калибровка.

Наконец, обобщение данных о частотно–временных свойствах слабых землетрясений и о закономерностях изменения спектров зависимости от магнитуды позволяет прогнозировать сейсмограммы (велосиграммы, акселерограммы) ожидаемых сильных землетрясений данного района. Важно, что метод расчета синтетических сейсмограмм не требует описания в явном виде зависимости свойств колебаний в данном районе от конкретных особенностей строения среды или от условий в очагах землетрясений. Информация об этом содержится в неявном виде в ЧВП слабых землетрясений, которые следует получать из наблюдений.

Автор выражает свою признательность И.Л. Нерсесову, инициатива которого послужила толчком к развитию исследований в этом направлении и к их применению на практике. Автор благодарит также своих коллег по Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли АН СССР за плодотворные дискуссии и сотрудников Института сейсмологии АН Таджикской ССР, прилагающих большие усилия в направлении дальнейшего усовершенствования и практического применения развитых в этой работе подходов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Запольский К.К. Спектры короткопериодных микросейсм. – "Труды ИФЗ АН СССР", 1960, № 10.
2. Запольский К.К. Частотно–избирательные станции ЧИСС. – В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., "Наука", 1971.
3. Tsujiura M. Frequency analysis of seismic waves. – "Bull. Earthquake. – Res. Inst. Tokyo Univ.", 1966, v. 44.
4. Гостев М.А. Частотно–временная интерпретация сейсмограмм ЧИСС. – В кн.: Комплексные геофизические наблюдения в Обнинске. Обнинск, 1970.

5. Запольский К.К. Частотно-временные поля и динамические функции характеристики очаговых функций сильных землетрясений. – "Докл. АН СССР", 1973, т. 210, № 6.
6. Раутиан Т.Г. О статистической структуре сейсмических колебаний. – "Докл. АН СССР", 1975, т. 225, № 2.
7. Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Физические основы магнитудной классификации землетрясений. – В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т. 1, М., – Обнинск, изд. ИФЗ АН СССР, 1974.
8. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. – В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 14, М., "Наука", 1971.
9. Рулев Б.Г. Очаг землетрясения и взрыва как двойной излучатель сейсмических волн. – В кн.: Экспериментальная сейсмология, М., "Наука", 1971.
10. Trifunac M.D., Brune J.N. Complexity of energy release during Imperial earthquake. – "Bull. Seismol. Soc. America", 1970, v. 60.
11. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., "Наука", 1975.
12. Запольский К.К., Логинова Г.М., Жбрыкунов В.Я., Жбрыкунова Н.А. Спектральный состав Р-волн больших землетрясений по данным станции ЧИСС – Обнинск. – В кн. Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Шнивица", 1974.
13. Николаев А.В. Сейсмические свойства мутных сред. М., "Наука", 1973.
14. Алешин А.С. Флуктуации интенсивности продольной волны в трехмерной твердой модели случайно неоднородной среды. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1973, № 9.
15. Wesley J.R. Diffusion of the seismic energy in the near range. – "J. Geophys. Res.", 1965, v. 70.
16. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. – "J. Geophys. Res.", 1969, v. 74.
17. Berkheimer H. A possible scattering mechanism for lunar seismic waves. – "Z. Geophys.", 1970, v. 36.
18. Востриков Г.А. Оценка сейсмического момента местных землетрясений по хвостовой части сейсмограммы. – "Докл. АН СССР", 1975, т. 220, № 2.
19. Нерсесов И.Л., Копничев Ю.Ф., Востриков Г.А. Магнитудная калибровка землетрясений по кода-волнам на расстояниях до 3000 км. – "Докл. АН СССР", 1975, т. 222, № 1.
20. Копничев Ю.Ф. Модель формирования хвостовой части сейсмограммы. – "Докл. АН СССР", 1975, т. 222, № 2.
21. Dunkin J.W. Scattering of a transient spherical P-waves by a randomly inhomogeneous elastic half space. – "Geophysics", 1969, v. 34, N 3.
22. Халтурин В.И., Урусова Н.Б. Оценка поглощения продольных и поперечных волн в земной коре по наблюдениям над местными землетрясениями. – "Труды ИФЗ АН СССР", 1962, № 25.
23. Халтурин В.И. Поглощение сейсмических волн в земной коре Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Экспериментальная сейсмология, М., "Наука", 1971.
24. Болдырев С.А., Федотов С.А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1969, № 9.

25. Sumner R. Attenuation of earthquake generated P-waves along western flanks of the Andes. — "Bull. Seismol. Soc. America, v. 1967, v. 57.
26. Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Синтетические сейсмограммы сильных землетрясений и оценка сейсмической опасности. — В кн.: Сейсмостойкость плотин, вып. 3. Душанбе, 1975.
27. Халтурин В.И., Раутиан Т.Г., Нурмагамбетов А. и др. Зависимость спектров сейсмических колебаний от энергии землетрясения. — В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности, М., "Наука", 1975.
28. Голубятников В.Л., Никифорова М.М., Раутиан Т.Г. и др. Спектрально-временной анализ местных и близких землетрясений из очаговых зон, окружающих плотину Головной ГЭС. — В кн.: Сейсмостойкость плотин, вып. 3, Душанбе, 1975.
29. Запольский К.К. Частотно-временная трактовка магнитуды $m_{ру}$ на примере Монероновского землетрясения 5 сентября 1971 г. — "Докл. АН СССР", 1974, т. 214, № 4.
30. Логинова Г.М. Спектральная и временная характеристика Р-волн глубоких землетрясений по данным ЧИСС. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.
31. Aki K. Scaling law of seismic spectrum. — "J. Geophys. Res.", 1967, v. 72, N 4.
32. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. — "J. Geophys. Res.", 1970, v. 75.

О. Г. Шамина, А. А. Павлов, С. А. Стрижков

МОДЕЛИРОВАНИЕ СДВИГОВОЙ ПОДВИЖКИ ПО ГОТОВОМУ РАЗЛОМУ С ТРЕНИЕМ

При описании процесса подготовки крупного нарушения сплошности, в частности разрыва в очаге землетрясения, большая роль отводится образованию более мелких трещин, их развитию и взаимодействию между ними [1]. Из теоретических и экспериментальных исследований распределение напряжений в окрестности трещины¹, находящейся в поле сжимающих сил, можно заключить, что конфигурация и величина напряжений вблизи трещины зависят от типа контакта между ее берегами [2]. Следовательно, и условия взаимодействия трещин с различными контактами между берегами должны различаться. Сопоставляя результаты отдельных экспериментов, описанных в литературе, можно сделать вывод, что взаимодействия полей напряжений в случае открытых (нет контактов между берегами) трещин сильнее, чем в случае закрытых (берега смыкаются), с трением между берегами [3].

В естественных условиях, в глубинах Земли, трудно ожидать длительного существования открытых трещин. Благодаря циркуля-

¹При этом обычно в экспериментальных и теоретических исследованиях трещина имитируется узкой щелью.

ции водных растворов они заполняются с течением времени минеральным материалом (гипс, кальцит, барит и др.), могут быть заполнены магматическими или интрузивными породами (базальтовые или кварцевые жилы). Поскольку минералы осаждаются на стенках трещины не мгновенно, а в течение определенного времени, контакт между берегами трещины с момента его появления с течением времени изменяется от сухого трения до жесткой спайки. Аналогичная ситуация имеет место и при заполнении трещин расплавами. Вначале, пока расплав находится в жидком состоянии, трение между берегами трещины мало, а после затвердевания расплава берега трещины спаяны с помощью твердого включения.

Исходя из современных геофизических представлений, следует ожидать, что нарушение сплошности в очаге землетрясения может быть результатом разрыва по "живому месту", подготовленного возникновением целой совокупности более мелких разрывов в ранее не нарушенной среде или результатом "вспарывания" разрыва, образовавшегося много раньше и впоследствии частично залечившегося. В связи с этим изучение сдвиговой подвижки по готовому разрыву с трением между берегами и излучение упругих волн таким разрывом является очень важной задачей для геофизики. Однако исследований, в которых одновременно изучались и динамика разрыва и излучение, до сего времени проводилось очень мало. Нам известны лишь работы [4-6], результаты которых оставляют нерешенными целый ряд вопросов, касающихся условий на берегах разрыва, скорости вспарывания и направленности излучения. Это обстоятельство послужило причиной проведения настоящей работы.

В связи с тем что вопрос о влиянии характера контакта между берегами трещины на поле напряжений в ее окрестности изучен весьма слабо как экспериментально, так и теоретически, представлялось целесообразным для осмысливания экспериментальных фактов сделать расчеты напряжений для некоторых идеализированных случаев закрытой щели и провести опыты на реальных моделях, приближающихся к теоретическим.

Для экспериментального изучения поля напряжений в окрестности закрытой щели мы применили ту же методику, что и в работе [7] для открытой трещины. Использовался оптический так называемый шлирен-метод¹, который позволяет определить градиенты средних напряжений в прозрачных образцах [8]. В связи с этим теоретические расчеты также делались для средних напряжений и их градиентов. Ниже описываются полученные результаты.

¹ Оптические исследования проводились на установке ИАБ в Геофизическом институте Чехословацкой АН в лаборатории д-ра Л.Ваниека. В экспериментах принимали участие инженер И.Поливка и техник О.Сойка.

Теоретические расчеты

Расчеты проводились для двух идеализированных случаев закрытой трещины, а именно когда контакт между берегами осуществляется непосредственно без трения и когда контакт осуществляется с помощью пластины, жестко спаянной с берегами щели. Кроме того, были проведены расчеты для открытой щели. Для последнего случая величины средних напряжений и их градиентов были уже рассчитаны ранее и результаты описаны нами в [7]. Однако в целях общности подхода к решению задачи во всех рассматриваемых здесь случаях мы сочли полезным сделать расчеты для открытой щели заново, используя один и тот же метод анализа напряженного состояния как для закрытой, так и для открытой щели. Суть этого метода, предложенного Н.И. Мухелишвили и описанного подробнее в [9], состоит в том, что напряженное состояние в пластине со щелью представляется как суперпозиция полей напряжений в сплошной пластине, когда в бесконечно удаленных точках к ней приложены сжимающие усилия, и в пластине, содержащей щель, на берегах которой заданы определенные граничные условия.

Если система координат выбрана так, что начало ее находится в середине щели длиной $2l$, ось X направлена вдоль щели, а Y перпендикулярно ей и давление P действует под углом 45° , то граничные условия в случае закрытой щели без трения между берегами имеют вид

$$\sigma_y(x, 0) = +\frac{P}{2}, \quad \tau_{xy}(x, 0) = 0$$

при наличии трения

$$\tau_{xy}(x, 0) \neq 0.$$

В случае открытой щели следует рассмотреть суперпозицию трех полей напряжений: в сплошной пластине и в пластине со щелью при граничных условиях вида

$$-\sigma_y(x, 0) = +\frac{P}{2},$$

$$\tau_{xy}(x, 0) = 0$$

и вида

$$\sigma_y(x, 0) = 0,$$

$$-\tau_{xy}(x, 0) = +\frac{P}{2}.$$

В двумерном случае среднее напряжение есть

$$\sigma_{ср} = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{3}.$$

¹ Будем полагать $P > 0$ для сжимающих и $P < 0$ для растягивающих усилий.

Для сравнения с экспериментальными данными о поведении градиента $\sigma_{\text{ср}}$ требуется знание не абсолютных величин градиента, а конфигурации изолиний $\text{grad}\sigma_{\text{ср}}$ в окрестности щели. В связи с этим множитель $1/3$ можно не учитывать и положить

$$P = 1 \text{ и } l = 1.$$

Тогда в точках, достаточно удаленных от щели, где возмущением поля напряжений, вызванного ее наличием, можно пренебречь,

$$\sigma_{\text{ср}}^I = \sigma_x + \sigma_y = +1.$$

Пользуясь формулами работы [9], для открытой щели можно записать

$$\sigma_{\text{ср}}^I = \sigma_x + \sigma_y = 1 - \text{Re} \frac{1}{\sqrt{z^2-1}(z+\sqrt{z^2-1})} + \text{Im} \frac{1}{\sqrt{z^2-1}(z+\sqrt{z^2-1})}, \quad (1)$$

для закрытой щели

$$\sigma_{\text{ср}}^I = +1 - \phi(x, y). \quad (2)$$

В случае если трения между берегами нет,

$$\phi(x, y) = \phi_0(x, y) = \text{Im} \frac{1}{\sqrt{z^2-1}(z+\sqrt{z^2-1})}, \quad (3)$$

где

$$z = x + iy,$$

при наличии сухого трения между берегами

$$\phi(x, y) = (1-\rho)\phi_0(x, y), \quad (4)$$

где ρ - коэффициент трения.

Для того чтобы исследовать поле напряжений в случае пластины, впаянной в щель, можно использовать решение задачи для абсолютно жесткого эллиптического включения, помещенного в бесконечную пластинку, растягиваемую внешними силами [10].

Поскольку при решении этой задачи предполагается отсутствие смещений на контуре эллипса (контакт с пластинкой не нарушается), замена растягивающих усилий сжимающими сводится только к замене знака напряжений.

После предельного перехода от эллиптического включения к тонкой пластинке и замене знака в формулах, которые даются в [10], мы получим в нашем случае

$$\sigma_{\text{ср}}^I = +1 + \frac{1}{4\kappa} \text{Im} \frac{\kappa(z + \sqrt{z^2-1})^2 - 1}{(z + \sqrt{z^2-1})^2 - 1}, \quad (5)$$

где $\kappa = (3-\nu)/(1+\nu)$, ν - коэффициент Пуассона.

Расчеты¹ по формулам, полученным для $\sigma_{\text{ср}}$ в рассматриваемых нами случаях, проводились с шагом 0,1 l . Результаты пред-

¹Программа была составлена Ю.Ф. Копничевым.

ставлены на рис. 1. Заметим сразу же, что расчеты $\sigma_{ср}$ для открытой щели по формуле (1) привели к тому же виду изолиний $\sigma_{ср}$, что и в [7], где использовалась приближенная формула.

Сравнивая между собой изолинии средних напряжений, для всех трех случаев можно заметить: во-первых, в случае открытой щели заметное изменение средних напряжений наблюдается на больших расстояниях от щели, чем в двух других случаях; во-вторых, для открытой и закрытой трещин без трения у вершины трещины существует область $\sigma_{ср} < 0$, т.е. область, где преобладают растягивающие напряжения у вершины трещины; в-третьих, обращает на себя внимание и сходство в конфигурации изолиний σ в случае закрытой трещины и в случае жесткого включения. Различия наблюдаются лишь в количественном выражении σ . Величины σ' в окрестности концов жесткого включения ближе к единице, чем в окрестности вершины закрытой трещины, а области, где $\sigma' < 0$, отсутствуют совсем.

Для случая закрытой трещины с трением специальных расчетов σ' для конкретного значения ρ не проводилось, но из вида формулы (4) можно заключить, что конфигурация изолиний будет та же. С увеличением ρ величина $\sigma_{ср}$ будет приближаться к единице. Очевидно, что с увеличением трения будут уменьшаться как нормальные, так и тангенциальные компоненты напряжения. Область концентрации напряжений будет сокращаться. Отсюда следует, что, чем сильнее трение, тем слабее взаимодействие трещин.

Ранее нами проводились исследования характера разрушения образцов алебаstra при наличии в них двух открытых трещин под углом 45° к оси сжатия, которые показали, что при выполнении условия $a/l < 2$ (l - длина трещины, a - расстояние между трещинами) взаимодействие трещин проявляется как возможность образования сдвигового разрыва между ними [3]. Аналогичные исследования, которые проводились с образцами, содержащими закрытые трещины со скользящим контактом между берегами или с трением между ними, дали другой результат.

Скользящий контакт и контакт с трением осуществляются с помощью картонных и металлических пластин, гладких, покрытых парафином или шероховатых, которые вставлялись в образцы при их заливке. (При изготовлении образцов с открытыми щелями пластины после затвердевания образцов вынимались). Результаты экспериментов свидетельствуют, что сильное трение между берегами трещин уменьшает вероятность возникновения сдвигового разрыва. Так, например, для того чтобы из числа испытанных образцов не менее половины разрушились сколом, в случае открытых трещин со скользящим контактом должно было выполняться условие $a/l \leq 1,6$, а в случае закрытых трещин с трением - $a/l \leq 1,1$. Таким образом, экспериментальные результаты, полученные нами при изучении на образцах воздействия трещин с различным контактом между берегами, находятся в качественном согласии с теорией.

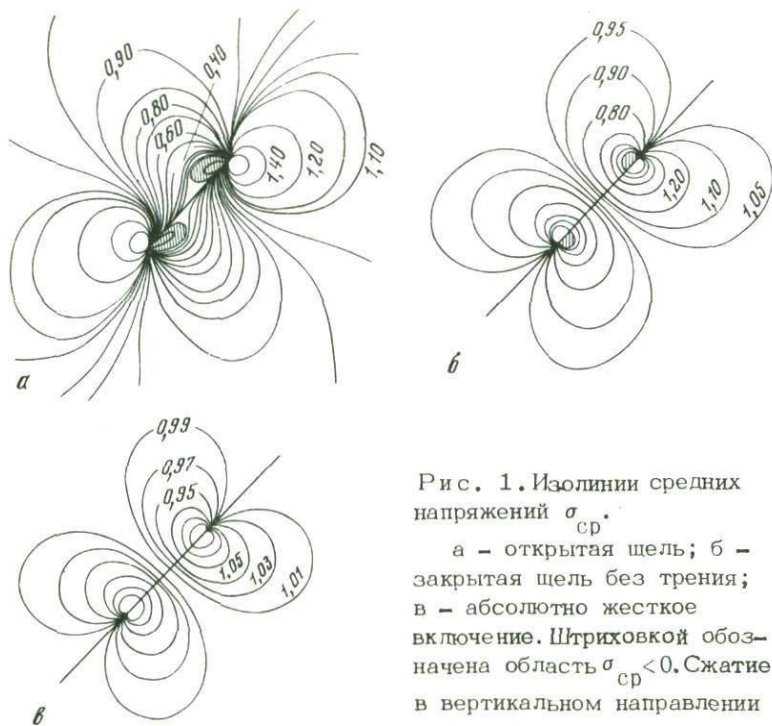


Рис. 1. Изолинии средних напряжений $\sigma_{\text{ср}}$.

а - открытая щель; б - закрытая щель без трения; в - абсолютно жесткое включение. Штриховкой обозначена область $\sigma_{\text{ср}} < 0$. Сжатие в вертикальном направлении

Из рис. 1 следует, что область растягивающих напряжений с увеличением ρ уменьшается; это вполне естественно, так как случай $\rho = 1$ физически означает, что сцепление между берегами такое же, как и в сплошной среде, т.е. трещина отсутствует. Таким образом, с увеличением ρ возникновение трещины отрыва в вершинах трещины, там, где $\sigma_{\text{ср}} < 0$, должно все более затрудняться, что и наблюдалось нами в экспериментах: для того чтобы трещина отрыва возникла в вершине закрытой щели с трением, требовалась большая нагрузка, чем в случае отрыва в вершине открытой щели.

Заметим, что расчеты, сделанные в [9], показывают, что трещина отрыва выходит под углом 90° к направлению щели в том случае, если щель открытая, и под углом $70^\circ 30'$ - если щель закрытая, причем этот угол сохраняется при всех значениях ρ .

Градиент $\sigma_{\text{ср}}$ рассчитывался нами, как и в работе [7], в направлении, нормальном к оси приложения давления. Градиент определялся как разность $\sigma_{\text{ср}}$ в точках, отстоящих друг от друга на расстоянии $\Delta r = 0,1l$, где $r = \sqrt{x^2 + y^2}$. Изолинии $\text{grad } r\sigma_{\text{ср}}$ для рассмотренных случаев приведены на рис. 2 для $d\sigma_{\text{ср}}/dr > 0$.

Вид изолиний для открытой и закрытой щелей различен. В случаях открытой щели картина изолиний симметрична относительно линии, нормальной к щели, в случае закрытой - симметрия отсутст-

вует. Величины же градиентов при одинаковом удалении от щели одного порядка.

Вид изолиний градиентов $\sigma_{\text{ср}}$ для закрытой трещины подобен виду изолиний этих градиентов для включений (как и следовало ожидать), величины же градиентов существенно различны. Вблизи щели $\text{grad}\sigma_{\text{ср}}$ в случае включения приблизительно в 5 раз меньше, чем в случае закрытой щели без трения.

Как уже указывалось выше, введение трения уменьшает $\sigma_{\text{ср}}$. Само собой разумеется, что соответственно уменьшению $\sigma_{\text{ср}}$ будет уменьшаться и $\text{grad}\sigma_{\text{ср}}$. Действительно, принимая во внимание формулу (4), в случае трения выражение для градиента $\sigma_{\text{ср}}$ можно записать в виде

$$\frac{d\sigma_{\text{ср}}}{dr} = (1-\rho) \frac{d\phi_0(x, y)}{dr},$$

где $d\phi_0(x, y)/dr$ — градиент при отсутствии трения, т.е. наличие трения уменьшает $\text{grad}\sigma_{\text{ср}}$ в $1/(1-\rho)$ раз. Это обстоятельство является очень важным, так как позволяет определять значение ρ в случае закрытой щели, если известны изолинии $\sigma_{\text{ср}}$ для открытой щели, или находить отношение ρ для закрытой щели.



Рис. 2. Изолинии градиента среднего напряжения в направлении, перпендикулярном направлению сжатия
 а — открытая щель;
 б — закрытая щель без трения; в — абсолютно жесткое включение

Эксперимент

Эксперименты проводились с образцами в форме пластин, изготовленными из листового плексигласа толщиной 8 мм. Размеры пластин 90x90 мм. В средней части их были прорезаны по диагонали две щели длиной $l = 16$ мм и толщиной $h = 0,6$ мм. Благодаря наличию двух щелей имелась возможность непосредственно сопоставлять в нагруженном образце градиенты напряжений в окрестности щели при различных видах контакта между ее берегами. Нагрузка задавалась в виде одноосного сжатия, причем величина ее не превышала значения, при котором зависимость нагрузка - деформация становится нелинейной. Градиенты напряжений исследовались в направлении, перпендикулярном сжатию.

Трещина с трением воспроизводилась путем полного нарушения спайки между берегами при нагружении до 1700-2000 кг. Спайка нарушалась не сразу. Это было видно как простым глазом, так и на шликрен-фотографиях. На рис. 3,а,б приведены шликрен-фотографии, сделанные при частичном и полном нарушении спайки.

Граница между светлым и темным полем является изолинией градиента напряжения в горизонтальном направлении. Сравнение изолиний градиента напряжений на фотографии с расчетными на рис. 2 показывает их хорошее совпадение¹. Значение градиента, определенное на границе черного и белого поля в окрестности открытой щели, равно 0,015.

Если бы в закрытой щели трение отсутствовало, соответствующая изолиния находилась бы на большом расстоянии от щели (на фотографии она нанесена пунктиром), а на месте действительной границы черного и белого поля значение градиента было бы равно 0,030.

Как следует из формул (2), (4), трение уменьшает значение градиента в $(1-\rho)$ раз. На закрытой щели трение уменьшило градиент в 2 раза, следовательно коэффициент трения в этом случае равен $\rho = 0,5$.

Нагрузка свыше 2000 кг приводила к образованию трещин отрыва в вершинах щелей. Трещины очень быстро искривлялись с удалением от щели, поэтому точно измерить угол, под которым они выходят из вершины щели, трудно. Из фотографии, приведенной на рис. 3,г, видно, что если определить наклон трещины у самой вершины щели, то для открытой трещины он $\sim 70^\circ$, а для закрытой около 60° .

Если образец не доводился до нагрузки, при которой возникали трещины отрыва, но трещина с трением в нем уже была реализована, то при его разгрузке и последующих нагружениях слышны были

¹ Вследствие того что расчеты проводились для бесконечно узкой щели, а реальная щель имела прямоугольную форму, в экспериментах наблюдались дополнительные области повышенных градиентов у углов в вершинах щелей, которые не принимались во внимание при сравнении с расчетами.

трески. Трески начинали прослушиваться начиная с нагрузки около 300 кг. Чем больше задавалась нагрузка, тем, как правило, сильнее становились трески. Так как сплошность материала в окрестности щели при этом не нарушалась, естественно было связать трески с излучением упругих импульсов при сдвиговой подвижке по готовой трещине с трением.

Развитие подвижки этого типа происходит с резким сбрасыванием напряжения (*stress-drop*) и последующим торможением за счет трения. Фрейс и Байерли, подробно исследовавшие такую подвижку экспериментально на образцах гранита в условиях всестороннего сжатия, назвали ее "stick-slip". Они полагают, что stick-slip характерны для очагов мелких землетрясений [1]. Позже Ву с соавторами изучал stick-slip по готовой трещине с трением в пластине плексиглаза [6]. В отличие от наших опытов концентрация напряжения на трещине не анализировалась и коэффициент трения не исследовался. Из рисунка, приведенного в [6], можно заключить, что трение распределено по трещине очень неравномерно. Это обстоятельство, с одной стороны, приближает трещину в модели к разрывам в природных условиях, с другой – сильно затрудняет интерпретацию наблюдений, в частности, упругих импульсов, излучаемых в результате подвижки.

В наших опытах совпадение экспериментальных и расчетных данных указывает на то, что в образовавшейся трещине трение между берегами практически не меняется вдоль нее. Подвижка распространяется по всей длине трещины, как это следует из экспериментов, в которых определялась скорость вспарывания разрыва.

Эксперименты проводились с помощью известной методики нанесения проводящих полос между берегами трещины. Нарушение проводимости полос регистрировалось на пятиканальном электронном осциллографе со ждущей разверткой, что дало возможность определить V_{cp} – среднюю скорость вспарывания в четырех интер-

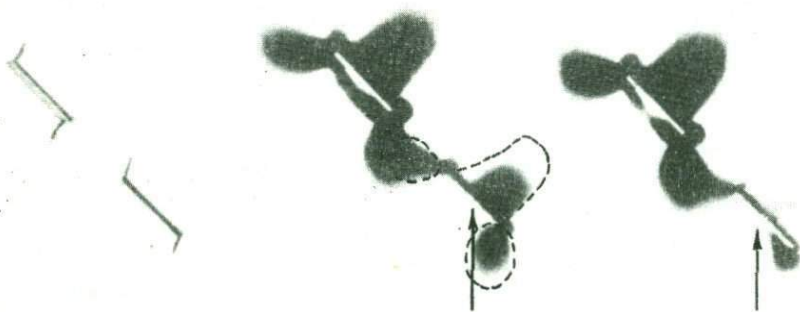


Рис. 3. Фотографии образца, полученные шпирен-методом
Верхняя щель – открытая, нижняя – залита эпоксидной смолой;
а – при нагрузке 1000 кг; б – при нагрузке 1500 кг; в – после снятия нагрузки, величина которой достигла ~2000 кг

валах, длиной 3,5 мм каждый. Из результатов измерений, проведенных при многократном нагружении образца, следует, что V_{cp} увеличивается по мере распространения разрыва, чаще всего от значения 80–100 до 300–500 м/сек. В отдельных случаях наблюдалось увеличение V_{cp} в конце трещины до значений, превышающих скорость V_s поперечных волн в материале образца, равную 1300 м/сек

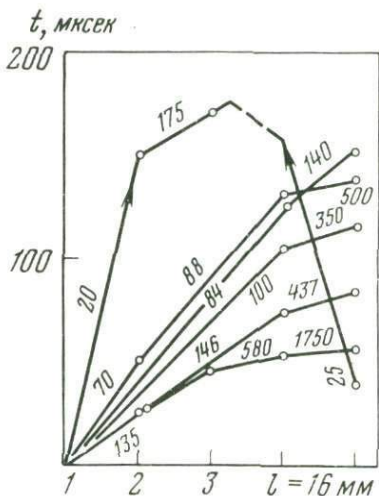


Рис. 4. Результаты определения скорости распространения разрыва в одном и том же образце при повторных нагружениях (в точках 1–5 расположены проводящие полоски)

(рис. 4). Общее время вспарывания 100–150 мк·сек. Эти данные совпадают с результатами, полученными в [6]. Направление вспарывания, как правило, не изменяется при повторных нагружениях данного образца. В редких случаях наблюдалось распространение разрыва от обоих концов к середине с запаздыванием начала процесса на одном конце по отношению к другому на 20–30 мк·сек. Резкому срыву часто предшествовал медленный крип, так называемый "stable-sliding" [7], о чем свидетельствовали также показания тензометров, установленных на берегах разрыва. Явно прослеживалась тенденция увеличения сбрасываемого напряжения с увеличением об- . шей нагрузки на образец, однако зависимости скорости вспарывания от величины приложенной нагрузки к образцу нам установить не удалось.

Как уже говорилось выше, сдвиговая подвижка типа stick-slip является некоторым аналогом процесса, происходящего в очагах землетрясений. В связи с этим представляло интерес исследовать на свободной поверхности модели упругие колебания, порождаемые сдвигом.

С этой целью на боковых ребрах образца, имитирующих свободную поверхность, размещались миниатюрные пьезоэлектрические приемники и с помощью электронного осциллографа со ждущей разверткой регистрировались упругие импульсы одновременно в пяти точках. Запуск развертки осуществлялся датчиком, установленным непосредственно на разрыве. Перед началом опыта чувствительность

каналов калибровалась с помощью этого же датчика, что позволяло учесть влияние на амплитуду сигнала разницы в пути волн и в углах подхода волны к свободной поверхности.

Анализ сейсмограмм, полученных при многократных нагружениях образца, показал, что упругие импульсы регистрируются на фоне очень слабых высокочастотных колебаний, которые являются как бы предвестниками основного толчка. Основная частота в импульсах около 70–80 кгц, это на порядок меньше собственной частоты приемников, т.е. можно полагать, что приемники работали как акселерографы. Хорошо прослеживается тенденция увеличения амплитуды импульсов по мере увеличения нагрузки на образец, хотя наблюдаются и отклонения от этой закономерности. Четко выделяются две нодальные линии, из которых одна совпадает по направлению с разрывом, а вторая, нормальная ей, проходит через край разрыва, от которого начинается вспарывание.

В качестве примера на рис. 5 приведены фотографии импульсов, зарегистрированных в опытах.

Во избежание влияния отражений от границ образца нами анализировалась только начальная часть сейсмограммы, не более двух периодов продольной волны. Это по длительности почти на порядок меньше времени распространения разрыва и, по-видимому, связано с подвижкой на определенном участке трещины. Количество каналов в электронном осциллографе не позволяло нам одновременно следить и за скоростью распространения и за излучением разрыва. В связи с этим непосредственных сопоставлений того и другого в каждом отдельном случае не проводилось. Можно лишь предполагать, что

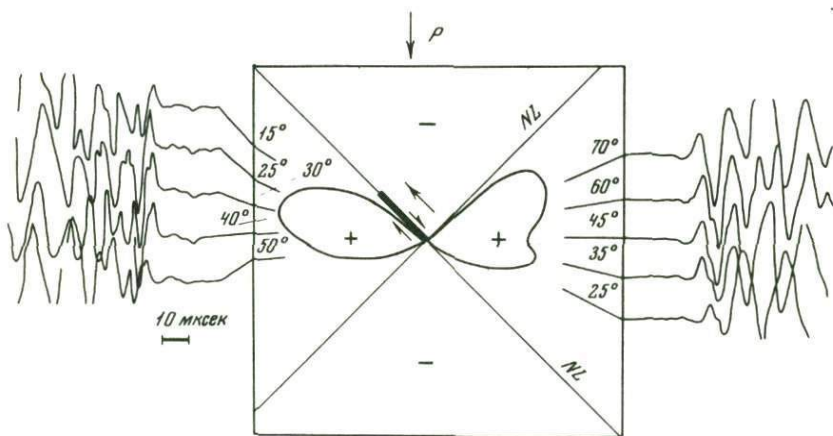


Рис. 5. Пример сейсмограмм, полученных при сдвиговой подвижке, и диаграмма направленности излучения трещины

Большой стрелкой показано направление вспарывания, маленькими стрелками – относительное движение берегов трещины; "+" и "-" соответствуют знакам первых вступлений продольных волн; N_L – нодальная линия

некоторые различия в форме импульсов и деталях амплитудных кривых связаны с различием в режиме вспарывания. Однако тот факт, что направление вспарывания остается практически постоянным для данного образца, позволило при интерпретации результатов измерений амплитуды импульсов сделать вывод, что максимум энергии в первых вступлениях "прижат" к направлению распространения разрыва. Это означает, что в том квадранте, который находится со стороны, откуда распространяется разрыв, максимум первых вступлений ближе к нормали, а в квадранте, который расположен в направлении вспарывания, максимум "прижат" к разрыву. Этот результат хорошо согласуется с теоретическими выводами, сделанными в работах [12, 13].

В результате проведенных исследований разработана методика реализации в образце трещины с известным трением между берегами. Сопоставление напряжений в ее окрестности и в окрестности открытой трещины при наложении поля сжимающих сил свидетельствует о менее сильной концентрации напряжений в случае закрытой трещины по сравнению с открытой, причем тем меньшей, чем больше трение между берегами. Этот результат может быть использован при количественном описании процесса подготовки магистрального разрыва, когда необходимо учитывать залечивание более мелких трещин.

Реализованная трещина с трением между берегами пригодна для изучения сдвиговой подвижки типа *stick-slip*, являющейся аналогом процесса, который может происходить в очаге корового землетрясения. Оказалось, что скорость распространения подвижки по готовой трещине может достигать значений, превышающих V_S , что согласуется с экспериментальными результатами, полученными ранее авторами работы [6]. Тот факт, что упругие импульсы регистрировались в опытах на фоне высокочастотных предвестников, а также факт наличия подвижки типа *stable-sliding*, предшествующей резкому срыву (*stress-drop*), позволяет предположить, что большие значения скорости вспарывания, по-видимому, связаны с тем, что к моменту резкого срыва уже имеется относительное движение берегов трещины.

Из теоретического рассмотрения характеристики излучения разрывом, распространяющимся с конечной скоростью, вытекает [12], что максимум первых вступлений должен наблюдаться в направлении распространения разрыва. Этот вывод сделан для расстояний, во много раз превышающих размеры длины волны. В нашем случае измерения проводились на близких расстояниях, порядка длины волны. Тем не менее экспериментальные результаты, полученные нами, свидетельствуют о явной асимметрии излучения и в данном случае. Это обстоятельство необходимо учитывать при постановке сейсмологических наблюдений с целью определения действительной плоскости разрыва в очаге землетрясения на основании изучения характеристики излучения.

Авторы выражают благодарность д-ру Л.Ваниеку (Геофизический институт Чехословацкой академии наук) за помощь в проведении наблюдений шлирен-методом и Ю.Ф. Копничеву за участие в расчетах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. – В кн.: Физика очага землетрясений. М., "Наука", 1975.
2. Соболев Г.А., Шамина О.Г. Современное состояние лабораторных исследований процесса разрушения применительно к физике землетрясений. – В кн.: Физика очага землетрясений. М., "Наука", 1975.
3. Шамина О.Г., Стрижков С.А. Экспериментальные исследования взаимодействия трещин в образцах под давлением. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1975, № 9.
4. Pfluke J.H., Howell B.F. Seismic model studies of first motions produced by an actual fault. – "J. Geophys. Res.", 1964, v.69, N 4.
5. Васильев Ю.Ф. Моделирование сейсмического шва. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1968, № 3.
6. Wu F.T., Thomson K.C., Kuenzler H. Stick-slip propagation velocity and seismic source mechanism. – "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v. 62, N 6.
7. Шамина О.Г., Павлов А.А., Копничев Ю.Ф. Исследование процесса подготовки трещины. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1973, № 8.
8. Васильев А.Л. Теневые методы. М., "Наука", 1968.
9. Панасюк В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. Киев, 1968.
10. Мусхелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М., "Наука", 1966.
11. Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as a mechanism for earthquakes. – "Science", 1966, v. 153, N 3739.
12. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения, М., "Наука", 1975.
13. Москвина А.Г. Исследование полей смещений упругих волн в зависимости от характеристик очага землетрясений. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1969, № 9.

С. Д. Виноградов

УПРУГИЕ ВОЛНЫ, ИЗЛУЧАЕМЫЕ ТРЕЩИНОЙ ОТРЫВА И СДВИГОВОЙ ПОДВИЖКОЙ ПО ГОТОВОМУ РАЗЛОМУ

В настоящее время можно считать установившимся представление об очаге землетрясения как о разрыве сплошности горных пород со скольжением по разрыву. Существует ряд теоретических моделей очага землетрясения, позволяющих рассчитывать его параметры по записям сейсмических волн. Вместе с тем ощущается недостаток экспериментальных работ, в которых бы устанавливалась связь характеристик сейсмических волн с параметрами источника.

Лабораторные работы по исследованию излучения сейсмических волн можно подразделить на две группы. К первой относятся работы [1 – 3, 6], в которых очаг землетрясения моделировался наборами пьезоэлектрических излучателей. С помощью определенных наборов пьезодатчиков моделировались источники различного типа (диполь, двойной диполь и др.).

Ко второй группе исследований можно отнести работы, в которых делались попытки создания физических моделей очага землетрясения. При этом одни исследователи рассматривали в качестве источника излучения трещину отрыва [4 – 6], другие же создавали сдвиговые источники.

В работах [4,5] изучались упругие волны от трещины отрыва, образующейся в стеклянной пластинке при неравномерном нагревании. При определенных условиях достигалась хорошая повторяемость трещин, что позволило получить диаграмму направленности излучения такой трещины. Скорость роста трещины авторами не измерялась. Во второй части работы [6] изучалась трещина отрыва, образующаяся при изгибе пластинки из оргстекла. Изменялась скорость роста трещины, регистрировались упругие волны при ее образовании. Было получено, что длительность первого полупериода уменьшалась, а энергия импульса увеличивалась при увеличении скорости роста трещины.

Модель сдвигового источника изучалась в работах [7–9]. Модели, созданные независимо авторами работ [7,8], были похожи между собой и состояли из блока, сдвигающегося по свободной поверхности под действием нормальной и тангенциальной сил. При определенных значениях сил блок скользил непрерывно, а отдельными срывами с излучением упругих волн. В работе [7] были изучены характеристики продольных и поперечных волн, получены диаграммы направленности такого источника для обоих типов волн, в работе [8] – диаграмма направленности для волн S .

В работе [9] также была предложена модель сдвига по готовому разрыву. В отличие от работ [7, 8], здесь сдвиг создавался между берегами усталостной трещины, образованной между двумя отверстиями в пластинке оргстекла и расположенной под углом 45° к прилагаемой сжимающей нагрузке. При увеличении нагрузки между берегами трещины происходило проскальзывание отдельными срывами с излучением упругих волн (stick-slip). Была измерена скорость распространения разрыва, а также зарегистрированы упругие волны, излучаемые при этом. Диаграммы направленности такого источника получено не было, форма импульса не исследовалась.

В настоящей работе сделана попытка в какой-то мере дополнить сделанные ранее экспериментальные исследования. При этом исследовались продольные волны от трещины отрыва двух типов, а также от сдвига по готовому разрыву. Изменялась скорость распространения трещины, сопоставлялась длительность процесса развития трещины с длительностью излученного ею импульса.

Трещины отрыва. Трещины отрыва создавались в пластинке эпоксидной смолы толщиной 3 мм двумя способами: под действием

деформации изгиба и с помощью внедряющегося клина. В пластинке делалась прорезь с острым кончиком. В прорезь вставлялись стальные пластинки, между которыми внедрялся клин, в результате чего от острого кончика прорези распространялась трещина. Длина трещины, образованной таким способом, обычно не превышала 10–11 мм, что было слишком мало для измерения скорости ее роста. При другом способе пластинка немного изгибалась и от прорези прорастала трещина, как правило до края пластинки.

Предварительно такая пластинка с прорезью (она имела круглую форму диаметром 40 мм) клеивалась в середину листа из оргстекла толщиной также 3 мм и диаметром 1300 мм. Регистрация упругих волн, распространявшихся от трещины, велась по краям листа. Перед проведением опытов в листе плексигласа, из которого была сделана модель, замерялись скорости распространения упругих волн. Скорость продольных волн оказалась равной 2400 м/сек, поперечных – 1300 м/сек. Поскольку упругие свойства плексигласа и эпоксидной смолы практически одинаковы, клейка не искажала поле распространявшихся волн. Схема модели представлена на рис. 1.

Измерение скорости распространения трещины производилось с помощью проводящих полосок, наносимых перед острым концом прорези на пути будущей трещины. Разрыв каждой полоски трещиной отражался в виде ступеньки на луче осциллографа, запуск которого осуществлялся при разрыве первой полоски. Средняя скорость трещины между соседними полосками определялась по расстоянию между ними и по времени, которое отсчитывалось по лучу осциллографа с учетом скорости развертки. Полная длина трещины измерялась визуально. В зависимости от числа полосок (четыре–шесть) мы знали скорость роста трещины на трех–пяти участках. По этим данным строился график распределения скорости по длине трещины. Величина скорости от крайних интервалов, где она была измерена, линейно экстраполировалась к концам трещины, где она предполагалась равной нулю. По графику распределения скорости роста трещины находилось полное время ее распространения. Пример таких графиков приведен на рис.2.

Запись упругих волн велась с помощью электронного осциллографа и биморфных датчиков, регистрирующих величину смещения [10]. Круглая форма модели была выбрана с той целью, чтобы на записи не сказывались отраженные волны, неизбежные при другой форме модели. Волновая картина фотографировалась с экрана электронного осциллографа. Запуск развертки осциллографа производился при разрыве первой проводящей полоски.

На рис. 3 показаны примеры записи импульсов от трещин различной длины. Длительность импульса измерялась от первого вступления до конца этого вида колебаний, т.е. до места, где луч осциллографа либо выходил на горизонтальный отрезок, либо было видно вступление волны другого вида (вероятнее всего, изгибной). Результаты опытов сведены в таблицу.

Таблица

Параметры трещин

Длина трещины, мм	Длительность импульса, мк-сек	Время роста трещины, мк-сек	Максимальная скорость роста трещины, м/сек	Средняя скорость роста трещины, м/сек
26	310	330	300	78
30	395	400	500	77
31	320	300	500	103
28	300	290	530	96
28	360	360	460	84
30	275	280	440	106
28	320	250	460	110
28	300	270	320	105
30	330	290	420	104
28	400	420	430	67

Как видно из таблицы, длительность импульсов достаточно хорошо отображает время процессов в источнике. Средняя разность между длительностью импульса и рассчитанным из данных о скорости роста трещины временем ее развития составляет 6–7% средней длительности импульса. Это позволяет сделать заключение, что длительность импульса действительно отражает время развития процессов в источнике. На рис. 3 представлены записи импульсов от трещин разной длины. Изменение длительности импульсов при сохранении формы показывает, что вид записи не связан с аппаратными особенностями.

Был проведен спектральный анализ упругих импульсов, излученных трещинами разных размеров. На рис. 4 изображены частотные спектры импульсов, представленных на рис. 3. Полученные спектры имеют ярко выраженный главный максимум и небольшие побочные. Хорошо видны различия в ширине спектров, связанные с длительностью импульсов. Положение главных максимумов также существенно различается. Так, для трещины длиной 6 мм частота главного максимума лежит около 2300 гц, у трещины длиной 30 мм – около 1300 гц, а у трещины 60 мм – около 500 гц.

Различие между средней и максимальной скоростью роста трещины, а также сама форма распределения скорости роста по длине трещины (см. рис. 2) говорят о том, что в данных условиях трещина довольно рано "чувствует" конец и тормозится. Знакопеременная форма импульса определяется, видимо, способом нагружения – изгибом, при котором возможно обратное движение берегов трещины. Такая же форма импульса для трещины при изгибе была получена и в работе [6].

Для получения трещины отрыва нами был использован также и другой способ – расклинивание. В этом случае нам не удалось получить трещины достаточной длины для измерения скорости их роста.

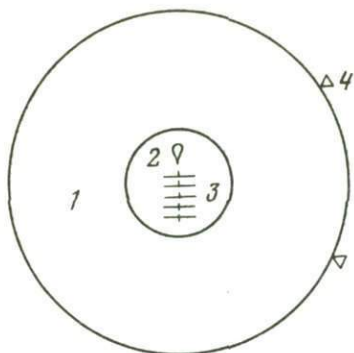


Рис. 1

Рис. 1. Схема модели с трещиной отрыва

1 — лист плексигласа; 2 — пластина эпоксидной смолы с прорезью; 3 — проводящие полоски; 4 — приемник упругих волн. Пунктиром показана будущая трещина

Рис. 2. Скорость и время распространения трещины

а — распределение скорости трещины; б — время

Рис. 3. Записи импульсов, излученных трещинами разной длины

а — трещина длиной 6 мм; б — 30 мм; в — 60 мм

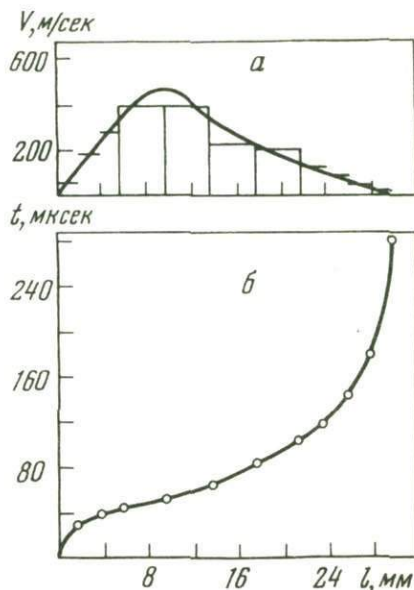


Рис. 2

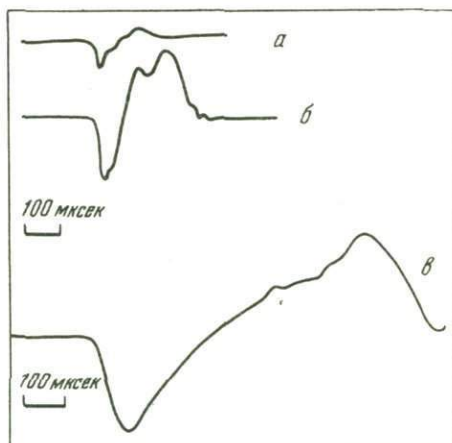


Рис. 3

Трещина, как правило, разрывала лишь первую проводящую полоску, от которой и производился запуск развертки осциллографа. При таком способе задания трещины не было возможности обратного движения ее берегов, и это отразилось на форме излучаемого импульса. В этом случае наблюдался четкий односторонний импульс. Пример такого импульса от трещины длиной 8 мм, записанного под разными углами к трещине, приведен на рис. 5. Направление трещины не совпало с линией $0-180^\circ$, на которой были поставлены соответствующие приемники, тем не менее хорошо видно, что в пределах этих углов импульс не меняет своего знака.

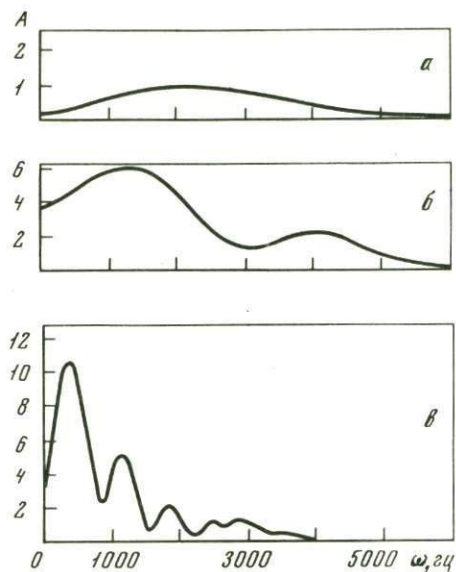


Рис. 4

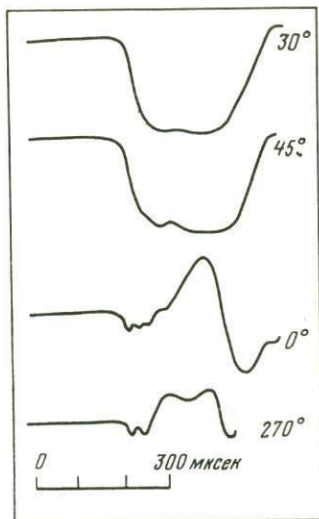


Рис. 6

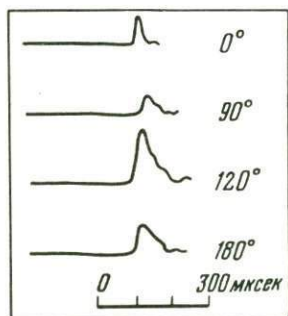


Рис. 5

Рис. 4. Частотные спектры импульсов, приведенных на рис. 3

Рис. 5. Импульс от трещины отрыва, полученной путем расклинивания и записанный под различными углами к трещине

Рис. 6. Импульсы от сдвига по готовому разрыву, записанные под различными углами к разрыву

Считая в соответствии с предыдущим, что длительность импульса отражает время распространения трещины, можно оценить среднюю скорость ее роста. Для трещины длиной 8 мм она получилась равной 80 м/сек, а для трещины длиной 11 м — 120 м/сек. Средняя скорость получилась в тех же пределах, что и для трещин при изгибе.

Сдвиг по готовому разрыву. Источник сдвигового типа моделировался нами движением по готовому разрыву, когда из-за наличия трения между берегами скольжение происходит отдельными срывами с излучением упругих волн (так называемый stick-slip). Модель была сделана из плексигласовой пластинки толщиной 3 мм. Пластинка разламывалась по середине, а затем складывалась и склеивалась по концам шва, так что середина разлома (примерно 100 мм) оставалась несклеенной. Сила сжатия прикладывалась под углом 45° к разрыву через два металлических стержня, плотно

вставленные в отверстия, просверленные по обе стороны разрыва. Такое направление приложения силы давало нормальную и тангенциальную составляющие на разрыве. При увеличении нагрузки начиналось относительное проскальзывание берегов разрыва, происходившее отдельными срывами. Пластика клеивалась эпоксидной смолой в центр круглого листа плексигласа толщиной 3 мм и диаметром 1300 мм. Регистрация упругих волн от сдвига по разрыву проводилась по той же схеме, что и в случае трещины отрыва. Запуск разветтки осциллографа осуществлялся с помощью пьезоэлектрического датчика, установленного непосредственно около разрыва. Биморфные приемники устанавливались по краям большого листа.

Существенным отличием этой модели от моделей в работах [7,8] было то обстоятельство, что здесь разрыв был расположен внутри среды, без свободных поверхностей и отверстий на концах.

Достаточно хорошая повторяемость формы импульсов от опыта к опыту позволила проследить ее изменения при варьировании угла расположения приемника по отношению к разрыву. Хорошо прослеживалось изменение знака импульса при переходе через нодальную линию. В отличие от трещины отрыва, сдвиговое движение по разрыву дает две четкие нодальные линии. Форма импульса при приближении к нодальным линиям существенно меняется: ярко выраженный односторонний импульс усложняется, в первых вступлениях появляются высокочастотные колебания. Пример таких изменений показан на рис. 6.

Проведенные исследования показали, что средняя скорость распространения разрыва может сильно отличаться от максимальной. Длительность импульса, излучаемого разрывом, отражает время движения в источнике. Форма импульсов, излучаемых при чистом отрыве (без изгиба) и при сдвиге, — односторонняя. Наблюдается изменение формы импульса от сдвигового источника при приближении к нодальной линии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В.И. О моделировании очагов землетрясений при помощи ультразвуковых датчиков. — "Изв. АН СССР, Геофизика", 1961, № 2.
2. Lavin P.M., Howell B.F. Model studies of first motions patterns of S around different force systems. — "J. Geophys. Res.", 1962, v. 67, N 9.
3. Schenk W. Experimental investigation of wave fields produced by source of longitudinal and shear waves. — "Studia geophys. et geodaet.", 1966, v.10, N 3.
4. Savage J.C., Mansinha L. Radiation from a tensile fracture. "J. Geophys. Res.", 1963, v.68, N 23.
5. Savage J.C., Hasegawa H.S. A two-dimensional model study of the directivity function. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1965, v.55, N 1.
6. Schick R. Untersuchungen über die Ausstrahlung seismischer Wellen aus Erdbebenherden. Von der Technischen Hochschule Stuttgart zur Erlangung der Würde eines Doktors der Naturwissenschaften genehmigte Abhandlung. Stuttgart, 1965.

7. Васильев Ю.Ф. Моделирование сейсмического шва. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1968, № 3.
8. Pfluke J.H., Howell B.F. Seismic model studies of first motions produced by an actual fault. - "J. Geophys. Res.", 1964, v.69, N 4.
9. Wu F.T., Thomson K.C., Kuenzler H. Stick-slip propagation velocity and seismic source mechanism. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v.62, N 6.
10. Gutdeutsch R., Koenig M. Component registration in two-dimensional model seismology. - "Studia geophys. et geodaet.", 1966, v.10, N 3.

Ю. В. Ризниченко, Э. А. Джибладзе, И. Н. Болквадзе

СПЕКТРЫ КОЛЕБАНИЙ И ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА

Расчеты спектров и параметров очага были выполнены для 54 кавказских землетрясений величиной $K = 4-12$, т.е. с магнитудой $M = 0-4,5$. Полученные для Кавказа средние зависимости между параметрами очага в основном рабочем диапазоне мало отличаются от средних по мировым данным. Но имеются и некоторые различия. Обсуждаются возможные причины этого.

Величина землетрясения в очаге характеризуется следующими параметрами, имеющими определенный физический смысл: сейсмической энергией $E = 10^K$ дж; сейсмическим моментом M_0 ; линейными размерами очага как объемной области: его длиной L , шириной W , толщиной U , средним радиусом $R = (LWU)^{1/3}$; протяженностью поверхности главного разрыва: ее длиной L , шириной W , средним радиусом $R = (LW)^{1/2}$; средним смещением D по разрыву; средним падением напряжения $\Delta\sigma$ - снятым, высвобожденным напряжением. Все эти и некоторые другие важные характеристики очага (скорость вспарывания и др.) могут быть получены из спектров сейсмических колебаний.

Детальный критический обзор литературы по этому кругу вопросов был приведен в [1], а средние зависимости между параметрами очага по мировым данным получены и обсуждены в [2]. В связи с этим ниже мы ограничимся лишь описанием результатов настоящего исследования по Кавказу, их обсуждением и ссылками на те работы, которые имеют к нему самое близкое отношение.

Исходные данные. Были отобраны и оцифрованы сейсмограммы и по ним рассчитаны спектры колебаний для 54 кавказских землетрясений, очаги которых находились на Джавахетском нагорье, в Центральном Кавказе и в Западной Грузии, в районе Ткибули. Среди последних часть - горные удары. Сейсмограммы получены на станциях Абастумани, Они и Ткибули аппаратурой СКМ-3 со столбчатой характеристикой в диапазоне периодов от $T = 0,2-0,3$ сек. до $T = 1,5$ сек. и с увеличением порядка 20 000. Скорость развертки 240 мм/мин. Диапазон эпицентральных расстояний $r = 5-150$ км.

Обрабатывалась наиболее интенсивная часть колебаний на сейсмограмме, которая на указанных расстояниях r соответствует поперечным и практически неотделимым от них здесь поверхностным волнам. Сейсмограммы оцифровывались по характерным точкам: экстремумам, точкам излома и перегиба. Рассчитывались амплитудные спектры Фурье $\Phi(\omega)$ для смещений. Это делалось согласно алгоритму экспресс-метода Б.М. Наймарка [3] по машинной программе С.С. Сейдузовой. Счет выполнялся на ЭВМ М-220 в ВЦ Тбилисского государственного университета.

На рис. 1 приведены примеры амплитудных спектров Фурье смещения для горизонтальной компоненты с наибольшим размахом колебаний, полученных для землетрясений величиной $K = 4-6$ ($M = 0-1,2$) на расстоянии $r = 5$ км от очага в районе Ткибули в 1971 г.

На основании подобных амплитудных спектров смещения строились также энергетические спектры в смысле Ризниченко - Сейдузовой [4-7] по формуле [5]

$$q = q(T) = \frac{d\epsilon}{d \lg T} = \frac{\rho V}{4\pi \ln 10} \omega^3 \Phi_{\Pi}^2(\omega) = \frac{\rho V}{2\pi \ln 10} \omega^3 \Phi_{\max}(\omega), \quad (1)$$

где ϵ - плотность сейсмической энергии в волновом импульсе, отнесенной к единице поверхности волнового фронта в точке, где определяется спектр; T - период колебаний; $\omega = 2\pi/T$ - круговая частота; Φ_{Π} - спектральная плотность Фурье для модуля полного вектора смещения на поверхности земли; Φ_{\max} - то же для компоненты колебаний с наибольшим размахом; ρ - плотность среды; V - скорость распространения рассматриваемой волны, в данном случае - поперечной.

Рассчитанные по сейсмограммам спектры Фурье для смещения, скорости, ускорения, а также энергетические обычно сильно изрезаны вследствие действия факторов, оставаемых вне контроля. Для лучшего выявления роли главных, контролирующих факторов, таких, как величина K землетрясения и расстояние r до очага, есть смысл спектры сглаживать. Это делалось путем скользящего осреднения в окне октавной ширины $\Delta \lg T = \lg 2$. При этом ставилось условие сохранения интеграла энергии в пределах окна. Расчеты выполнялись по программе С.С. Сейдузовой на ЭВМ. На рис. 2 приведен пример несглаженного и сглаженного энергетических спектров землетрясения в районе Абастумани величиной $K = 9$ ($M = 2,8$) на расстоянии $r = 40$ км от очага. Видно, что октавное сглаживание хорошо снимает лишние детали, сохраняя общую форму спектра.

Наблюдаемые энергетические спектры землетрясений Кавказа мы сравнили с различными системами средних энергетических спектров по данным для Средней Азии и Калифорнии [9, 10]. Хорошее согласие получено при следующих численных значениях параметров расхождения n и поглощения a , заложенных в расчет средних систем: $n = 1,7$, $a = \beta/T = 0,0041/T$. Этими значениями n и a мы воспользовались в дальнейшем для приведения спектральной плотности к фиксированному расстоянию $r = r_0 = 100$ км.

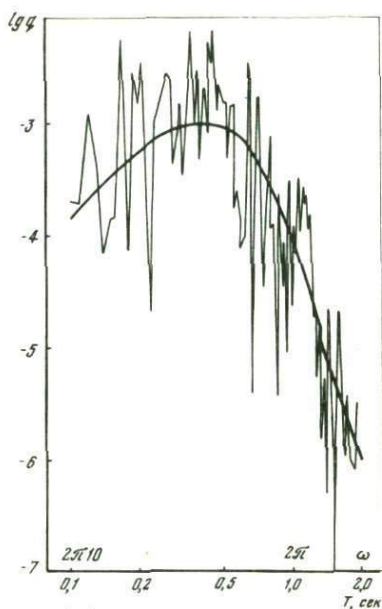
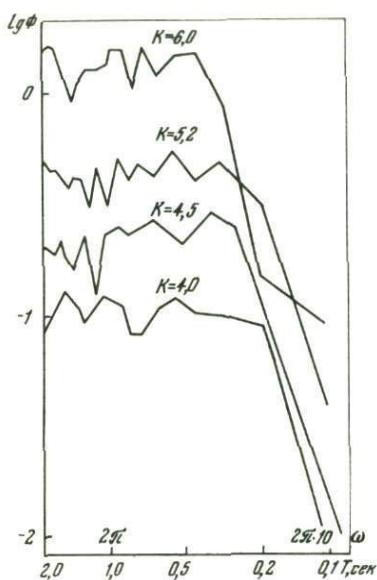


Рис. 1. Амплитудные спектры Фурье $\Phi(\omega)$ для смещений
Землетрясения величиной $K=4-6$ ($M=0-1, 2$) записаны на
расстоянии $r = 5$ км от очага в районе Ткибули, 1971 г.

Рис. 2. Энергетический спектр Фурье землетрясения величиной
 $K=9$ ($M=3$) на расстоянии $r = 40$ км от очага в районе Абасту-
мани, 1970 г.

$g = d\epsilon/dl gT$; ϵ — плотность сейсмической энергии (дж/м²) в точке наблюдения

Сейсмический момент. Сейсмический момент $M_0 = \mu SD$, где $S=LW$ — поверхность разрыва; D — смещение по разрыву, μ — жесткость (модуль упругости на сдвиг). Величина M_0 может быть определена по компоненте $\Phi_0 = \Phi_{\omega=0}$ спектра Фурье для модуля полного вектора смещения в поперечной волне по формуле Бруна [8-10]

$$M_0 = 4\pi\rho rV^3 \Phi_0 / \Psi_{\theta\phi}, \quad (2)$$

где Φ_0 — спектральная плотность для смещения при $\omega \rightarrow 0$, т.е. при $T \rightarrow \infty$; $\Psi_{\theta\phi}$ — характеристика направленности излучения поперечных волн из очага. Ее можно установить, если известен механизм очага и если полагать, что поперечные волны ему соответствуют (см. в частности, [11]). Если же механизм неизвестен или же по каким-либо причинам просто не принимается во внимание, а наблюдения ведутся на ряде станций, окружающих очаг, и величина M_0 осредняется, то можно условно допустить, что характеристика направленности — сферическая. Осреднение функции $\Psi_{\theta\phi}$ по всем направлениям

$\theta\phi$ дает [12] $\Psi_{\theta\phi} = 0,6$. Если принять для $\Psi_{\theta\phi}$ это значение, далее, положить что плотность $\rho = 2,7 \text{ г/см}^3$, а скорость поперечных волн $V = 3,2 \text{ км/сек}$, то для расстояния $r = 100 \text{ км}$ от очага в соответствии с (2) получим:

$$M_0(\text{дин.см}) = \frac{4\pi \cdot 2,7 \cdot 100 \cdot 10^5 (3,2 \cdot 10^5)^3 \sqrt{2}}{0,6} \Phi_{\text{max}0} = 2,62 \cdot 10^{25} \Phi_{\text{max}0} (\text{см.сек}). \quad (3)$$

Для удобства расчетов в этой формуле использована спектральная плотность $\Phi_{\text{max}0}$ для наибольшей — обычно одной из горизонтальных — компоненты смещения, а не Φ_0 для полного вектора смещения, и величина $\sqrt{2}$ учитывает соответствующую корреляционную связь [5,2].

На рис. 3 показаны результаты определения сейсмического момента M_0 по формуле (3) в сопоставлении M_0 с величиной землетрясения K или M для землетрясений Кавказа (прямая $K\psi$). Как видно, последовательность наблюдаемых здесь точек K, M_0 удовлетворительно описывается логлинейной зависимостью

$$\lg M_0 \pm 0,3 = 14,5 + 0,65K \quad (4)$$

в пределах $K = 4 - 12$, т.е. $M = 0 - 4,5$. Показанная на рис. 3 доверительная полоса $\sigma_{\lg M_0} = \pm 0,3$ содержит ~70% событий. На том же рис. 3 показан фрагмент средней зависимости (прямая $M\rho$) и доверительной 70%-ной полосы корреляционного поля K, M_0 , полученного в [2] по мировым данным. Средняя мировая зависимость по этим данным имеет следующее выражение:

$$\lg M_0 \pm 0,6 = 11,84 + 0,889K. \quad (5)$$

Хотя численные значения параметров кавказской (4) и мировой (5) зависимостей существенно различаются, из рис. 3 видно, что для не слишком малых событий, при $K \geq 8$ ($M \geq 2,2$), наблюдаемые на Кавказе точки K, M_0 с их разбросом удовлетворительно укладываются в мировую зависимость с соответствующим разбросом. Для малых землетрясений $K < 8$ ($M < 2,2$) доверительные полосы обеих зависимостей, однако, заметно расходятся. Возможные причины расхождения мы обсудим, рассмотрев результаты, полученные и по другим параметрам.

Размеры очага. Для расчета среднего радиуса R эквивалентной по площади круговой дислокации в очаге мы воспользовались формулой Бруна [8-10]

$$R = \frac{2,34V}{2\pi f_0}, \quad (6)$$

где $f_0 = 1/T_0 = \omega_0/2\pi$ — частота угловой точки (corner frequency) амплитудного спектра Фурье $\Phi(\omega)$ для ω -плотности, T_0 — ее период. Если аппроксимировать спектр $\Phi(\omega)$ для смещения, изображенный в логарифмическом масштабе, двумя пересекающимися прямыми: горизонтальной при малых $\omega < \omega_0$ и наклонной пропорционально ω^{-2} при

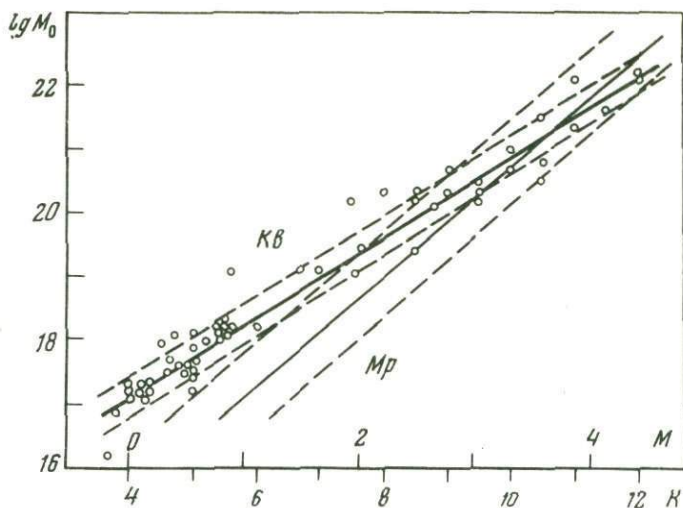


Рис. 3. Корреляция сейсмического момента M_0 (дин.см) землетрясения с его энергетической величиной K или с магнитудой M . K_B — средняя зависимость для Кавказа с 70%-ной доверительной полосой; M_p — часть средней зависимости, по мировым данным [2]

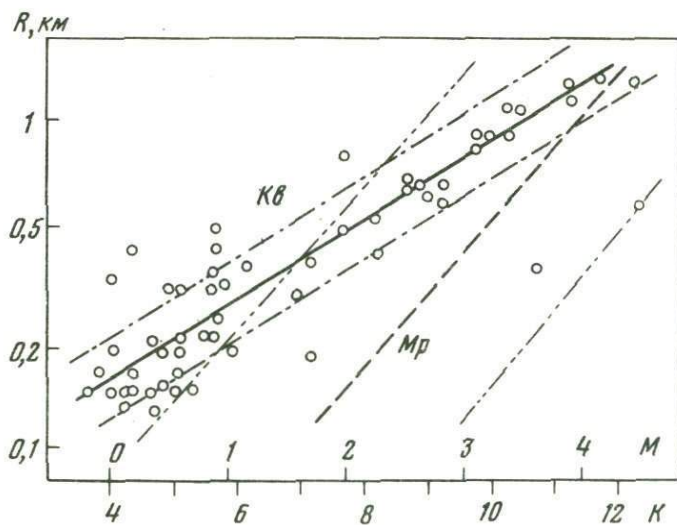


Рис. 4. Корреляция среднего радиуса R (км) очага землетрясения с его энергетической величиной K или с магнитудой M . K_B — для Кавказа; M_p — по мировым данным [2]

больших ω , то принято считать, что точка их пересечения — "спектральный угол" — и определяет ω_0 [8–10 и др.]. В спектрах скорости и энергетическом по ω -плотности этой точке соответствует симметричный максимум аппроксимирующего графика. При пользовании $\lg \omega$ -плотностью, или, что то же, $\lg T$ -плотностью, симметрия нарушается, но максимум сохраняется на тех же значениях ω_0 или T_0 . Этим мы и воспользовались для нахождения частоты ω_0 или периода T_0 угловой точки по энергетическим спектрам.

Сопоставление полученных таким образом значений R с величиной K и магнитудой M землетрясений Кавказа приведено на рис. 4 — прямая K и доверительная 70%-ная полоса. Здесь же показан фрагмент соответствующей мировой зависимости: прямая M_r и ее полоса из [2]. Приводим также соответствующие кавказскую (7) и мировую (8) формулы, в обеих R (в км):

$$\lg R \pm 0,15 = -1,34 + 0,131K, \quad (7)$$

$$\lg R \pm 0,5 = -2,61 + 0,234K. \quad (8)$$

Из этих формул и рис. 4 видно, что положение со средним радиусом R очага по кавказским и мировым данным вполне аналогично положению с сейсмическим моментом M_0 : для умеренных землетрясений кавказская зависимость не противоречит мировой, и при $K = 12$ результаты расчета по обеим формулам (7) и (8) практически совпадают. Для малых же землетрясений кавказские точки лежат явно выше мирового стандарта.

Падение напряжений. Среднее по площади разрыва падение напряжений $\Delta\sigma$ в очагах землетрясений Кавказа мы определяли по формуле

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu E_q}{M_0}, \quad (9)$$

которая вытекает из формулы Б.В. Кострова [13] для "энергии землетрясения"

$$E_q = \frac{1}{\mu} \left(\frac{1}{2} \Delta\sigma - \sigma_r \right) M_0,$$

если в ней пренебречь величиной напряжения радиационного трения σ_r при смещениях скольжения по разрыву по сравнению с величиной $\Delta\sigma$. Часть энергии землетрясения в этой формуле, связанная с $\Delta\sigma$, при увеличении радиуса R очага растет пропорционально объему R^3 , а часть, связанная с σ_r , — пропорционально поверхности разрыва R^2 . Поэтому такое пренебрежение, как предупреждает Б.В. Костров, допустимо лишь для не слишком малых очагов (очевидно, по сравнению с длинами волн, для которых ведется расчет энергии E_q и соответственно для не слишком короткопериодных колебаний).

Энергия землетрясения E_q приравнивалась к "полной сейсмической энергии" очага E_R , которую Э.А. Джибладзе рассчитывала, согласно Раугиан [14], на поверхности очага радиуса $R = R(K)$, исходя из энергии $E = 10^K$ дж на референц-сфере фиксированного радиуса $r_0 = 10$ км и в допущении затухания плотности энергии колебаний с расстоянием r пропорционально r^{-n} , где n — эффективный показа-

гель расхождения. Для него в условиях Кавказа [15] было принято значение $n = 4,1$. Радиус R очага рассчитывался по формуле [14]

$$R_M = a \sqrt{\beta E} = 15 \sqrt{E_{дж}}$$

Все это привело к зависимостям

$$\lg R_{KM} = -1,82 + 0,20 K, \quad (10)$$

$$\lg E_q = 6 + 0,58 K, \quad (11)$$

которые и вошли в расчет $\Delta\sigma$ по формуле (9).

Результаты расчетов падения напряжения $\Delta\sigma$ по этой формуле показаны на рис. 5. Здесь, как и в предыдущих случаях для M_0 и R на рис. 3, 4, показаны наблюдаемые на Кавказе точки и осредняющая их прямая $K\sigma$ с 70%-ной доверительной полосой, а также часть мировой зависимости — прямая $M\sigma$ и ее полоса из [2], где они построены по оценочным расчетам Тэчера и Ханкса [16] по формулам Бруна [8–10]. Видно, что, хотя средняя прямая $K\sigma$ лежит несколько выше прямой $M\sigma$, наблюдаемые на Кавказе точки хорошо укладываются в мировую полосу рассеяния.

Приведем также соответствующие формулы для Кавказа (12) и для мира (13), последняя — из [2]; здесь $\Delta\sigma$ — в барах:

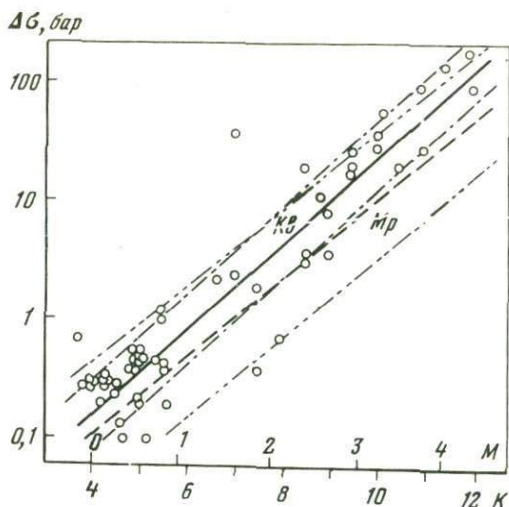
$$\lg \Delta\sigma \pm 0,3 = 0,015 + 0,310 K, \quad (12)$$

$$\lg \Delta\sigma \pm 0,5 = 0,025 + 0,350 K. \quad (13)$$

Полученные нами для Кавказа результаты относятся к крайней левой части диапазона величин землетрясений K, M , охваченного мировой статистикой, где она может быть поэтому не очень надежной. Хотя для не слишком малых событий $K > 8$ ($M > 2,2$) кавказские данные для всех трех рассматриваемых параметров M_0, R и $\Delta\sigma$ укладываются в пределах рассеяния в мировую статистику [2], но в области самых малых событий для M_0 и R отклонения кавказских наблюдаемых точек систематически выходят за пределы 70%-процентных доверительных полос. Возникает вопрос, не следует ли подправить мировые средние зависимости [2] в соответствии с этими новыми данными по Кавказу? Или же счесть наблюдаемые отклонения явной региональной особенностью Кавказа? Не будем горопытаться делать ни то ни другое. Обсудим положение.

Заметим, что средние мировые зависимости (5), (8), (11) и соответствующие графики представлены у нас в логарифмических масштабах для $M_0, R, \Delta\sigma$ и энергией $E = 10^K$ прямыми линиями в широчайшем диапазоне энергии, превосходящем полтора десятка порядков изменения этой величины. Это свидетельствует об определенной автомодельности сейсмического процесса для событий существенно разных масштабов. Естественно подозревать, что это положение — лишь приближенное и при более близком рассмотрении может нарушаться, графики могут в отдельных областях искривляться, их наклоны меняться.

Рис. 5. Корреляция падения напряжений $\Delta\sigma$ (бары) в очаге землетрясения с его энергетической величиной K или магнитудой M
 Кв — для Кавказа;
 Мр — для мира, по оценочным данным Тэчера и Ханкса [16]



Для сейсмического момента $M_0 = M_0(K)$ такое искривление и изменение наклона графика и раньше намечалось по мировой статистике в области $K < 8$, где она представлена наблюдениями и расчетами Райала и др. [17] для микроземлетрясений Невады, США. В этой области наблюдаемые точки имеют тенденцию отклоняться кверху от общей прямой, что наблюдается и у нас для Кавказа. Правда, несмотря на это, авторы статьи [17] писали о приближенном сохранении прямолинейности графика на всем его протяжении. Со своей стороны Аки [18] изображал и математически моделировал изгиб графика $M_0(K)$ в области гораздо больших величин землетрясений $K = 15$ ($M = 6$), которая в его статистике тоже образовывала левое окончание. Однако вскоре под напором накапливающихся наблюдений и расчетов для меньших землетрясений ему пришлось отказаться от своего изгиба (см. также в [2]). Не произойдет ли чего-то подобного и с намечающимся теперь изгибом графика $M_0(K)$ в области $K < 8$? Посмотрим. Накопление новых наблюдений и расчетов в этой области происходит сейчас в СССР очень стремительно.

Обратимся теперь к зависимостям для радиуса R очага (рис. 4), где для Кавказа в области $K < 8$ тоже намечается подобный изгиб графика. Вопрос осложняется тем, что точки для самых малых событий на Кавказе, наблюдаемые в Ткибули, относятся, по крайней мере частично, к горным ударам, а не к обычным тектоническим землетрясениям. Быть может, это вносит какую-то специфику в наблюдаемые закономерности, хотя по физической природе и свойствам процесса в целом горные удары весьма близки к землетрясениям.

Привлечем к этому обсуждению еще некоторые лабораторные результаты. С.Д. Виноградов и К.М. Мирзоев [19] изучали с целью моделирования сейсмического процесса в акустическом диапазоне частот упругие импульсы, вызываемые сдвиговым разрушением неоднородных материалов при сжатии образцов под прессом. Их данные таковы: при длине трещины $2R = 4,5$ см энергия импульса получа-

ется порядка 10^3 эрг, т.е. $K = -4$; при длине 5 см — энергия 10^4 эрг, т.е. $K = -3$.

Сопоставление мировой зависимости (8), полученной в [2] по материалам наблюдений ряда исследователей в пределах $K = 5 - 19$ ($M = 1,3 - 8,5$), нашей кавказской зависимости (7) в пределах $K = 4 - 12$ ($M = 0 - 4,5$) и двух указанных лабораторных точек для $K = -4$ и -3 ($M = [K - 4]/1,8 = -4,5$ и $-3,9$) приведено на рис.6,а. Мы видим, что, хотя кавказские (Ткибули) точки лежат примерно на 0,8 порядка величины R выше прямолинейно экстраполированной в сторону малых событий мировой зависимости [2] точки, соответствующие лабораторным данным [19], лежат на 1,2 порядка ниже ее. Так что и здесь ситуация еще неясна.

Рассмотрим, наконец, зависимость $\Delta\sigma(K)$ (рис. 5), где ситуация проше и положение, казалось бы, яснее: данные по Кавказу вполне удовлетворительно согласуются с мировыми. Однако до полной ясности здесь далеко, и положение с $\Delta\sigma$ чуть ли не самое дискуссионное по сравнению с другими параметрами очага.

С самого начала обратим внимание на то, что на данном этапе обработки кавказских наблюдений при определении $\Delta\sigma$ по формуле Б.В.Кострова (9) мы воспользовались некоторыми обиходными среди советских сейсмологов оценочными формулами и расчетами, которые при ближайшем рассмотрении оказываются не всегда согласованными между собой, а иногда сомнительными по физическим предпосылкам. Входящие в (9) величины M_0 и μ особых сомнений не вызывают. Преимущество формулы (9) перед широко используемой американскими и другими зарубежными сейсмологами формулой Бруна [8 - 10]

$$\Delta\sigma = (7/18)(M_0/R^3) \quad (14)$$

мыслилось в том, что (9) не содержит величины R , в точности определения которой из тех же наблюдаемых данных могли быть сомнения. Но при определении входящей в формулу (9) величины энергии землетрясения E_q , заменяя ее полной сейсмической энергией E_R , для определения последней все же приходится использовать некоторое значение R . Оно принимается со стороны (10) и не согласуется с результатом (7), получаемым для тех же наблюдаемых данных, для которых определяется $\Delta\sigma$.

Исходя из представления об объемном разрывно-непрерывном очаге и объемной плотности сейсмического момента, можно записать еще следующую формулу Ю.В.Ризниченко [20] для среднего по объему падения напряжения в очаге:

$$\Delta\sigma = M_0 / \left(\frac{4}{3}\pi R^3 \right). \quad (15)$$

Физические представления и соответственно расчетные модели, положенные в основу определения полной сейсмической энергии очага E_R , можно существенно улучшить по сравнению с принятыми в [14]: 1) вместо постоянного эффективного расхождения r^{-n} внутри

референц-сферы ввести сферическое расхождение и поглощение $r^{-2}e^{-ar}$, связав поглощение a со спектральным составом колебаний, или косвенно с K ; 2) полную сейсмическую энергию рассчитывать на сфере радиуса, вообще говоря большего, чем радиус поверхности разрыва и дислокации. Ведь энергия берется на самом деле не с поверхности разрыва (здесь она, наоборот, расходуется), а из объемной области, окружающей дислокацию. Эффективный радиус очага как источника сейсмической энергии может быть поставлен в соответствие с радиусом дислокации, а затем и референц-сферы, т.е. и с K , если задаться определенным относительным количеством энергии, высвобождающейся из внутренней области. Так, 98% энергии высвобождается из области с радиусом, в 5 раз большим радиуса поверхности дислокации [1]. Если ограничиться меньшим процентом высвобождающейся энергии, то эффективный энергетический очаг локализуется меньшей сферой.

Приняв во внимание эти соображения, можно устранить катастрофическое увеличение плотности энергии с уменьшением радиуса очага, которое было получено в [14] из оценок с эффективным расхождением, со всеми вытекающими отсюда последствиями в отношении "истинного" значения параметра γ распределения землетрясений по энергии, полного потока сейсмической энергии всей совокупности очагов землетрясений и т.п. В свое время книга [14] была очень хороша, но с тех пор прошло уже больше 15 лет!

Определяемое нашей формулой (15) среднее в объеме $(4/3)\pi R^3$ очага падение напряжений, естественно, зависит от этого объема. Если очагом как источником энергии землетрясения считать всю Землю в целом, то в ее объеме связанное с этим землетрясением среднее падение напряжений будет, конечно, ничтожно мало. Если же величину R в формуле Ю.В.Ризниченко (15) принять равной радиусу поверхности разрыва, как это принято в формуле Бруна (14), то отношение величин $\Delta\sigma$, получаемых по этим двум формулам, будет таково:

$$\Delta\sigma_{R_3} / \Delta\sigma_{Bp} = (3/4)/(7/18) = 1,92 \approx 2.$$

Это расхождение такого же порядка, как то, которое связано с той или иной схематизацией формы поверхности разрыва: она не обязательно круглая [1]. Существует такой эффективный размер сферического энергетического очага с радиусом, большим радиуса дислокации, и с определенным процентом высвобождающейся энергии, при котором оценки $\Delta\sigma_{R_3}$ и $\Delta\sigma_{Bp}$ совпадают.

Результаты расчета зависимости падения напряжений $\Delta\sigma$ от величины землетрясения K и M для мира и для Кавказа по формулам Бруна (14), Б.В.Кострова (9) в указанной интерпретации Э.А.Джибладзе и Ю.В.Ризниченко (15) в допущении, что радиусы объемного очага и круговой дислокации совпадают, показаны на рис. 6. Здесь же изображена прямая $\Delta\sigma(K)$ для мира, полученная по оценочным

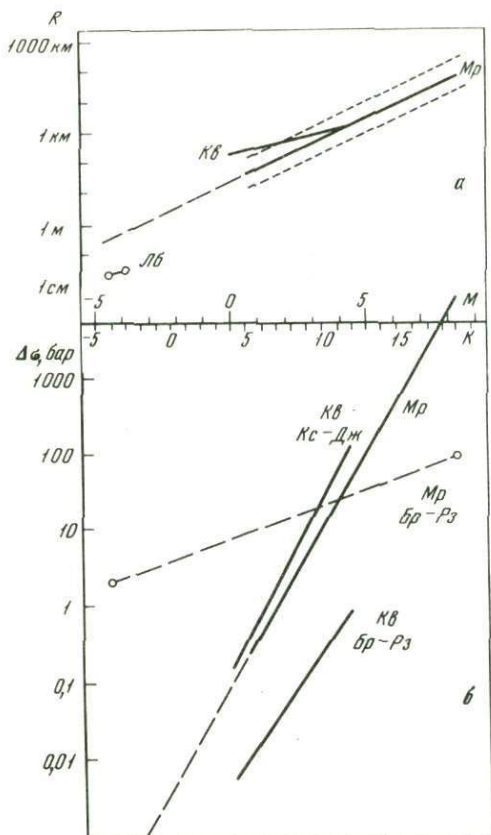


Рис. 6. Сравнение различных оценок средних зависимостей параметров очага от энергетической величины K землетрясения или его магнитуды M

а - для среднего радиуса R (км) очага:
 Кв - для Кавказа; Мр - для мира [2]; Лб - по лабораторным данным С.Д.Виноградова и К.М.Мирзоева [19]. б - для среднего падения напряжения $\Delta\sigma$ (бары): Кв - для Кавказа, Мр - для мира; по формулам: Бр - Бруна, Кр. - Б.В. Кострова, Рз - Ю.В. Ризниченко, Дж - Э.А.Джибладзе. Прямая Мр-Бр-Рз - по непосредственно наблюдаемым размерам очага по лабораторным данным С.Д.Виноградова и К.М.Мирзоева и для величайших землетрясений мира с разломами, вышедшими на поверхность земли [2]

расчетам Тэчера и Ханкса [16]. И наконец еще прямая, полученная по формулам Бруна или Ю.В.Ризниченко - эти оценки почти совпадают - по крайним точкам всего диапазона величины очагов: от $K=-4$ ($M=-4,5$) по лабораторным данным [19] до $K=19$ ($M=8,5$) по полевым данным для величайших землетрясений мира с разломами, выходящими на поверхность Земли [2]. В этих областях, и только в них, размеры очагов не рассчитывались, а непосредственно измерялись.

Мы видим, что разные оценки $\Delta\sigma$ приводят к существенно различным результатам. Ясно лишь то, что $\Delta\sigma$ меняется гораздо меньше, чем K или M . Пожалуй, особенно интересен в этом отношении последний результат, полученный по крайним точкам диапазона. По этому расчету $\Delta\sigma$ практически почти не зависит от K или M . Совершенно ясно, что нас не очень удивило бы, если бы кому-то удалось показать из наблюдений (чисто теоретическое доказательство нас бы не убедило), что с ростом K или M среднее в объеме или по поверхности очага падение напряжений $\Delta\sigma$ не возрастает, а уменьшается: ведь при больших K или M , г.е. при большом объеме, более

вероятно нахождение в нем того опаснейшего дефекта, с которого начинается крупное разрушение.

Здесь есть еще над чем призадуматься.

Мы рассмотрели результаты определения параметров очагов 5-4 землетрясений Кавказа в диапазоне энергетической величины $K = 4 - 12$ или магнитуды $M = 0 - 4,5$ на основании частотных спектров Фурье для смещения и энергии сейсмических колебаний, полученных путем оцифровки сейсмограмм и расчетов спектров на ЭВМ. Определены следующие параметры: сейсмический момент M_0 , средний радиус R очага и среднее падение напряжений $\Delta\sigma$. Расчеты проводились в основном по известным формулам Бруна, но и по некоторым другим.

Для Кавказа получены корреляционные зависимости между указанными параметрами и величиной землетрясения K или M . Оказалось, что кавказские точки корреляционных полей (K, M_0) и (K, R) обычно попадают в пределы 70%-ной полосы рассеяния мировых данных для не слишком малых землетрясений $K > 8$ ($M > 2,2$), а точки поля $K, \Delta\sigma$ — практически полностью укладываются в соответствующую мировую полосу.

Тем не менее эти результаты нельзя считать окончательными, во-первых, по причине пока еще довольно ограниченного объема обработанного материала и, во-вторых, из-за все еще недостаточной ясности методики его обработки. В обсуждении показано, что это касается определений не только параметров M_0 и R , но и $\Delta\sigma$.

Дальнейшие исследования в этой важной области должны быть направлены в методической части в первую очередь на уточнение физической постановки задач расчета параметров очага, а также на получение взаимосогласованных значений параметров по всей совокупности обрабатываемых данных, а в результативной части для Кавказа, как и для других регионов, — на сопоставление результатов расчета параметров отдельных очагов и средних закономерностей для их частных пространственных и временных совокупностей с местными геолого-геофизическими условиями, а также с временным ходом сейсмического процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения. — В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений т. 1. М., — Обнинск, изд. ИФЗ АН СССР, 1974.
2. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М., "Наука", 1976.
3. Грудева Н.П., Малиновская Л.Н., Наймарк Б.М. Приближенное вычисление спектров сейсмических колебаний. — В кн.: Методы и

- программы для анализа сейсмических наблюдений. Вычислительная сейсмология, вып. 3, М., "Наука", 1967.
4. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Система средних энергетических спектров землетрясений. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 11.
 5. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Энергетические спектры землетрясений. - В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.
 6. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Параметризация спектров землетрясений. - В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М., 1975.
 7. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Спектры и системы спектров землетрясений. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1976, № 3.
 8. Wyss M., Brune J.N. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region. - "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73.
 9. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. - "J. Geophys. Res.", 1970, v. 75.
 10. Brune J.N. Corrections to "Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes". - "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76.
 11. Khattri K. Body wave directivity functions for two-dimensional fault model and kinematic parameters of a deep focus earthquake. - "J. Geophys. Res.", 1972, v. 77, N 11.
 12. Thatcher W. Regional variations of seismic source parameters in the Northern Baja California area. - "J. Geophys. Res.", 1972, v. 77, N 3.
 13. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., "Наука", 1975.
 14. Бунэ В.И., Гзовский М.В., Запольский К.К. и др. Методы детального изучения сейсмичности. - "Труды ИФЗ АН СССР", 1960, № 9.
 15. Джибладзе Э.А., Дарахвелидзе Л.К., Табуцадзе Ц.А. Затухание сейсмических волн Кавказа. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1971, № 5.
 16. Thatcher W., Hanks Th. C. Source parameters of Southern California earthquakes. - "J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 35.
 17. Райал А., Дуглас Б.М., Мелон С.Д., Севидж У.И. Использование микроземлетрясений для определения механизма разрыва, напряжений и других характеристик очага в Неваде. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 12.
 18. Aki K. Earthquakes mechanism. - In: The upper mantle developments in geotectonics, v. 4. Amsterdam - London - New York, Elsevier, 1972.
 19. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М. Об энергии упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1970, т. 1.
 20. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1976, № 1.

ДВИЖЕНИЯ В ОЧАГАХ АФТЕРШОКОВ ДАГЕСТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ТЕОРИЯ РАЗРУШЕНИЯ

Качественные соображения

Представление о землетрясении как явлении разрушения горных пород, происходящем под действием длительных тектонических напряжений, позволило построить качественную теорию подготовки землетрясений [1], объясняющую физическую природу предвестников и являющуюся теоретической основой прогноза. Эта теория основывается на самых общих особенностях разрушения структурно-неоднородных тел под действием длительных нагрузок, выражающихся в следующих положениях.

1. В теле (материале) имеется большое количество трещинообразных дефектов (разрывов), развитие которых приводит к потере устойчивости процесса деформирования и образованию разрыва следующего структурного уровня – магистрального разрыва в очаге землетрясения.

2. Дефекты могут распространяться быстро при достижении критического состояния (слабые землетрясения) и медленно при докритическом соотношении между напряжением и размером за счет кинетических процессов различной физической природы (тепловые движения, диффузия агрессивных жидкостей и газов и пр.). Геофизически это проявляется как крип (см., например, [2]).

Эти представления приводят к важным выводам относительно механизмов очагов предшествующих и повторных толчков в зоне подготовки землетрясения. Как уже указывалось в предыдущих работах [1], в зоне подготовки в предвестниковый период наиболее быстро развиваются разрывы, ориентированные параллельно друг другу (и разрыву в очаге готовящегося землетрясения), что должно проявляться в возрастании числа толчков, имеющих тот же механизм, что и механизм главного толчка. В последний период подготовки, когда уже происходит формирование магистрального разрыва, зона подготовки частично разгружается. Это может, если не препятствует трению, привести к возникновению обратного движения по разрывам, не лежащим в плоскости магистрального. Соответственно возможны форшоки с нодальными плоскостями, совпадающими по ориентации с таковыми для главного толчка (одинаковый механизм очага), и движением, противоположным по знаку.

Основной толчок оказывает влияние на течение сейсмического процесса в окружающей среде в двух отношениях. Во-первых, во время самого землетрясения волны напряжения влияют на процесс разрушения, вызывая либо немедленное вспарывание разрывов меньшего масштаба, что осложняет картину высокочастотного излучения очага (об этом упоминалось в [3]), либо сокращение времени, ко-

горое данный разрыв способен оставаться под нагрузкой (снижение длительной прочности). Во-вторых, возникновение разрыва вызывает перераспределение напряжений в окружающей среде, главными чертами которого являются снятие напряжения в области, непосредственно примыкающей к поверхности разрыва, и соответствующее увеличение напряжения на ее продолжении. Для дислокационной модели связь афтершоков с перераспределением напряжений исследовал К. Рыбицкий [4]. Первый эффект (влияние динамики) должен проявляться в увеличении сейсмической активности (возникновения афтершоков) даже на таких расстояниях от главного очага, на которых напряжения существенно не изменяются. Этот эффект не должен приводить к изменению распределения толчков по механизмам по сравнению с фоновой сейсмичностью и не будет рассматриваться в данной работе.

Повторные толчки, связанные с перераспределением напряжения в окрестности главного разрыва, можно разделить на два класса. К первому можно отнести толчки, возникающие из-за повышения напряжения или снижения прочности среды на разрывах, которые не испытывали подвижки в период подготовки. Механизм этих толчков определяется ориентацией плоскости подвижки и главных осей напряжения, возникшего в данной точке, и в общем должен быть близок к механизму главного толчка, особенно для афтершоков с гипоцентрами, лежащими на продолжении площадки разрыва главного толчка. Природа повторных толчков второго класса более сложна. Рассмотрим разрыв, параллельный главному, по которому в период подготовки произошла подвижка и было снято напряжение $\Delta\sigma_0$. Если σ_0 — начальное "тектоническое" напряжение, а σ_1 — остаточное трение по разрыву, то $\Delta\sigma_0 = \sigma_0 - \sigma_1$. Пусть после главного толчка напряжение в этом месте снижается на величину $\Delta\sigma_1$. Тогда, если движения по этому разрыву не происходило во время главного толчка, на его поверхности будет действовать напряжение $\sigma_1 - \Delta\sigma_1$. Дальнейшее зависит от знака этой разности. Если она положительна, то движение по этому разрыву либо произойдет, либо произойдет в прежнем направлении, например, из-за уменьшения остаточного трения. Если же она отрицательна, то может возникнуть подвижка противоположного направления. Назовем эти толчки афтершоками разгрузки. Очевидно, что наибольшее снятие напряжения ($\Delta\sigma_{ГЛ}$) происходит на поверхности разрыва в главном толчке, так, что $\Delta\sigma_1 < \Delta\sigma_{ГЛ}$. Примем вместе с Аки [5], что снятое напряжение не зависит от магнитуды. Тогда $\Delta\sigma_0 = \Delta\sigma_{ГЛ}$. Следовательно, чтобы афтершоки разгрузки были возможны, должно быть $\Delta\sigma_1 > \sigma_1$, $\Delta\sigma_1 < \Delta\sigma_0$, т.е. $\sigma_0 - \sigma_1 > \sigma_1$ или $\Delta\sigma_0 > \sigma_0/2$ и $\sigma_1 < \sigma_0/2$.

Иными словами, для возникновения афтершоков разгрузки относительное сброшенное напряжение должно превосходить 50%. В настоящее время нам неизвестна какая-либо другая физическая модель, которая могла бы объяснить возникновение повторных толчков этого типа, во всяком случае в заметном количестве, и можно полагать, что предложенная модель вообще единственная. Тогда де-

тальное изучение механизмов очагов повторных толчков и их распределения в пространстве относительно главного толчка дало бы возможность сделать выводы о величине относительного снятия напряжения в очагах землетрясений.

Количественная модель

Примем, что разрыв в очаге главного толчка можно рассматривать как сдвиговую трещину в однородной и изотропной упругой среде, а начальное "тектоническое" напряжение считать однородным. Будем также считать, что размеры очагов повторных толчков пренебрежимо малы по сравнению с очагом главного толчка. Тогда для расчета распределения напряжений в пространстве вокруг главного разрыва можно сформулировать следующую задачу теории упругости:

$$\tau_{i,j,j} = 0, \quad (1)$$

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} u_{kn,k} + \mu (u_{ij,i} + u_{j,i}), \quad (2)$$

$$\left. \begin{aligned} a_i n_i &= 0, \\ \tau_{ij} n_j - n_i n_k \tau_{ij} n_j &= \Delta \sigma_i \end{aligned} \right\} \text{ на } \Sigma. \quad (3)$$

Здесь λ, μ — упругие постоянные, $\tau_{ij} = \sigma_{ij} - \sigma_{ii}^0$ — изменение напряжения в результате землетрясения, n_i — вектор перемещения, $\Delta \sigma_i$ — вектор снятого с разрыва напряжения, a_i — вектор подвижки, n_j — единичная нормаль к поверхности разрыва Σ . К уравнениям (1)–(3) должны быть добавлены обычные условия на бесконечности и на краю площадки разрыва. Решение этой задачи в общем виде аналитически невозможно. Для простоты будем считать, что площадка разрыва имеет эллиптическую форму. В этом случае аналитическое решение, хотя и громоздкое, может быть получено в замкнутом виде [6, 7]. При этом вектор подвижки a_i и вектор снятого напряжения $\Delta \sigma_{ij}$ (по предположению постоянный) оказываются коллинеарными. Будем считать, что задача (1)–(3) решена и τ_{ij} известны в каждой точке афтершоков. Тогда для расчета механизма очага афтершока нужно задать ориентацию разрыва в его очаге и его тип (нормальный или разгрузочный). Для уменьшения числа свободных параметров примем, как это обычно делается [8], что плоскость разрыва главного толчка и нормальных афтершоков совпадает с плоскостью максимального касательного напряжения (σ_{ij}^0 или σ_{ij} соответственно), а плоскости разрыва афтершоков разгрузки параллельны плоскости разрыва главного толчка. При этих предположениях для каждого афтершока можно рассчитать механизм очага в двух вариантах — для нормального и для разгрузочного типа и сравнить с наблюдаемым. Для этого нужно знать из наблюдений расположение и форму площадки разрыва в главном толчке и направление вектора подвижки в нем, а также координаты гипоцентров и механизмы очагов афтершоков. К сожалению, детальных данных такого рода имеет-

ся чрезвычайно мало. В следующем разделе используются подготовленные Ж.Я. Аптекман данные для Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. ($M = 6,6$), подробно изученного эпицентральной экспедицией ИФЗ АН СССР [9]. Удалось подметить¹, что афтершоки в центральной части очаговой зоны дают знак смещения в первом вступлении, противоположный знаку на той же станции при основном толчке.

Афтершоки Дагестанского землетрясения

Результаты настоящей работы имеют предварительный характер, так как вычисления проводились в упрощенном варианте. Было использовано то обстоятельство, что очаг Дагестанского землетрясения имел вытянутую форму, и рассмотрена только его средняя часть, причем было принято, что длину площадки разрыва можно считать бесконечной по сравнению с ее шириной. В этом случае напряжения не будут зависеть от координаты, направленной вдоль разрыва (плоская деформация). Кроме того, направление подвижки в данном случае совпало с большой осью разрыва, так что моделью очага главного толчка оказывается трещина продольного сдвига. Если направить ось x поперек разрыва, ось y — по нормали к его поверхности, а ось z — вдоль разрыва, то единственные отличные от нуля компоненты изменения напряжения будут τ_{yz} и τ_{xz} , причем они выражаются в элементарном виде:

$$\tau_{yz} + i\tau_{xz} = -\Delta\sigma_{yz}^{\circ} \left(1 - \frac{z}{\sqrt{\zeta^2 - l^2}}\right), \quad (4)$$

где $\zeta = x + ij$, $\Delta\sigma_{yz}^{\circ}$ — снятое напряжение, $2l$ — ширина разрыва. Предполагая, что начальное напряжение имеет единственную отличную от нуля компоненту σ_{yz}° , получим

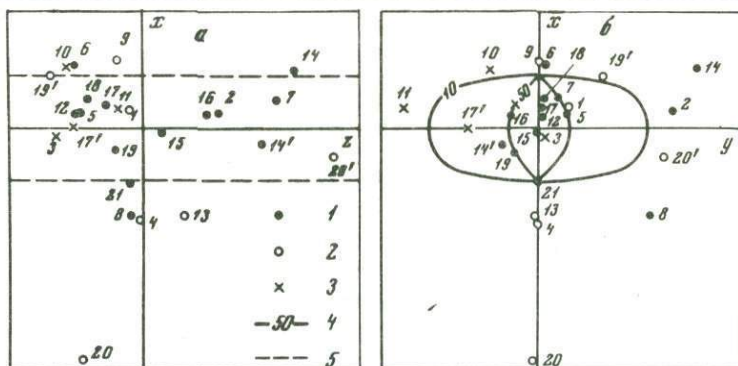
$$\sigma_{yz} + i\sigma_{xz} = (\sigma_{yz}^{\circ} - \Delta\sigma_{yz}^{\circ}) - \Delta\sigma_{yz}^{\circ} \frac{\zeta}{\sqrt{\zeta^2 - l^2}}. \quad (5)$$

Для афтершоков разгрузки единственная отличная от нуля компонента тензора сейсмического момента M_{yz}° будет тогда пропорциональна τ_{yz} , а для нормальных афтершоков будут отличны от нуля только компоненты M_{yz}° и M_{xz}° , пропорциональные σ_{yz} и σ_{xz} соответственно [10]. Если m_x , m_y , m_z — компоненты луча, соединяющего данный афтершок с некоторой станцией, то знак вступления волны P на этой станции будет совпадать со знаком выражения $m_z(m_x\sigma_{xz} + m_y\sigma_{yz})$

¹ См. статью Кузнецовой К.И., Аптекман Ж.Я., Шебалина Н.В., Штейнберга В.В. "Афтершоки последствий и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения" в настоящем сборнике.

Таблица 1 Координаты гипоцентров афтершоков

Номер землетрясения	Дата	Время	$\phi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$	M	h, км
1	15. V	01-56	43 01	47 05	5,2	10
2		02-08	43 05	47 09	5,0	9
3		19-45	43 00	47 02	4,5	13
4		22-46	43 00	47 07	3,9	17
5	16. V	03-07	43 01	47 03	4,7	11
6		03-40	43 00	47 02	3,8	8
7		05-10	43 01	47 12	5,0	7
8		10-43	43 04	47 06	5,5	17
9		18-18	43 00	47 04	3,0	7
10	18. V	03-12	42 58	47 02	4,7	8
11		05-36	42 55	47 05	5,0	10
12		21-28	43 00	47 03	3,9	11
13	19. V	01-31	43 00	47 09	3,8	16
14	25. V	13-20	43 06	47 12	-	5
			42 59	47 12	4,3	10
15	29. V	03-17	43 00	47 07	4,5	11
16	4. VI	20-58	42 59	47 09	5,0	9
17	8. VI	12-33	43 00	47 04	5,4	10
			42 57	47 03	-	12
18	9. VI	06-25	43 00	47 03	5,2	10
19	27. VI	00-46	42 59	47 05	5,0	13
			43 02	47 01	-	9
20	28. X	08-50	43 00	47 06	5,1	27
			43 05	47 15	-	10
1	17. XII	00-29	43 00	47 06	4,8	15



Гипоцентры афтершоков в очаговой системе координат

а - проекция на плоскость разрыва; б - проекция на нормальную плоскость. Тип афтершока: 1 - разгрузочный; 2 - нормальный; 3 - не определен; 4 - изолинии снятого напряжения (в % к сброшенному напряжению в очаге главного толчка); 5 - граница разрыва в очаге главного толчка

Цифрами на рисунке обозначены номера землетрясений в табл. 1

Таблица 2¹

Параметры очагов афтершоков

Номер землетрясения	x	y	z	m_x	m_y
1	0,37	0,55	-0,27	0,04	-0,23
2	0,29	2,54	1,45	0,06	-0,46
3	-0,18	0,12	-1,64	0,09	-0,16
4	-1,76	0,01	-0,04	0,25	-0,17
5	0,28	0,61	-1,09	0,05	-0,21
6	1,20	0,09	-1,30	-0,03	-0,17
7	0,55	0,34	2,56	0,04	-0,28
8	-1,65	2,14	-0,26	0,23	-0,36
9	1,29	0,02	-0,48	-0,05	-0,17
10	1,20	-0,96	-1,37	0	0
11	0,36	-2,61	-0,49	0	0
12	0,28	0,08	-1,13	0,05	-0,17
13	-1,66	-0,05	0,78	0,26	-0,18
14	1,12	2,96	2,89	-0,04	-0,57
14'	-0,28	-0,69	2,28	0,15	-0,14
15	-0,09	-0,03	0,37	0,10	-0,18
16	0,27	-0,62	1,23	0,06	-0,13
17	0,46	0,05	-0,68	0,03	-0,17
17'	-0,01	-1,49	-1,30	0	0
18	0,56	0,08	-1,06	0,02	-0,17
19	-0,46	-0,49	-0,55	0,12	-0,12
19'	1,02	1,18	-1,67	0,02	0,25
20	-4,43	0,09	-1,10	0,43	-0,15
20'	-0,55	2,38	3,63	0,18	-0,55
21	-1,11	0,02	-0,27	0,19	-0,17

¹Номер со штрихом обозначает "одновременное" землетрясение с определенным координат гипоцентра по другой системе наблюдений.

для нормальных афтершоков и со знаком $m_z m_y r_{yz}$ - для афтершоков разгрузки.

При вычислениях было положено $\Delta\sigma_{yz}^0 = 1$. Координаты середины площадки разрыва главного голчка были приняты равными $\lambda = 47^{\circ}06'E$, $\phi = 43^{\circ}00'N$, $h = 11$ км, азимут простираения большой оси разрыва 86° , угол ее с вертикалью 76° , угол малой оси с вертикалью 14° . Координаты афтершоков приведены в табл. 1. Рассчитывались знаки волны P на ст. Махачкала (направление на станцию для всех голчков составляет около 10° с плоскостью разрыва). Результаты вычислений приведены в табл. 2 и на рисунке.

Для большинства голчков, гипоцентры которых расположены вблизи середины площадки разрыва, знаки вступлений волны P соответствуют механизму разгрузки. Исключение составляют голчки с номе-

m_z	r_{xz}	r_{yz}	Знак вступления		
			тип афтершока		наблюдаемый
			разгрузочный	нормальный	
0,97	-0,25	-0,46	-	+	+
0,89	-0,01	-0,07	-	+	-
0,98	0,18	-0,88	-	-?	+
0,95	0	0,22	-	+	+
0,98	-0,17	-0,45	-	+	-
0,99	-0,27	0,71	-	+	-
0,96	-0,49	-0,52	-	+	-
0,91	0,06	-0,02	-	+	-
0,98	-0,04	0,58	-	+	+
1,00	0,21	0,02	?	?	-
1,00	0,02	0,06	?	?	+
0,98	-0,29	-0,91	-	+	-
0,95	-0,02	0,25	-	+	+
0,82	-0,03	-0,04	-	+	-
0,98	-0,15	-0,40	-	+	-
0,98	-0,09	-0,97	-	+	-
0,99	0,16	-0,44	-	+	-
0,98	-0,51	-0,93	-	-	-
1,00	0	-0,17	?	?	-
0,99	-0,66	-0,86	-	+	-
0,98	-0,33	-0,46	-	+	-
0,97	-0,17	-0,08	+	-	-
0,89	0	-0,03	-	+	+
0,81	0,03	-0,07	-	+	+
0,97	0,18	1,28	-	+	-

рами 3,5, знаки которых соответствуют нормальному механизму. Вне области снижения напряжения σ_{yz} наблюдаемые знаки в большинстве соответствуют нормальному механизму, за исключением голчков 8 и 29, расположенных у края площадки разрыва. Если перенести гипоцентры этих очагов на 700 и 350 м ближе к середине разрыва (что, по-видимому, лежит в пределах точности определения координат), то они попадут в зону разгрузки и наблюдаемые знаки будут согласоваться с расчетными. Для четырех голчков (11, 12, 19, 19) расчетные знаки не определены, так как ст. Махачкала попадает на нодальную плоскость.

Приведенные результаты свидетельствуют, что афтершоки разгрузочного типа реально существуют и составляют подавляющее боль-

шинство повторных толчков, происходящих вблизи средней части площадки разрыва главного толчка. Так как толчки этого типа происходят по тем же разрывам, что и толчки, предшествующие главному землетрясению, полученный результат подтверждает, что механизмы толчков в период подготовки близки к механизму готовящегося землетрясения. Кроме того, такой анализ позволяет уточнить размеры очага главного толчка, которые оказываются меньше размеров облака всех афтершоков, что в свою очередь дает возможность уточнить величину снятого напряжения в очаге главного толчка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясения. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 10.
2. Scholz C.H., Wyss H., Smith S.W. Seismic and aseismic slip on the San Andreas fault. - "J. Geophys. Res.", 1969, v. 73.
3. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. - В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 14, М., "Наука", 1971.
4. Rybicki K. Dependence of the spatial distribution of aftershocks on the site of the dislocated area at the time of the main earthquake. - Mater. i prace Publ. Inst. Geoph. 1970, Pol. 36.
5. Aki K. Scaling law of seismic spectrum. - "J. Geophys. Res.", 1967, v. 72, N 6.
6. Лурье А.И. Теория упругости. М., "Наука", 1970.
7. Эшелби Д. Континуальная теория дислокаций. М., ИЛ, 1963.
8. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений с помощью теории дислокаций. М., "Наука", 1969.
9. Штейнберг В.В., Аптекман Ж.Я., Крамынин П.И. Повторные толчки Дагестанского землетрясения 1970 г. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 4.
10. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 1.

*К. И. Кузнецова, Ж. Я. Аптекман,
Н. В. Шебалин, В. В. Штейнберг*

АФТЕРШОКИ ПОСЛЕДЕЙСТВИЯ И АФТЕРШОКИ РАЗВИТИЯ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ДАГЕСТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Афтершоки разрушительного Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. уже были описаны в печати [1, 2]. Однако более разностороннее исследование имеющегося материала позволило с новых точек зрения посмотреть на долго не утихавшую сейсмическую жизнь большого объема земной коры, растревоженной смещением по разрыву

при главном толчке этого второго по магнитуде в нашем веке землетрясения Кавказа.

Не останавливаясь на деталях, которые можно найти в работах [1, 2], напомним лишь, что землетрясение произошло в северо-восточной части Кавказа на стыке предгорной части *Большого Кавказа* и юга Терско-Сулакской низменности, координаты его эпицентра $\phi = 43^{\circ}00'$, $\lambda = 47^{\circ}05'$. Магнитуда его $m_{PV} = 6,2$, $M_{LH} = 6,6$, энергетический класс $K = 15$. Основной толчок предварялся форшоком с $m_{LH} = 5,8$; $M_{LH} = 5,7$ и сопровождался большим количеством афтершоков (около 2000 ощутимых за первые две недели), сильнеешие из которых имели магнитуду $M_{LH} = 5-5,5$. Эпицентральная зона охватила площадь около 1000 км, афтершоки располагались в контуре длиной 30-35 км и шириной 10-13 км. Очаговая область представляла собой приблизительно эллипсоидальный объем, включающий широтно вытянутую субвертикальную плоскость главного разрыва и рассеченный ею субгоризонтальный контакт палеозойского фундамента с более молодой осадочной толщей. Афтершоки возникали по всему этому объему, тяготея к линии пересечения плоскости главного разрыва с поверхностью названного контакта. Это может объясняться концентрацией напряжений вблизи контакта: в двухслойной — с разными модулями упругости — системе, одна часть которой сдвинута относительно другой по пересекающей систему плоскости, в силу разрыва в модулях упругости при непрерывности смещений должна возникнуть концентрация напряжений у линии пересечения разрыва с плоскостью контакта слоев. Пересечения кругопадающих тектонических разрывов с субгоризонтальными границами различных по упругости геологических толщ земной коры — довольно распространенный случай, которым, возможно, иногда объясняется наблюдающаяся приуроченность слабой сейсмичности к границам скоростного разреза в земной коре.

Однако афтершоки все же не заполняли равномерно всю плоскость главного разрыва, они заметно подразделялись на две группы: вблизи гипоцентра главного толчка и вблизи западного края разрыва. Восточный край не был отмечен повышением сейсмичности. Возможно, это связано с наличием на востоке зоны тектонического разрыва, поперечному главному, уменьшившему концентрацию напряжений у его края.

Система оперативно организованных наблюдений позволила собрать данные об афтершоках за период с конца мая до 20 октября 1970 г.

В настоящей статье речь пойдет о сравнении особенностей афтершокового процесса в центральной и краевой (западной) частях эпицентральной области. Сопоставление имеющихся данных показало, что афтершоки этих частей закономерно различаются как по статистическим свойствам своих совокупностей, так и по свойствам очагов, выбранных из этих совокупностей. В такой последовательности и приведем их описание, перейдя затем к рассмотрению физического процесса в целом.

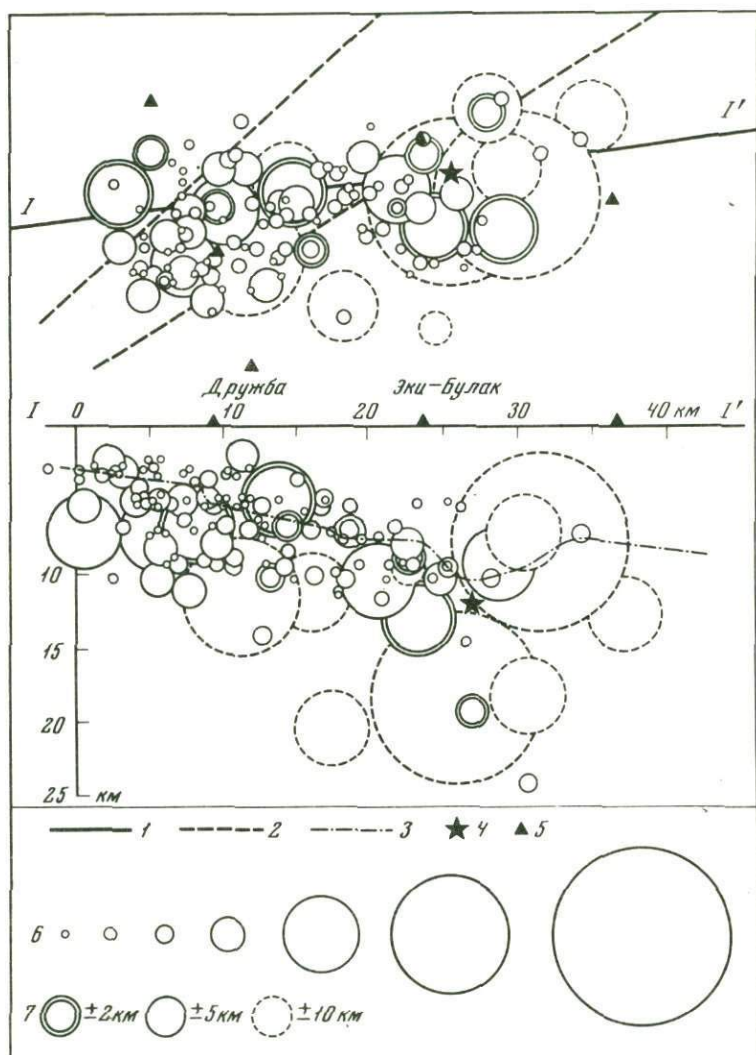


Рис. 1. Карта-схема эпицентров повторных толчков и вертикальный разрез по линии I-I'

1 - след плоскости разрыва на горизонтальной поверхности; 2 - линии тектонических нарушений; 3 - граница палеозойского фундамента; 4 - гипоцентр основного толчка 14 мая 1970 г.; 5 - сейсмические станции; 6 - эпицентры повторных толчков. (Магнитуда M в порядке возрастания радиуса кружка: $M > 3,5$; $3,5 < M > 4,0$; $4,0 < M > 4,5$; $4,5 < M > 5$; $5 < M > 5,6$; $5,7 < M > 6,0$; $6,0 < M > 6,5$); 7 - ошибка определения эпицентра

Выделение зон первоначально было проведено по внешнему признаку – географическим координатам. На рис. 1 приведены план и разрез эпицентральной области. Видно, что часть очагов располагается вблизи гипоцентра на глубине 8–12 км, часть – на западном краю эпицентральной области на глубине 2–7 км, а между ними лежит область пониженной сейсмичности, в разрезе наклоненная к западу. Соответственно были выделены центральная (обозначаемая ниже буквой *U*) и краевая (буква *K*) афтершоковые зоны, на поверхности разделяемые 47-м меридианом восточной долготы.

Свойства совокупностей афтершоков

На рис. 2 показана зависимость магнитуды афтершоков от глубины очага. В центральной зоне заметно резкое увеличение магнитуды с глубиной в интервале от 5–6 до 10 км и (неуверенно определяемое) уменьшение ее на глубинах 10–12 км, т.е. на глубине гипоцентра главного толчка. В краевой зоне магнитуды афтершоков в целом равномерно распределены по глубинам.

Основные свойства совокупности афтершоков (сейсмический режим) нашли свое отражение в графиках повторяемости землетрясений и графиках накопления числа землетрясений, приведенных в [2]. Было констатировано для двух зон различие в распределении числа землетрясений по энергии: в центральной зоне относительно большое число сильных толчков, в краевой – слабых. Параметр графика повторяемости $\gamma = d \lg N / dK$ равен соответственно 0,22 и 0,47. Объединенные для обеих зон, но разделенные по глубине очагов графики повторяемости оказываются разными, причем заметно, что распределение для мелкофокусных ($h \leq 5$ км) – кругое ($\gamma = 0,45$), для средних ($h = 6-9$ км) – более пологое ($\gamma = 0,32$), а для очагов с глубинами больше 10 км – аномальное, с дефицитом слабых ($K < 10$) толчков, вполне представительных по условиям регистрации и с пологой правой частью ($\gamma = 0,27$).

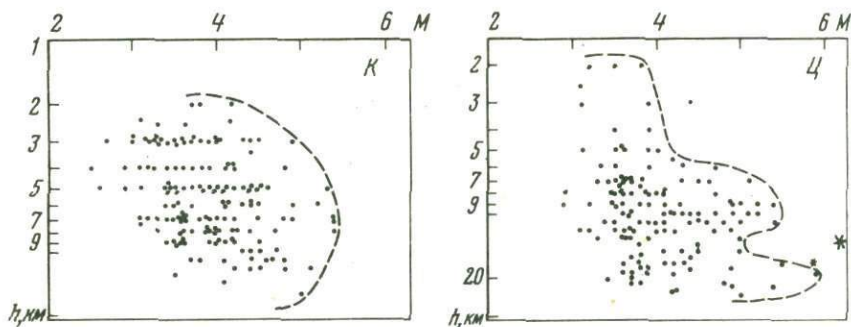


Рис. 2. Распределение магнитуд афтершоков по глубине для центральной (Ц) и краевой (К) зон. Звездочками нанесены значения M_{PV} для форшока и главного землетрясения

Высвобождение энергии афтершоков во времени также происходило по-разному. В центральной зоне оно было интенсивным только в первые месяцы, в краевой же процесс шел длительно и относительно невысокая его интенсивность лишь незначительно понизилась к концу срока наблюдений.

Таким образом, видно, что в центральной зоне возникли относительно крупные разрывы, быстро высвободившие упругую энергию, а в краевой зоне процесс был диспергирован: дробление осуществлялось относительно мелкими актами, и высвобождение энергии растянулось на долгое время.

Свойства очагов афтершоков

В табл. 1 приведены данные о параметрах 82 афтершоков, для которых удалось полностью или частично эти параметры определить. Кроме записей экспедиционных станций, были использованы записи ст. Махачкала, по которым определены знаки первых вступлений волны P и оценена с поправкой на эпицентрального расстояние длительность колебаний при данном землетрясении. Начнем рассмотрение свойств афтершоков именно с этого параметра.

Длительность колебаний τ отсчитывалось на записи от момента вступления продольной волны P до спадения амплитуды к уровню 0,33 от максимальной.

В табл. 2, 3 приведены данные о зависимости τ от h и K по записям ст. Махачкала. Заметим, что на ст. Махачкала значения τ примерно в 10 раз больше, чем на записях близких полевых станций, но зато можно практически пренебречь зависимостью τ от эпицентрального расстояния, поскольку размер всей области афтершоков существенно меньше расстояния до Махачкалы, что дает возможность проследить именно зависимость от глубины и энергии очага. Из табл. 2 видно, что τ меняется с глубиной очага h и энергетическим классом землетрясения K . В табл. 3 тот же фактический материал представлен в другом виде — изменения длительности записи τ с изменением энергетического класса K при фиксированной глубине очага h .

Данные этих двух таблиц говорят о следующем: длительность записи убывает с глубиной и возрастает с энергией толчка, но по-разному в разных зонах¹. В центральной зоне длительность слабо убывает с глубиной и слабо возрастает с ростом энергии землетрясения. В краевой зоне наблюдается значительное уменьшение длительности с глубиной и значительное ее увеличение с ростом энергии землетрясения.

Факт увеличения длительности колебаний с увеличением магнитуды или энергии землетрясения известен в сейсмологии [3, 4] и может быть объяснен рядом обстоятельств.

¹ Этот эффект (без разделения по зонам) был использован Л.А.Арефьевой для определения глубины очага по данным одной станции [1].

Первое объяснение, ставшее уже привычным, связывает τ с размером источника (разрыва) и соответственно с его энергией (магнитудой). Второе — с направленностью излучения: ввиду различного расположения станций относительно плоскости разрыва амплитуды и длительность сигналов на разных станциях различны. Третье объяснение состоит в том, что источник является сложным: может происходить ряд подвижек по одной плоскости, а также очень близкое во времени и в пространстве возникновение многих разрывов (своего рода афтершоков), излучение от которых пополняет колебания, вступающие на записи после прямой волны. И, наконец, возможная причина удлинения записи связана с рассеивающими свойствами среды и происходящей в ней реверберацией (многократным отражением) колебаний. Первое объяснение кажется недостаточным, поскольку, как это видно из табл. 2,3, при одном значении энергетического класса K длительность τ существенно различна в афтершоках центральной и краевой зон. Что касается направленности излучения, то нам удалось определить механизм очага лишь двух сильных афтершоков. Механизм оказался почти совпадающим при существенно разной длительности записи. Третье и четвертое объяснения кажутся нам наиболее естественными.

Можно предполагать, что сложность и длительность записи связаны со сложностью условий распространения разрыва или с возникновением множества их, т.е. с прочностной неоднородностью среды. Тогда следует сделать вывод, что в центральной зоне неоднородность среды меньше, чем в краевой. Уменьшение длительности записи с глубиной по тем же соображениям согласуется с естественным предположением об уменьшении с глубиной неоднородности толщ. Различное в разных зонах уменьшение длительности с глубиной указывает на различный градиент неоднородности среды. В центральной зоне он невелик, в краевой — значителен. Заметим, что реверберация, удлиняющая запись, также должна быть меньше в центральной зоне, чем в краевой.

Эти данные хорошо согласуются с проведенными выше данными о сейсмическом режиме зон, характеризующими их неоднородность, и дополняют их.

Анализ сейсмограмм афтершоков позволил разделить их по виду записи на два типа. Характерным для одного типа является наличие на записи горизонтальной компоненты одиночного несимметричного относительно нулевой линии выброса, сопровождающегося слабыми колебаниями. Почти во всех случаях на сейсмограммах ст.Эки-Булак эти выбросы имеют один и тот же знак, соответствующий движению почвы к западу. На вертикальной компоненте выброс четко не отмечается. Колебания такого типа, по-видимому, вызваны волной S_{II} . Простой характер записи смещений в волне $u(t)$ указывает на относительно простой характер движения в очаге типа ступени Хэвисайда: $D(x, t) = 0$ при $t < \frac{x}{v_r}$, $D(x, t) = \text{const}$ при $t > t + \frac{x}{v_r}$ или наклонной ступеньки. Дислокация $D(x, t)$ начинается в точке $x=0$ и распространяется

Таблица 1

Основные параметры афтершоков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970г.

Дата	Время по Гринвичу, час., мин.	Долгота, град., мин., ф	Широта, град., мин., λ	Глу- бина, км, h	Зона: центр (ц) или край (к)	K	τ, сек.
14. V	21-15	43-08	43-08	7	ц	12	26
18. V	05-36	42-55	47-05	1,0	ц	11	37
31. V	10-25	43-01	46-58	5	к	12	
2. IV	19-48	43-02	46-50	3	к	11	44
4. VI	20-58	42-59	47-09	9	ц	12	33
4. VI	21-09	46-55	46-55	9+2	к	10	
7. VI	01-34	42-57	46-50	2	к	11	44
8. VI	12-32	43-00	47-04	10	ц	12	42
9. VI	06-25	43-01	47-01	10	ц	11	45
9. VI	19-27	43-00	46-56	4	к	9	50
10. VI	07-36	43-00	47-03	12	ц	10	32
10. VI	12-33	43-00	47-00	7	ц	9	
10. VI	16-55	43-00	46-51	5	к	9	
10. VI	17-16	43-02	46-54	3	к	0	
10. VI	19-49	42-57	46-57	7	к	10	32
10. VI	23-04	42-59	46-51	3	к	8	
10. VI	23-33	42-57	47-06	5	ц	8	
11. VI	02-30	42-59	47-02	6	ц	9	
11. VI	02-31	43-00	46-54	7	к	9	
12. VI	02-06	43-01	47-00	7	ц	9	36
12. VI	01-53	42-57	46-57	3	к	8	35
13. VI	14-09	43-00	46-56	5	к	10	
13. VI	14-42	43-05	46-54	3	к	8	
13. VI	17-31	42-57	46-56	3	к	11	40
13. VI	17-45	43-02	46-50	3	к	8	
14. VI	06-35	43-00	47-01	10	ц	9	28
14. VI	15-33	43-00	47-02	8	ц	11	43
14. VI	16-25	43-00	46-56	6	к	10	40
15. VI	00-15	43-01	43-02	9	ц	8	
15. VI	00-17	43-00	47-04	9	ц	8	
15. VI	02-38	42-58	46-56	4	к	8	
15. VI	06-22	43-00	46-49	7	к	12	43
15. VI	12-42	43-04	46-55	9	к	9	
15. VI	13-53	43-00	46-57	7	к	9	
15. VI	15-10	43-00	47-01	7		8	
17. VI	00-34	43-00	46-53	5	к	12	44
17. VI	01-31	43-00	46-52	5	к	7	
17. VI	02-13	43-02	46-54	4	к	9	
17. VI	05-37	42-57	46-52	7	к	9	
17. VI	19-34	43-02	46-53	4	к	10	
18. VI	00-07	42-59	46-51	3	к	8	
18. VI	02-17	42-59	46-50	3	к	9	
18. VI	23-32	42-59	47-06	9	ц	9	

Знаки смещения в волне P				Тип запи- си <i>и, κ**</i>	Динамические параметры очага				
Мхк*	Др	Э-Б	Бн		T_0 , сек,	M_0 , эрг	$\Delta\sigma'$, бар	$\Delta\sigma''$, бар	σ_T , бар
-									
+									
+									
		+	+	<i>и</i>					
		+	-	<i>и</i>					
					0,8	$1,08 \cdot 10^{22}$	2,9	3,9	-0,95
+	-	+		<i>и</i>	1,0	$2,9 \cdot 10^{22}$	10,7	5,3	-8,0
+	-	+	+	<i>и</i>	1,1	$2,07 \cdot 10^{23}$	15	34,4	+2,2
-	-			<i>κ</i>	1,0	$1,57 \cdot 10^{23}$	1,97	28	+12,0
		-	-	<i>κ</i>					
		-	+	<i>и</i>	0,5	$1,6 \cdot 10^{22}$	1,95	23,0	+9,6
		+	-	<i>и</i>	0,4	$4,3 \cdot 10^{21}$	0,75	12,5	+5,3
		-	+	<i>κ</i>					
		-	+	<i>κ</i>					
		-	-	<i>κ</i>					
		+	+	<i>κ</i>					
		-	+	<i>κ</i>					
		-	-	<i>κ</i>					
-	+			<i>κ</i>					
		-	+	<i>и</i>					
		-	-	<i>и</i>					
		+	+	<i>κ</i>					
		+	+	<i>κ</i>					
		+	+	<i>κ</i>					
		-	-	<i>κ</i>	1,0	$3,4 \cdot 10^{22}$	9,1	7,0	-5,5
				<i>κ</i>					
		+	+	<i>и</i>					
		-	+	<i>κ</i>	0,72	$3,3 \cdot 10^{22}$	9,4	15,7	-1,5
		+	-	<i>и</i>	0,65	$7,5 \cdot 10^{21}$	4,1	26,4	+9,3
		+	+	<i>κ</i>					
		+	+	<i>κ</i>					
		+	+	<i>κ</i>					
-	+			<i>κ</i>	1,0	$2,8 \cdot 10^{23}$	10,9	50	+14,1
		-	-	<i>κ</i>					
		+	-	<i>κ</i>					
		+	-	<i>κ</i>					
-	-	-	+	<i>κ</i>	0,7	$4,5 \cdot 10^{22}$	69	23	-57,5
		-	-	<i>κ</i>					
		+	-	<i>и</i>					
		+	-	<i>κ</i>					
+	-	-	+	<i>κ</i>	1,0	$3,8 \cdot 10^{21}$	8,1	0,66	-7,8
		+	+	<i>κ</i>					
		-	-	<i>κ</i>					
		-	+	<i>κ</i>					
		-	-	<i>и</i>					

Таблица 1 (окончание)

Дата	Время по Гринвичу, час., мин.	Долгота, град., мин., ф	Широта, град., мин., л	Глубина, км, h	Зона: центр (ц) или край (к)	K	τ, сек
18. VI	23-49	43-01	46-52	4	к	9	
19. VI	00-19	42-57	45-53	9	к	10	36
19. VI	05-25	43-03	47-04	9	ц	10,5	40
19. VI	13-15	42-58	46-56	9	к	9,5	
20. VI	06-30	43-02	46-55	3	к	8	
21. VI	16-19	43-00	46-56	7	ц	10	
25. VI	00-05	42-58	47-07	4+2	ц	9	
25. VI	15-52	42-56	46-53	6	к	10,5	36
27. VI	00-46	42-59	47-05	13	ц	12	34
30. VI	19-09	43-00	46-58	7+2	к	9	
1. VII	11-34	42-59	46-56	7	к	9	
1. VII	14-09	42-58	46-52	5	к	11	47
3. VII	12-36	42-58	46-59	8	к	10	40
4. VII	02-23	43-02	46-59	6	ц	8,8	
5. VII	16-51	42-55	47-00	5	ц	10	
6. VII	10-47	42-58	46-58	8	к	10,5	38
9. VII	17-26	42-59	47-01	10+2	ц	10	
9. VII	17-38	43-00	46-57	7	к	9	
11. VII	13-23	42-48	43-00	7	к	8	
12. VII	04-43	43-01	46-58	3	к	8	
12. VII	15-01	43-00	47-01	8	ц	10	35
17. VII	01-43	43-01	47-00	5	ц	9	
17. VII	02-45	43-01	46-59	3	к	9	
18. VII	19-21	43-04	47-09	10	ц	10	34
19. VII	20-35	43-00	46-57	8	к	10	43
24. VII	01-41	42-59	46-52	4	к	10	42
25. VII	04-47	42-57	46-52	10	к	11	44
3. VIII	07-59	43-01	47-06	10	ц	10,5	
6. VIII	18-48	42-59	46-53	7	к	11,5	53
12. VIII	15-24	42-59	46-51	5	к	10,5	42
16. VIII	16-15	42-59	47-07	14	ц	9	26
17. VIII	03-36	43-00	46-58	10	к	10,5	36
17. VIII	14-59	42-58	46-55	5	к	10	
25. VIII	13-55	42-58	46-58	5	к	10,5	
28. VIII	10-06	43-00	46-54	11	к	11	43
2. IX	08-59	43-02	47-01	7	ц	10	40
18. IX	12-33	43-04	47-08	19	ц	10,5	22
27. IX	02-49	42-59	46-58	7	к	11	44

* Мхк - ст. Махачкала, Др - ст. "Дружба", Э-Б - ст. Эки-Булак, Бн - ст. Буйнакск.

Знаки смещения в волне Р				Тип запи- си и, к**	Динамические параметры очага				
Мхк.*	Др	Э-Б	Бн		T_0 , сек.	M_0 , эрг	$\Delta\sigma'$, бар	$\Delta\sigma''$, бар	σ_r , бар
	-	-	+	и					
	+	+	+	и					
	-	-	-	и					
+	+	-	-	и	0,55	$2,7 \cdot 10^{21}$	4,3	-2,8	
				к					
					0,65	$1,14 \cdot 10^{22}$	2,8	39,0	+16,7
					0,5	$3,2 \cdot 10^{21}$	0,99	4,7	+1,35
		-	+	к	0,7	$4,1 \cdot 10^{21}$	24	2,1	-22,9
-	-		-	и	1,25	$5,1 \cdot 10^{23}$	6,1	45,5	+20,0
					0,5	$9,0 \cdot 10^{21}$	0,34	13,0	+6,20
					0,39	$3,2 \cdot 10^{20}$	9,7	1,0	-9,2
	-	-		к	0,5	$2,1 \cdot 10^{23}$	15	30,0	0
	-	-		и					
				к	0,43	$6,3 \cdot 10^{20}$	3,4	1,40	-2,7
					0,63	$8,4 \cdot 10^{21}$	3,7	5,9	-0,8
-	-	-		и	0,55	$2,6 \cdot 10^{22}$	11	21,4	-0,2
					0,65	$1,0 \cdot 10^{22}$	3,1	6,5	+0,15
					0,7	$9 \cdot 10^{21}$	3,4	4,6	-1,1
					0,33	$9,3 \cdot 10^{19}$	3,3	0,40	-3,1
				к					
		+		к					
	-			к					
	-		-	к					
	-		+	к					
	-		+	к					
+			-	к					
			+	к					
			+	к					
+			+	к					
		-	+	и	0,68	$2,8 \cdot 10^{21}$	36,0	1,4	-37,0
	-		+	и					
	-	-	+	и					
					0,6	$6,9 \cdot 10^{21}$	4,5	5,6	-1,7
	+	-	+	к					
	-	М	+	к					
	-	+	+						
		-		к					
	-	-	+	к					

**и - импульсный, к - колебательный.

Таблица 2

Изменение длительности колебаний (τ , сек) с изменением диапазона глубин h

Зона	Глубина h , км	Энергетический класс K		
		9	10	11
ц	2-5	47-41	52-43	53-47
к		52-36	54-43	55-47
ц	5-10	41-32	43-37	47-41
к		36-16	43-49	47-38
ц	10-20	36-13	37-22	41-25
к		16-	29-(5)	38-10

вдоль оси x с постоянной скоростью v_r . При точечном очаге смещение в волне $u(t)$ равно первой производной от дислокации $D(x, t)$. Другой тип записи – сложное и длительное колебание. Сейсмограммам колебательного вида соответствует сложная дислокация в очаге землетрясения, что обусловлено, вероятно, распространением разрыва с переменной скоростью в неоднородной среде.

Рассмотрение сейсмограмм одного и того же землетрясения на нескольких станциях показало, что при импульсном характере сейсмограммы на одной станции запись на другой станции может иметь колебательный характер. На удаленных станциях (Махачкала, Буйнакск) записи имеют, как правило, растянутый колебательный характер. Вид записи зависит от "механизма очага", точнее, от угла между вектором смещения в очаге и азимутом от очага на станцию, а также от

Таблица 3

Изменение длительности колебаний (τ , сек.) на записи с изменением энергетического класса K

Зона	Диапазон K	Глубина h , км		
		5	10	15
ц	9-10	41-44	32-37	22-29
к		35-42	16-30	(5)-14
ц	10-11	42-47	37-42	-33
к		42-47	30-38	14-23
ц	11-12	47-50	42-45	33-37
к		47-52	38-43	23-31

расстояния. Простой импульсный характер сейсмограмм указывает на ступенчатый характер дислокации в очаге землетрясения. Однако колебательный характер записи на одной станции однозначно не говорит о сложном характере движения в очаге, так как в некоторых направлениях при простом виде дислокации запись смещения может иметь сложный характер.

Направление подвижки в очагах землетрясений удалось строго определить только в двух случаях: для афтершоков 8 июня ($K = 12$) и 17 июня ($K = 12$), для которых был рассчитан машинным способом механизм очага. Для остальных землетрясений в качестве характеристики направления смещения в очаге использован знак первого вступления волны P . В изученной выборке на ст. Махачкала афтершоки центральной зоны имели на записи горизонтального сейсмографа знак "+" в одном случае и знак "-" в четырех случаях, а афтершоки краевой зоны соответственно "+" - в восьми, а "-" в трех случаях. На ст. Эки-Булак афтершоки центральной зоны имели "+" в одиннадцати и "-" в шести случаях, а афтершоки краевой зоны - "+" в восьми и "-" в двадцати девяти случаях.

Нетрудно видеть, что на ст. Махачкала знак "+" (знак первого вступления при главном толчке) преобладает при землетрясениях краевой зоны, а знак "-" - центральной. На ст. Эки-Булак, азимут которой для центральной группы очагов отличается от азимута их на ст. Махачкала примерно на $100-110^\circ$, картина обратная. Это дает основание полагать, что направление смещений в афтершоках краевой зоны было преимущественно таким же, как при главном смещении по основной плоскости разрыва, а в афтершоках центральной зоны - обратным. На рис. 3 показана схема расположения соответствующих эпицентров, начерченная по данным из статьи¹, посвященной интерпретации этого явления.

Сейсмический момент афтершоков определялся по спектрам поперечных волн, записанных сейсмическим каналом сейсмографа С5С (гальванометр ГВ-IV с собственной частотой 5-10 гц и разверткой около 1 см/сек).

Для упомянутых уже землетрясений 8 и 17 июня сейсмический момент был рассчитан на ЭВМ с учетом "механизма очага".

Для остальных афтершоков сейсмический момент определялся, как это нередко делается [5], по упрощенной формуле

$$M_0 = \frac{4\pi\rho r V_s^3 \Omega_0}{R(\theta, \phi)},$$

где ρ - плотность пород очаговой области, V_s - скорость распространения поперечных волн в них, r - гипоцентральное расстояние, Ω_0 - уровень (спектральная плотность) горизонтального участка спектра.

¹ Подробнее об этом см. статью Б.В. Кострова и Н.В. Шебакина "Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения" в настоящем сборнике.

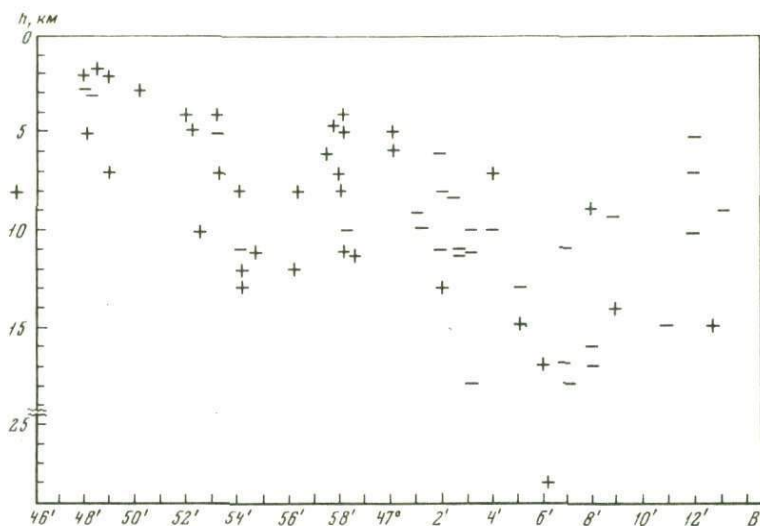


Рис. 3. Схема расположения эпицентров афтершоков, первое вступление от которых на ст. Махачкала имело знак "+" или "-". Разрез по линии I-I'

Функция $R(\theta, \phi)$ – диаграмма направленности излучения – за неимением данных о механизме очага была принята равной 0,4. Было принято: $\rho = 2,7 \text{ г/см}^2$, $V_s = 3,4 \text{ км/сек}$, учтено удвоение смещений в волне у свободной поверхности и введена поправка $\sqrt{2}$ за использование одной компоненты, а не полного вектора.

На рис. 4 сейсмический момент афтершоков Дагестанского землетрясения показан как функция энергетического класса K . Видно, что, подчиняясь в целом единой зависимости, прямая $M_0(K)$ для центральной зоны лежит выше таковой для краевой зоны и обе они – выше средней прямой, обобщающей мировые данные¹.

Приняв во внимание, что сейсмический момент (в скалярном смысле) пропорционален произведению площади разрыва на среднюю подвижку по нему, следует сделать вывод, что афтершоки Дагестанского землетрясения при данной площади и подвижке высвобождали относительно меньшую сейсмическую энергию, чем это характерно для самостоятельных коровых землетрясений, причем афтершоки центральной зоны – значительно, примерно на порядок, меньшую. Возможно, это является особенностью именно афтершоков, т.е. землетрясений, возникших в области, уже отдавшей значительную часть упругой энергии. Об этом говорит и различие в зависимости для двух зон. В центральной зоне, энергетически наиболее опустошенной при главном движении, сейсмическая энергия, приходящаяся на единицу сейсмического момента, меньше, чем в краевой. Афтер-

¹ См. статью Ю.В. Ризниченко "Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент" в настоящем сборнике.

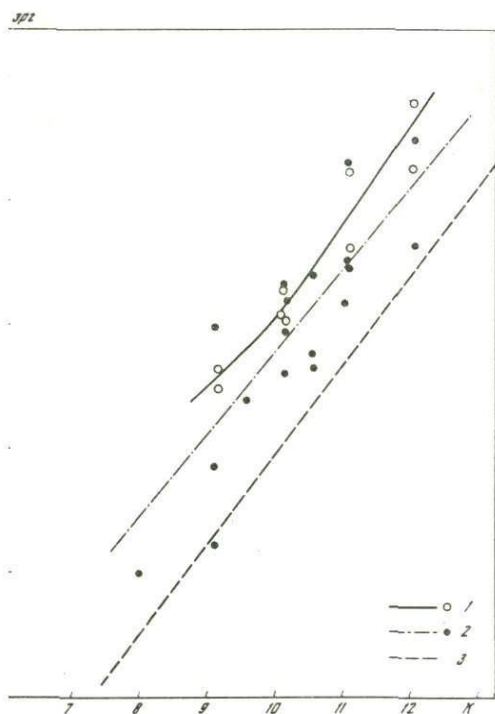
ной зоны представляют собой аналог землетрясений. Обратили внимание Брун и Аллен в [6] и которые в [7,8] предложил называть "вялыми". Афтершоки можно рассматривать как аналог обычной сейсмичности между ними и другие различия.

Разрыва, оцененный через точку излома спектра заметнее возрастает с энергией у афтершоков центральной зоны афтершоков краевой (рис. 5).

Эти напряжения приведены на рис. 6 в функции от энергии двумя способами. При первом кажущиеся напряжения

по [9]: $\Delta \sigma' = \mu \left(\frac{E}{M_0} \right)$, где μ - модуль сдвига, $E=10^K$ -

энергия, определенная по палетке Т.Г. Раутиан для землетрясений, M_0 - сейсмический момент, об определении которого говорилось выше. Значение μ было определено в предположении $\mu = 3,4$ км/сек, $\rho = 2,7$ г/см³.



зисимость сейсмического момента M_0 от энергетичес-

локи центральной зоны; 2 - афтершоки краевой зоны зависимость, по мировым данным

Кроме того, была вычислена величина сброшенного напряжения по формуле $\Delta\sigma'' = c \left(\frac{M_0}{S^{3/2}} \right)$ [10], где S – площадь разрыва, c – коэффициент, значения которого в зависимости от формы площадки могут колебаться от 1,6 до 2,4. Нами было произвольно взято $c = 2$. В предположении, что площадка – круговая, ее радиус r определялся по формуле Бруна: $r = \frac{2,34}{2\pi} T_0 V_0$, где T_0 – период, соответствующий точке излома спектра [11]. Напомним, что в трактовке работы [11] кажущееся напряжение $\Delta\sigma'$ связано со сброшенным $\Delta\sigma''$ так: $\Delta\sigma' = \frac{1}{2} \Delta\sigma'' - \sigma_r$, где σ_r – напряжение радиационного трения. К смыслу его мы вернемся несколько ниже.

Из рис. 6 видно, что в обеих зонах как $\Delta\sigma'$, так и $\Delta\sigma''$ возрастают с ростом K . Однако кривая $\Delta\sigma'$ (K) для центральной зоны располагается выше кривой $\Delta\sigma'(K)$, а для краевой зоны это различие неумовимо. Максимальные значения $\Delta\sigma''$ для обеих зон в 2–3 раза превышают напряжения, снятые при главном толчке и оцененные в 17 бар.

Наконец, на рис. 7 приведена величина радиационного трения $\sigma_r = \frac{1}{2} \Delta\sigma'' - \Delta\sigma'$. Видно, что величина σ_r в очагах центральной зоны положительна и возрастает с ростом энергии толчка. В очагах краевой зоны она отрицательна и имеет очень большой разброс, увеличивающийся с ростом K .

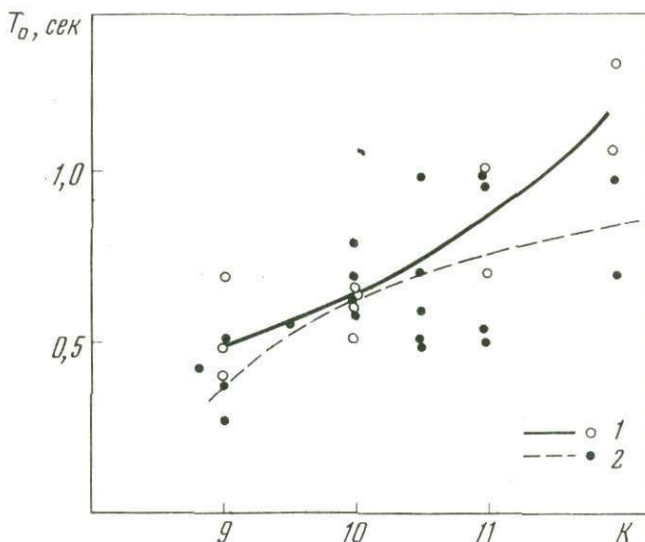
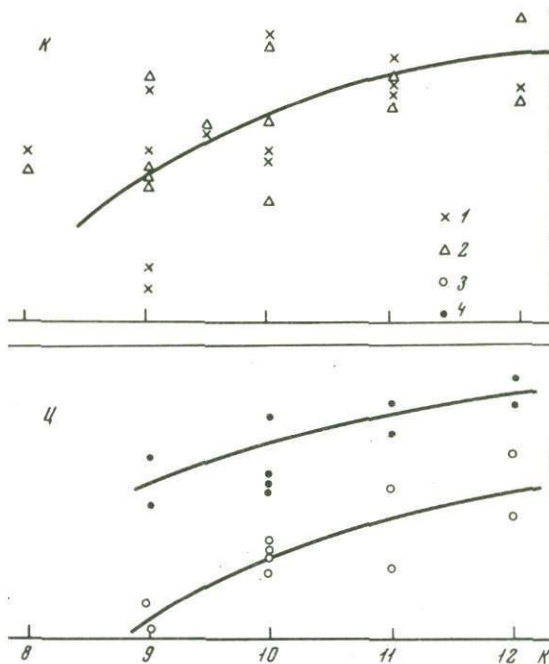


Рис. 5. Зависимость периода колебаний T_0 , соответствующего перегибу спектра, от энергетического класса K

1 – центральная зона; 2 – краевая зона



симось снятых напряжений от энергетического класса K
 левая зона: 1 – “кажущиеся напряжения”, 2 – сброшенные
 3, 4 – центральная зона: 3 – “кажущиеся напряжения”,
 4 – настоящие напряжения

Итоговый результат представляется нам примечательным. Показателем “шероховатости” разрыва, можно подразумевать то макротрение, которое возникает на берегах разрыва вследствие наличия множества неоднородностей в среде. Для краевой зоны σ_T такой смысл и имеет. В центральной же зоне положительные значения σ_T отражают, видимо, то, что на плоскости были гладкими и, возможно, в среде имели место деформации, не препятствовавшие, а, наоборот, способствовали высвобождению потенциальной упругой энергии. Это связано с процессом подготовки основного землетрясения, с характерным возникновением трещин в очаговой области и с локальным снятием деформаций.

Это положение согласуется с наличием обратного по сравнению с толчком знака движения в афтершоках центральной зоны, что обсуждаемым именно в этой связи¹.

Ю. Б. В. Кострова и Н. В. Шебалина “Движения в очагах в Дагестанского землетрясения и теория разрушения” в сборнике.

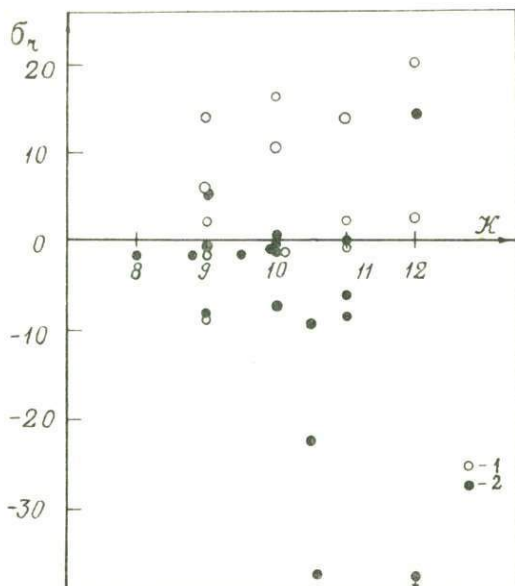


Рис. 7. Зависимость напряжения "радиационного трения" от энергетического класса K —
 1 — центральная зона;
 2 — краевая зона

Здесь следует оговорить следующее. Значения напряжений, вычисленные двумя указанными способами, зависят от нескольких параметров, произвол в выборе которых довольно велик — это $R(Q, \phi)$, а также μ . Действительно, при определении сейсмического момента афтершоков 8.VI, 12-32 и 17.VI, 00-34 по двум удаленным станциям Гори и Лагодехи с учетом механизма очага оказалось, что M_0 равен соответственно $0,9 \cdot 10^{24}$ и $1,6 \cdot 10^{24}$ (для 8.VI) и $0,8 \cdot 10^{23}$ и $1,4 \cdot 10^{23}$ (для 17.VI), что значительно выше значений, приводимых в табл. 1. Если же принять значение $R(Q, \phi)$, как это сделано, например, в [11], равным не 0,5, а 0,8, то значения M_0 , наоборот, понизятся примерно в 1,5 раза. В обоих случаях изменятся, естественно, и оценки $\Delta\sigma'$, $\Delta\sigma''$, σ_r .

Мы обсуждаем поведение именно величин табл. 1, не настаивая на их безусловной правильности. Речь идет, скорее, о поисках эффекта, который при данных, средних, значениях параметров выявляется заметно. При другом выборе констант он может усилиться или, наоборот, ослабеть. Однако несомненной остается общая тенденция — афтершоки центральной зоны обладают повышенными по сравнению с краевой зоной значениями сейсмического момента при данной энергии и соответственно таким соотношением между снятым и кажущимся напряжением, которое ведет к оценке величины радиационного трения как величины малой, стремящейся к нулю, а возможно даже переходящей через нуль, т.е. приобретающей иной физический смысл.

Итак, афтершоковый процесс в области сильного Дагестанского землетрясения шел двумя разными путями.

В центральной части афтершоки возникали в течение относительно короткого времени, и среди них преобладали относительно сильные толчки. Землетрясения центральной зоны характеризуются: аномально низкой (по отношению к M_0) сейсмической энергией; простым и коротким характером записанных колебаний, слабой зависимостью длительности колебаний от глубины очага; слабой положительной зависимостью снятых напряжений от энергии толчка; положительными значениями "радиационного трения".

Все это дает основания представить их как землетрясения, вызванные распространением относительно крупных и статистически довольно однотипных разрывов и происшедшие в предварительно нарушенной среде, содержащей после смещения по главному разрыву локальные объемы с противоположным знаком напряжения.

Мы называем эти афтершоки афтершоками последствия, связывая их особенности с выявлением в результате главного землетрясения имевшихся нарушений прочностной структуры среды и структуры ее поля напряжений. Именно эти афтершоки показывают, какой глубокий процесс подготовки предшествовал Дагестанскому землетрясению¹.

В краевой области свойства афтершоков существенно иные: статистически заметное преобладание слабых, длительно не спадающая сейсмическая активность; соотношение между сейсмической энергией и сейсмическим моментом, близкое к среднему мировому; сложный и длительный характер записи, упрощение и сокращение ее с увеличением глубины очага; сильная (положительная) зависимость снятых напряжений и "радиационного трения" от энергии толчка; слабое возрастание размера разрыва с ростом энергии; сильный разброс всех параметров. Это дает основание предположить, что процесс дробления в краевой зоне развивался по следующей схеме в неоднородной (особенно на малых глубинах) среде в обстановке повышенных вблизи края главного разрыва напряжений происходит возникновение и "трудное" распространение разрывов, края которых встречают на своем пути препятствия в виде, в частности, других разрывов, перекрестных и разноориентированных. Затрудненность продвижения края разрыва приводит к усиленной ломке вблизи фокальной поверхности, к усиленному переустройству пространства внутри "очага". Этим и объясняется значительный сброс напряжений при малой поверхности, интенсивное излучение сейсмической энергии, нормальное "радиационное трение".

Это землетрясения в неподготовленной, неупорядоченно раздробленной среде, свеженагруженной после образования главного разрыва, названные нами афтершоками развития.

¹ Б.В. Костров и Н.В. Шебалин называют их же афтершоками разгрузки, что, очевидно, справедливо, но не отражает всей их специфики (см. статью Б.В. Кострова и Н.В. Шебалина "Движение в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения" в настоящем сборнике).

Подчеркнем еще раз, что сравнение двух зон очаговой области Дагестанского землетрясения выявляет тесную корреляцию между свойствами совокупности землетрясений (сейсмический режим) и свойствами их очагов, указывая на их взаимную обусловленность (подобную описанной в [12]).

Сопоставление всего комплекса данных по двум зонам указывает на две стадии состояния среды. Вероятно, они соответствуют двум стадиям развития сейсмического процесса. Для каждой стадии характерны свои черты подготовки и образования разрыва. Известно, что образование разрыва любого размера является сложным: большой разрыв готовится меньшими и объединяет их при своем магистральном распространении. Это имеет место как в микроструктуре материала [13], так и при разрывах, вызывающих землетрясения [14]. Теперь к этому можно добавить, что формирование магистрального разрыва может происходить по-разному. В неподготовленной среде оно затруднено наличием других, иначе ориентированных разрывов, которые действуют так же, как скопления перекрестных дислокаций в кристаллах, повышающие прочность материала. При этих условиях прирост сейсмической энергии с ростом разрыва происходит не только за счет увеличения его размера, но в большой мере за счет увеличения подвижки по нему. В среде возникает много относительно мелких разрывов с относительно высокой удельной сейсмической энергией. Магистральный разрыв среднего размера является тоже высокоэнергетическим.

По мере переработки прочностной структуры среды или при ее нарушении сильным землетрясением изменяется и статистическое распределение разрывов (увеличивается число больших), и соотношение между параметрами разрыва: их большая сейсмическая энергия обусловлена в основном приростом площади при невозрастании удельных величин подвижки и снятого напряжения. Разрыв как бы "выходит на оперативный простор". Возникает предположение, что названные удельные параметры должны закономерно уменьшаться с дальнейшим ростом разрыва, а также вопрос об использовании их как критериев магистральности разрыва — понятию этому, видимо, предстоит углубление и уточнение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шебакин Н.В., Крестников В.П. и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1970 г. М., "Наука", 1973.
2. Штейнберг В.В., Аптекман Ж.Я., Крамынин П.И. Повторные толчки Дагестанского землетрясения 1970 г. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 4.
3. Маламуд А.С. Использование длительности колебаний для энергетической классификации землетрясений. — В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т. 2. М. — Обнинск, изд. ИФЗ АН СССР, 1974.

4. Маламуд А.С. О связи между энергией землетрясений и продолжительностью их записи. – В кн.: Сборник статей по сейсмологии. Душанбе, 1962.
5. Hanks Th., Wyss M. The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters. – "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v. 62, N 2.
6. Brune J., Allen C. A low stress-drop, low-magnitude earthquake with surface faulting: The Imperial California earthquake of March 4, 1966. – "Bull. Seismol. Soc. America", 1967, v. 57, N 3.
7. Голинский Г.Л., Шебалин Н.В., Городкова Т.Н., Конькова А.А. Ашхабадское землетрясение 15 ноября 1968 г. и поведение очагов больших землетрясений. – В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.
8. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., "Наука", 1974.
9. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., "Наука", 1975.
10. King C., Knopoff L. Stress drop in earthquakes. – "Bull. Seismol. Soc. America", 1968, v. 58.
11. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 1.
12. Бутовская Е.М., Кузнецова К.И., Кошмак О.А. Спектры и графики повторяемости слабых землетрясений Северной Ферганы. – Труды Ин-та геофизики АН СССР", 1976, № 37.
13. Финкель В.М. Физика разрушения. М., "Металлургия", 1970.
14. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 10.
15. Aki K. Scaling law of seismic spectrum. – "J. Geophys. Res.," 1967, v. 72, N 4.

К. И. Кузнецова

СХЕМА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТРЕЩИН В НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЕ И СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Понятие сейсмического режима объединяет сведения о статистических закономерностях появления землетрясений в выбранном участке литосферы. Усредненные в больших пространственно-временных единицах, эти сведения описывают "сейсмический климат", в относительно малых — "сейсмическую погоду" [1]. По-видимому, в климатических закономерностях проявляются свойства землетрясений в основном как независимых событий [2], а в погодных явственно проступают их причинные связи. Соответственно изучение сейсмического режима имеет не только научный интерес, но и очевидный выход: в первом аспекте — в проблему сейсмического районирования, во втором — в проблему прогноза землетрясений.

Массовое получение наблюдательных данных открыло дорогу теоретическому изучению сейсмичности как физического процесса. К исследованиям такого рода следует отнести работы [3-11], направленные на истолкование с различных позиций или применение графика повторяемости землетрясений. Среди них необходимо упомянуть специальные лабораторные исследования [6,8,9].

В работе [12] процесс высвобождения во времени сейсмической энергии в результате разрушения среды рассматривался в общем виде — путем введения понятий энергетической насыщенности среды и ее, меняющейся от меры этой насыщенности, "энергетической прочности". Выполненные в развитие этой идеи исследования [13] содержат также некоторые количественные сопоставления с усредненными для крупных регионов сейсмологическими данными. Однако энергетическая модель работы [12] — континуальная модель, из которой исключен дискретный характер сейсмичности и соответственно все многообразие статистического распределения землетрясений.

По другому пути идут исследования, стимулированные поисками предвестников землетрясений. Так, в [14] развивается мысль о подготовке большого разрыва относительно меньшими и о связанных с ней "погодных" изменениях сейсмичности, а также других геофизических явлений. Эта физически содержательная схема использует

общие представлений физики разрушения, но не формализована, являясь качественной.

Исследование физики разрушения среды, нацеленное на сейсмологию – задача на много более сложная, чем задачи, выдвигаемые техникой. К техническим задачам проложено несколько разработанных путей. Одно направление составляют теория дислокаций и механика разрушения [15–19]. Здесь в центре внимания находится отдельная трещина – поле напряжений вблизи нее, механика ее распространения, излучение ею упругих волн. Достижения этих областей с успехом применяются в теории очага землетрясения этой элементарной сейсмической ячейки [18–19]. В другом направлении развиваются статистическая теория прочности [20,21] и “теория разрушения” (теория повреждаемости материала) [22], которые рассматривают множество нарушений сплошности, имея конечной целью оценку по характеристикам микроструктуры материала каких-либо средних его параметров (например, предела усталости, ударной вязкости и др.). Это разделение естественно в технических задачах. Однако цели технических оценок, вытекающие в первую очередь из необратимости условий испытания, отличаются от целей исследования стационарного сейсмического процесса.

Вместе с тем сам сейсмологический материал содержит указания на глубокую связь между физикой возникновения отдельного разрыва (и соответственно очага землетрясений) и статистическими свойствами их совокупности. Эта связь, умозрительно ожидаемая, начинает при детальном исследовании проявляться на корреляционном уровне [23–24]¹. В сейсмологии несомненна тенденция к комплексному изучению сейсмичности как единого физического процесса. В ряду других методов занимает свое место разработка целенаправленных теоретических схем, формулируемых как прямая задача.

В настоящей работе делается попытка предложить такое описание процесса множественного возникновения сейсмогенных трещин в среде, которое на основе формализации природы отдельного акта приводило бы к выражению статистики этих актов соотношениями с физически интерпретируемыми параметрами. Мы ограничимся здесь самой грубой схематизацией, обратив внимание в основном на ее принципы и на возможности ее дальнейшего развития.

Постановка задачи

Примем за основу следующие качественные представления. В неоднородной среде – в пространстве и во времени – происходит процесс подготовки, возникновения и последующей ликвидации (залечивания) поверхностей нарушения сплошности – трещин, разрывов.

¹ См. также статью К.И. Кузнецовой, Ж.Я. Аптекман, Н.В. Шебалина, В.В. Штейнберга – “Афтершоки последействия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения” в настоящем сборнике.

Он протекает одновременно в огромном диапазоне линейных размеров и неограниченно воспроизводится во времени. Меньшие трещины объединяются в большие, причем существует сложная иерархия разрывов разного линейного размера и взаимодействие между ними по принципу обратной связи: каждый разрыв, возникая в поле других разрывов, изменяет вблизи себя поле напряжений и, следовательно, условия, в которых готовятся и осуществляются более поздние разрывы.

Итак, будем рассматривать возникновение разрывов, их влияние друг на друга и продолжительность существования. Попытаемся получить их распределение по величине, как следствие условий их возникновения.

Возникновение разрыва. Нарушение сплошности начинается с некоторой точки вследствие достижения там предельных условий и распространяется до того места, где имеются условия, не позволяющие краю трещины продвигаться дальше. Как известно, физические условия начала роста разрыва были получены еще Гриффитсом в 1921 г. из рассмотрения энергетического баланса скрытой зародышевой трещины и приводили к установлению критической длины этой трещины. В современной теории разрушения, развиваемой, в частности, в работах [15,19], рассматривается обстановка вблизи края трещины и устанавливается баланс удельных величин, управляющих распространением трещины. Показано, что начало динамического роста трещины определяют локальные прочностные свойства среды — удельная работа разрушения в данной ее "точке". При этом предполагается, что условия остановки трещины обратны условиям, вызывающим начало ее роста.

Взаимодействие разрывов. В реальной неоднородной среде прочностные свойства варьируют от точки к точке за счет вариаций вещественного состава, изменений поля напряжений и искажений этого поля структурными элементами среды, в частности, имеющимися в ней трещинами и разрывами. Последние, как это показано не только теоретически, но также методом фотоупругости [25,26], создают области повышения напряжений (вблизи краев) и понижения их (вблизи центральной части). Соответственно для развития новых трещин благоприятны участки вблизи краев уже существующих, а остановка трещин может происходить как в результате встречи ее края с неоднородностью в структуре среды, так и в результате попадания края в область достаточно пониженных напряжений, созданных другой трещиной.

Это подтверждается прямыми лабораторными и геологическими наблюдениями. На лабораторных образцах хорошо изучено (см., например, [27]) зарождение микротрещин в местах концентрации напряжений на структурных неоднородностях и остановка края этих трещин у структурных препятствий, а также зависимость развития микротрещиноватости от среднего уровня напряжений в образце. Изучение трещиноватости горных пород в естественном залегании позволяет увидеть те же явления, в частности, остановку края трещи-

ны на препятствии, в другом диапазоне линейных размеров. Хорошо известны так называемое Т-образное взаимоотношение трещин, когда конец одной трещины упирается в плоскость другой, и кулисообразное расположение трещины, при котором параллельные трещины располагаются лесенкой – конец одной находится против середины другой. В первом случае край трещины перестает продвигаться, так как концентрация напряжений на нем исчезает при выходе к свободной поверхности. Во втором случае край трещины останавливается в области пониженных напряжений, созданных соседней трещиной.

Заметим, кроме того, что на характер изменения поля напряжений вблизи разрыва указывают, хотя и косвенно, сами землетрясения, в частности, появления зон афтершоков по краям очаговой области крупного землетрясения.

Наконец, важнейшей формой взаимодействия разрывов является объединение меньших нарушений в большее, магистральное, что наблюдается во всех масштабах – от микроскопического до масштаба крупных геологических разломов.

Время существования разрыва. Поверхности нарушения сплошности, находящиеся внутри среды и не имеющие зияния, с течением времени ликвидируются, залечиваются. Механизмы этого залечивания различной кристаллизации растворов в широких зонах дробления крупных разрывов. Соответственно можно полагать, что длительность залечивания находится в прямой зависимости от размера разрыва.

Таким образом, для формализации процесса стационарного разрушения неоднородной среды нужно учесть следующие обстоятельства.

Трещина распространяется между местами, где имеются критические условия для начала и конца движения ее края. Распространение трещины происходит преимущественно по участкам, где нет понижения напряжений, а также по ранее возникшим трещинам, лежащим в той же плоскости, объединяя их в магистральный разрыв. Каждая вновь возникшая трещина (разрыв) создает дополнительные поля повышенных и пониженных напряжений, изменяя тем самым ситуацию, в которой готовятся и образуются более поздние разрывы. Любое нарушение сплошности существует некоторое время, а затем исчезает – залечивается. Мы будем иметь в виду только трещины скалывания. Последнее замечание касается терминологии. Для простоты ниже используется лишь один термин – трещина.

Построение модели

Итак, будем обобщать представление о трех типах точек среды: с которых трещина, ранее скрытая или медленно подраставшая, начинает быстро распространяться; которые она беспрепятственно проходит; и где, наконец, край ее останавливается. Введем изменение прочностной структуры среды, вызванное появлением трещины, и конечное время ее существования. Будем строить формализацию так, чтобы в ней сразу был заложен переход от индивидуального события

к массовому явлению. Излучение трещинами упругих волн остается за рамками данной задачи.

Рассмотрим дискретную систему. Пусть некоторая выделенная достаточно большая область среды (рис. 1) состоит из элементов одинакового размера и формы, но разного свойства. Одни элементы, назовем их элементами типа "а", могут служить местами, с которых начинает двигаться край трещины. Будем называть их "запускающими" элементами. Другие – тип "b" – "останавливающие" элементы. Третьи – тип "с" – те, в которых край трещины не может ни начать двигаться, ни останавливаться, но которые он беспрепятственно проходит. К ним относятся и элементы, вошедшие в ранее возникшие трещины. Назовем их "пропускающими".

Схематизируем картину напряжений, создаваемых трещиной. На рис. 2 дано условное изображение трещины и поля напряжений вблизи нее. Выделены "плюс-области" и "минус-области" – участки, где трещина создала, собственно, дополнительное повышение и понижение напряжений. Площадь их составляет определенную долю от площади трещины $S = \alpha l^2 + \beta l^2 + l = S^+ + S^- + S_l$, где S – общая площадь, затронутая влиянием трещины, $S^+ = \alpha l^2$ – площадь, на которой напряжения повышены, $S^- = \beta l^2$ – площадь, на которой напряжения понижены, $S_l = l$ – сечение самой трещины (поскольку в модели единицей служит элементарный квадратик, то размер площадей и линий исчисляется одинаково – числом этих квадратиков), α и β – коэффициенты, смысл которых обсуждается ниже.

Величина напряжения в модели не рассматривается, и все моделируется с помощью трех сортов элементов, в разной мере опасных. Поэтому введем следующие условия. Элементы, попавшие в "плюс-область" трещины, становятся более "опасными", а в "минус-область" – менее "опасными". А именно, они совершают переход по схеме, показанной на рис. 3, – в первом случае элементы типа "b" переходят в элементы типа "с", типа "с" – в типа "а"; во втором случае элементы типа "а" переходят в элементы типа "с", типа "с" – в типа "b".

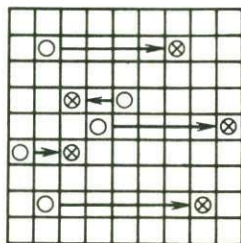
При рассмотрении изолированной системы несущественно, почему именно начинается движение края трещины, и каковы промежутки времени между этими событиями. Однако фактически за этим стоит представление о том, что внутри элемента "а" скрытая грифитовская трещина достигла критического размера. Будем рассматривать "вспышки" элементов "а" через условные интервалы времени и интервалы времени и интересоваться тем, как изменяются числа элементов "а" и "b" и "с" после каждой "вспышки" и возникновения трещины некоторой случайной длины. Как будет видно из дальнейшего, это не влияет на соотношения, аналогичные графику повторяемости землетрясения. В зависимости от длины трещины будет различен размер поля искажений в системе и, следовательно, изменятся числа элементов "а", "b", "с". Таким образом, факт начала роста трещины пока просто задается, а длина ее рассматривается как случайная величина с распределением, зависящим от параметра.

Рассмотрение длины трещины как случайной величины требует некоторых пояснений. В данной модели мы фактически представляем себе множество идентичных матриц рисунка 1, по N^2 элементов в каждой, независимых друг от друга и входящих в какую-то макросистему M , много большую по размерам. Это соответствует представлению о том, что процесс разрушения развивается на определенном структурном уровне. Когда трещина достигает длины $L = N$, происходит "вспышка" элемента "а" в системе большего размера - и все рассмотрение надлежит начинать на новом уровне.

Итак, будем рассматривать процесс в пределах вероятности $p(l) < p(L = N)$, т.е. до образования трещины, критической для уровня, следующего за данным. К возможности и необходимости рассмотрения нескольких или многих таких уровней мы вернемся ниже.

Пусть общее число элементов рассматриваемой системы рисунка 1 равно $N^2 = m_{a0} + m_{b0} + m_{c0}$, где m_{a0} , m_{b0} , m_{c0} - числа элементов типа "а", "б", "с" в состоянии системы, которые мы примем за начальное и обозначим индексом 0. Тогда вероятности того, что произвольно взятый элемент окажется элементом типа "а", "б" или "с", будут соответственно

$$p_{a0} = \frac{m_{a0}}{N^2}, \quad p_{b0} = \frac{m_{b0}}{N^2}, \quad p_{c0} = \frac{m_{c0}}{N^2}.$$



○ 1 ⊗ 2

Рис. 1

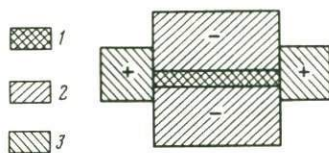


Рис. 2

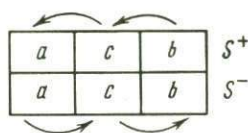


Рис. 3

Рис. 1. Модель неоднородной среды

1 - элементы типа "а", с которых начинается рост трещин;
2 - элементы типа "б", в которых трещина останавливается

Рис. 2. Схема изменения поля напряжений вблизи трещины

1 - трещина; 2 - область повышенных напряжений; 3 - область пониженных напряжений

Рис. 3. Схема перехода элементов из типа в тип в поле влияния трещины

Объяснения в тексте

Будем рассматривать процесс в условном времени. "Момент времени" - состояние системы, обозначаемое индексом 0, 1, 2 ... и соответствующее появлению в системе каждой следующей трещины.

Задача сводится к схеме случаев и допускает рассуждение, применяемое в "задаче с выниманием". Пусть от одного из элементов типа "а" с вероятностью, равной единице, начинается распространяться трещина. Тогда вероятность того, что она будет иметь длину L , можно записать в виде

$$p(L_1) = \frac{(m_{a0} + m_{c0} - 1)(m_{a0} + m_{c0} - 2) \dots (m_{a0} + m_{c0} - L_1 - 1) m_{b0}}{(N^2 - 1)(N^2 - 2) \dots (N^2 - L_1 - 1)(N^2 - L_1)}, \quad (1)$$

где $\frac{(m_{a0} + m_{c0} - 1)}{(N^2 - 1)}$ - вероятность того, что первый элемент на пути края трещины не будет останавливающим, $\frac{(m_{a0} + m_{c0} - 2)}{(N^2 - 2)}$ - вероятность того, что следующий элемент тоже не будет останавливающим, и так далее, до элемента, стоящего на расстоянии L_1 от начального, $\frac{m_{b0}}{N^2 - L_1}$ - вероятность того, что край трещины встретит останавливающий элемент на расстоянии L_1 от места старта.

Кроме того, надо учесть, что трещина продвигается тем легче, чем она длиннее - за счет увеличения концентрации напряжений на ее краю. Отразим это обстоятельство сомножителем $(l/N)^\sigma$, где $0 < \sigma < 1$.

Поскольку системы рис. 1 не взаимодействуют друг с другом, следует исключить продвижение трещины за пределы матрицы N^2 . Формально положим $p(l=N) = 1$, выделив затем элементы $l = N$ в особые точки. Индекс 1 означает первую стадию процесса. Мы получили, таким образом, распределение вероятностей длин трещин на первой стадии (для первого "момента времени").

Учтя, что $m_{a0} + m_{c0} = N^2 - m_{b0} = N^2(1 - p_{b0})$, перепишем (1) для всей макросистемы M в виде

$$p(L_1) = p_{a0} \frac{N^2 \cdot p_{b0} \cdot \phi_l(L_1)}{(N^2 - L_1)} \prod_{l_1=1}^{L_1} \frac{N^2(1 - p_{b0} - l_1 - 1)}{(N^2 - l_1 - 1)} \cdot \left(\frac{l}{N}\right)^\sigma, \quad (2)$$

где p_{a0} - вероятность встретить в макросистеме M элемент типа "а", запускающий, причем

$$\sum_{L_1=1}^N p(L_1) = 1. \quad (3)$$

Функция $\phi_l(L_1)$ отражает залечивание трещины. Это означает, что трещина будет существовать не вечно, а только в течение

некоторого числа стадий.

$$\phi_l(L_1) = 1 - \exp\left(1 - \frac{\tau_l L_1}{k - \nu}\right) = \begin{cases} 1 & \text{при } k = \nu \\ 0 & \text{при } k - \nu = \tau_l L_1, \end{cases} \quad (4)$$

где ν - номер стадии, при которой трещина возникла, k - номер стадии, при которой трещина ликвидируется. В частности, при $\nu = 1$, т.е. для трещины, возникшей в первой стадии, $k = \tau_l L_1 - 1$. Это номер стадии, на которой вероятность $p(L_1)$ встретить в системе трещину первой генерации и длины L_1 , где $L_1 = 1, 2 \dots N$, станет равна нулю. Что касается поля напряжений, вызванного трещиной, то, строго говоря, оно может и не исчезать вместе с трещиной - напряжения, вызванные смещением, могут срелаксировать и после восстановления сплошности по трещине. Поэтому ниже для характеристики релаксации вводится отдельная функция.

Акты возникновения трещин представляют собой несовместные события - после появления одной изменяется вероятность появления следующей. Длина трещины есть случайная величина, распределение которой меняется после каждого события. Ход рассуждения состоит в повторении схемы (2) для последовательных моментов времени - стадий. На каждой стадии, т.е. после появления каждой следующей трещины, имеются свои коэффициенты p_a, p_b, p_c . Способ их вычисления и отражает взаимное влияние трещин.

Вернемся к рис. 3 и запишем вероятность встретить в системе M элементы типа "а" и "б" после появления в ней одной первой трещины. Вероятность того, что взятый наугад элемент окажется элементом "а" будет равна сумме вероятностей: встретить в системе M элемент "а", оставшийся без изменения после появления первой трещины, т.е. не попавший в ее "минус-область" и вероятность встретить элемент "а", перешедший из типа "с", т.е. получившийся в результате попадания элемента "с" в "плюс-область" этой трещины длиной L_1 . Запишем

$$p'_1(a) = p(a_0 \in S_1^-) + p(c_0 \in S_1^+) = \left\{ p_{a0} \left[1 - p(L_1) \frac{\beta L_1^2}{N^2} \phi_{a\beta} \right] + p_{c0} \cdot p(L_1) \frac{\alpha L_1^2}{N^2} \phi_{a\beta} \right\}, \quad (5)$$

где $p(L_1)$ - вероятность встретить в системе трещину длиной

L_1 , $\frac{\beta L_1^2}{N^2}$ - вероятность того, что взятый наугад элемент попадет

в "минус-область" этой трещины, $\frac{\alpha L_1^2}{N^2}$ - вероятность того, что

он попадет в ее "плюс-область", $p_{a0} [1 - p(L_1) \frac{\beta L_1^2}{N^2}]$ - вероятность

того, что в "минус-область" трещины не попадет именно элемент

"а", имеющийся на нулевой стадии процесса, $p_{c0} p(L_1) a L_1^2 / N^2$ - вероятность того, что в "плюс-область" трещины попадет именно элемент "с", имевшийся на нулевой стадии процесса.

Теперь можно уточнить смысл коэффициентов α и β , характеризующих вероятность перехода элемента из одного ранга опасности в другой. Они во-первых, характеризуют размеры площадей, на которых изменены напряжения (что связано с геометрией трещины) и, во-вторых, соотношение между величинами этих измененных напряжений и тем пороговым напряжением, при котором скрытая зародышевая трещина теряет устойчивость и начинает распространяться. Следовательно, посредством коэффициентов α и β моделируются прочностные свойства среды в том смысле, которое вкладывает в это понятие теория разрушения.

Сомножитель $\phi_{\alpha\beta}$ - функция релаксации, отражающая длительность существования мест повышенной опасности

$$\phi_{\alpha\beta} = 1 - \exp\left(1 - \frac{\tau}{k - \kappa}\right) = \begin{cases} 1 & \text{при } k = \kappa \\ 0 & \text{при } k - \kappa = \tau, \end{cases} \quad (6)$$

где κ - номер стадии, на которой трещина возникла, k - номер стадии, на которой она ликвидировалась.

Элемент "а" может быть получен в результате любого из N несовместных событий - появлений трещины $L_1 = 1, 2, \dots, N$. Следовательно,

$$p_1(a) = p_{a1} = \sum_{L_1=1}^N p(a | l = L_1) p(L_1), \quad (7)$$

где $p(a | l = L_1) = p(a_0 \notin S_1^-) + p(c_0 \in S_1^+)$ - условная вероятность встретить элемент "а" после возникновения трещины длиной $l = L_1$.

Таким образом, учтя (2), запишем

$$p_{a1} = \sum_{L_1=1}^N \left\{ p_{a0} \left[1 - p(L_1) \frac{\beta L_1 \phi_{\alpha\beta}}{N^2} \right] + p_{c0} \cdot p(L_1) \frac{\alpha L_1^2 \phi_{\alpha\beta}}{N^2} \right\} \cdot p(L_1). \quad (8)$$

Аналогично записывается и выражение для p_{b1} .

Начиная со второй стадии выражение (8) усложняется - в системе уже имеются трещины и необходимо учесть их влияние на возникновение новых трещин. Для простейшего "одномерного" случая, когда, как на рис. 1, рассматриваются только параллельные трещины, формализация этого влияния заключается в том, что элементы, попавшие на линию трещины, претерпевают такое же преобразование, как элементы, попавшие в ее "плюс-область": элемент "b" переходит в элемент "с", элемент "с" - в элемент "а", т.е. степень опасности каждого из них повышается. Соответственно начиная со второй стадии вместо (5) следует записать

$$p_{a2} = p(a_1 \notin S_1^-) + p(c_1 \in L_1) + p(c \in S_1^+); \quad (9)$$

$$p_{b2} = p(b_1 \notin S_1^+) + p(b_1 \notin L_1) + p(c_1 \in S_1^-);$$

$$p_{c2} = p(c_1 \notin S_1^-) + p(c_1 \notin S_1^+) + p(c_1 \notin L_1) + p(b_1 \notin S_1^+) + p(b_1 \in L_1).$$

$$\text{Причем } \sum_{L_1=1}^N (p_{a1} + p_{b1} + p_{c1} + L_1/N^2) = 1.$$

Усложняется и выражение (2). С учетом того, что начавшая распространяться трещина теперь беспрепятственно проходит элементы "а", "с" и трещины, лежащие на ее пути, запишем

$$P(L) = (L-1) \sum_{l=1}^L p_A(l) \cdot p_B(L-l), \quad (10)$$

где $p_A(l)$ - вероятность продвижения края трещины на расстояние l по элементам "а" и "с", $p_B(L-l)$ - вероятность его продвижения на остальное (до длины L) расстояние по уже имеющимся трещинам. Для n -ой стадии

$$p_{An}(l) = \frac{N^2}{(N^2 - l_k)} \sum_{i=1}^{n-1} p_{ai} \cdot \sum_{i=1}^{n-1} p_{bi} \cdot \phi_l(l) \cdot \prod_{\lambda_i=1}^{n-1} \frac{N^2 \left[\sum_{i=1}^{n-1} (p_{ai} + p_{ci}) - \lambda_i \right] \left(\frac{\lambda_i}{N} \right)^\sigma}{(N^2 - \lambda_i)} \left(\frac{\lambda_i}{N} \right)^\sigma. \quad (11)$$

Функция $p_B(L-l)$, которую мы для краткости не будем выписывать, представляет собой вероятность наличия на трассе данной, распространяющейся, трещины других, ранее возникших, число и состав которых определяются через их ранее полученные распределения с учетом комбинаторики.

Таким образом, выражениями (2)-(11) процесс возникновения и ликвидации трещин представлен в виде цепи Маркова.

Сделаем последний шаг к получению искомого соотношения - графика повторяемости длин трещин - определим вероятность наличия в системе трещины каждой данной длины $1, 2, \dots, N$ после n стадий процесса,

$$p(L) = p_1(L) + p_2(L) + \dots + p_n(L) = \sum_{\nu=1}^n P_\nu(L). \quad (12)$$

Прибавим к нему условие нормирования

$$\sum_{L=1}^N \sum_{\nu=1}^n p_\nu(L) = 1. \quad (13)$$

Теперь мы получили распределение по длинам L всех трещин, возникших за n стадий. Вероятность встретить трещину длины L после n стадий пропорциональна числу событий - появлений трещины длиной L - за все рассмотренное условное время. Оно соответствует точке на графике повторяемости длин трещин в некоторой

макросистеме, включающей в себя достаточно большое число идентичных и не взаимодействующих систем типа рассмотренной.

В заключение коснемся важного вопроса о пути теоретического моделирования многомасштабности разрушения среды. Реальная среда разрушается одновременно на многих уровнях – от микроскопического до планетарного. Физически очевидно, что структурные и механические неоднородности, служащие местами начала и конца разрыва, различны в разных масштабах. Соответственно различны и значения параметров, характеризующих локальные прочностные свойства разных уровней. Вместе с тем эти уровни не являются, конечно, полностью автономными – между ними имеется взаимная связь. Так, влияние "нижних" уровней на "верхние" заключается в том, что относительно меньшие трещины изменяют средние свойства наполненных ими объемов. Изменения эти неоднозначны. В некоторых случаях происходит общая разрядка объема, релаксация напряжений, понижение опасности начала движения края большой трещины. В других случаях, наоборот, меньшие трещины готовят трассу для прорастания более крупной, и пораженный трещинами объем является более опасным, благоприятным для инициирования крупного разрыва. Примеры той и другой ситуации можно найти как в практике испытания материалов, так и в сейсмологии, где все более несомненной делается двоякая роль фоновой сейсмичности, связанной как положительной, так и отрицательной корреляцией с большими землетрясениями.

Влияние "верхних" уровней на "нижние", т.е. больших трещин на меньшие, тоже сложно – в области, где большой трещиной частично сняты напряжения, возникновение мелких трещин заторможено, в области же, где напряжения повышены, оно стимулировано. Подход к пониманию причин той и другой неоднозначности требует количественного исследования теоретической схемы.

В рамках данной модели речь может идти о формализации влияния систем "вниз" и "вверх", т.е. системы с большим размером элемента на систему с меньшим и наоборот. Не выводя соответствующих выражений, скажем только, что влияние "вниз" может быть задано так же, как влияние трещин внутри одной системы, а именно, посредством учета вероятности попадания элемента в "плюс" – или "минус-области" не только данной системы, но и систем с большим размером единичного элемента, т.е. суперпозицией полей напряжений.

Формализация влияния "вверх", во-первых, предусматривает учет так же, как для одной системы – наличия трещин всех размеров, параллельных данной и лежащих на ее трассе. Учет влияния перекрестной мелкой трещиноватости требует уточнения условий, препятствующих распространению трещины. Во-вторых, – и это, возможно, главное, – усредненные характеристики трещиноватости нижних уровней должны войти в функции релаксации опасных мест высших уровней. Тем самым намечается принципиальная возможность исследовать двоякое влияние относительно меньших форм

разрушения на относительно большие – как элементов подготовки разрыва и, наоборот, как агентов релаксации напряжений в квазисплошной среде, каковой являются в реальности горные массы.

Итак, неограниченно воспроизводящийся процесс возникновения и ликвидации взаимно влияющих трещин, составляющий основу сейсмического процесса, описан как стохастический процесс в дискретной модели среды, в которой параметризованы следующие свойства: прочность (удельная работа разрушения, т.е. работа образования единицы длины трещины); степень неоднородности среды (по этому параметру при принятой его градации); удельное (на единицу длины) время залечивания трещины; изменение вблизи трещины поля напряжений (соотнесенных с прочностью), время их релаксации. Средний уровень приложенных напряжений моделируется через изменение соотношений между этими параметрами.

Описание производится для некоторой области без учета координат отдельных трещин. Соответственно распределение по длинам трещин, возникших в этой области за выбранное условное время, представляет собой аналог графика повторяемости сейсмогенных разрывов. Численное исследование его может выявить различия "климатических" и "погодных" характеристик процесса и связь тех и других с упомянутыми параметрами среды, вообще говоря, различную при разных условиях.

В терминах механики схема описывает различные, а в пределе и крайние формы разрушения – от "хрупкого" (разрывы преимущественно большие) до "пластичного" (разрушения мелко диспергированы).

Отметим еще одно свойство модели: структура линии (поверхности) трещин закономерно связана с ее вероятной длиной. Хотя излучение трещиной упругих волн не рассматривается, косвенно можно судить о его частотном составе в зависимости от характера трассы пробега трещины – бежит ли она по сплошной среде или объединяет собой пунктир ранее возникших трещин, и каких именно. Тем самым намечается возможность обсуждения свойств очага землетрясения (его размер, смещение по нему, снятое им напряжение) в обоснованной связи со свойствами совокупности очагов – сейсмическим режимом.

Несомненно, могут быть построены и другие формализации сейсмического процесса – сейсмического режима – основанные на представлениях о физике разрушения среды и обладающие различной степенью приближения к реальности и различной общностью заложенных предпосылок. К сожалению, любым таким моделям предстоит, по-видимому, быть громоздкими, так что лишь численное исследование сможет выявлять меру их дееспособности. Однако ход науки неизбежно ставит их на повестку дня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима. — "Изв. АН СССР, Геофизика", 1958, № 9.
2. Гайский В.Н. Статистические исследования сейсмического режима. М., "Наука", 1970.
3. Hausner G. W. Properties of strong ground motion earthquakes. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1955, v.45, N 3.
4. Гуревич Г.И., Нерсесов И.Л., Кузнецов К.К. О законе повторяемости землетрясений как следствии закономерностей деформаций и дробления. — "Докл. АН СССР", 1958, т. 128, № 6.
5. Mogi K. Magnitude—frequency relation and some related problem earthquakes. — "J. Res. Inst. Tokyo Univ.", 1962, N 6.
6. Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М., "Наука", 1964.
7. Wyss M. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. — "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1973, v.31, N 4.
8. Sholz C. H. The frequency—magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1968, v.58.
9. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Сейсмический режим при разрушении образцов из неоднородных материалов, Душанбе. 1975.
10. Ризниченко Ю.В. К энергетической трактовке закона повторяемости землетрясений. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1965, № 10.
11. Кузнецова К.И. Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М., "Наука", 1969.
12. Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1968, № 5.
13. Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М. Исследования сейсмического режима с помощью энергетической модели. — "Труды Ин-та геофизики АН СССР", 1975, т. 37.
14. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 10.
15. Костров Б.В., Никитин Л.В., Флитман Л.М. Механика хрупкого разрушения. — "Изв. АН СССР, Механика", 1969, № 3.
16. Партон В.З., Морозов Е.М. Механика упруго-пластического разрушения. М., "Наука", 1974.
17. Разрушение, т. 2. М., "Мир", 1975.
18. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений с помощью теории дислокаций. М., "Наука", 1969.
19. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., "Наука", 1975.
20. Волков С.Д. Статистическая теория прочности. М., "Машиностроение", 1961.
21. Богачев И.Н., Вайнштейн А.А., Волков С.Д. Введение в статистическое металловедение. М., "Металлургия", 1972.
22. Качанов Л.М. Основы механики разрушения. М., "Наука", 1974.
23. Востриков Г.А. Распределение повторяемости размеров разрывов, вызывающих землетрясения и некоторые следствия. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1973, № 12.
24. Бутовская Е.М., Кузнецова К.И., Кошмак О.А. Спектры и графики повторяемости слабых землетрясений Северной Ферганы. — "Труды Ин-та геофизики АН СССР", 1975, т. 37.

25. Шамина О.Г., Осокина Д.Н. и Томашевская И.С. и др. Модельные и экспериментальные исследования разрушения и связанных с ним процессов. – В кн.: Предвестники землетрясений, М., ВИНТИ, 1973.
26. Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин В.А., Кудряшова В.Н. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования). – В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.
27. Финкель В.М. Физика разрушения. М., "Металлургия", 1970.

А. М. Аргамонов

ОЦЕНКА ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СРЕДЫ С ПОМОЩЬЮ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Теоретические исследования сейсмического режима, проведенные с помощью энергетической модели [1], дали возможность получить не только качественные результаты, о которых говорилось ранее [2], но и количественные. Изменения плотности потенциальной энергии, запасаемой в среде, и энергетической прочности единицы объема, на представлениях о которых была построена энергетическая модель сейсмического режима [1], описываются системой дифференциальных уравнений [2]

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = w_0 - w_c,$$

$$w_c = k\epsilon \left(\frac{\epsilon}{\epsilon_m} \right)^6, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \left[a - b \left(\frac{\epsilon}{\epsilon_m} \right)^4 \right] \epsilon_m (C - \epsilon_m) + D \frac{\partial^2 \epsilon_m}{\partial \xi^2},$$

где ϵ – плотность потенциальной энергии, запасаемой в среде; ϵ_m – энергетическая прочность единицы объема, w_c – плотность потока сейсмической энергии, w_0 – сейсмогенная мощность источников энергии, a – величина, обратная времени $T_{\text{восст}}$, за которое энергетическая прочность единицы объема возрастает в e раз (при условии, что плотность потенциальной энергии равна нулю), b – величина, обратная времени $T_{\text{разр}}$, за которое энергетическая прочность единицы объема уменьшится в e раз (при условии, что $\epsilon = \epsilon_m$); $1/k$ – время, за которое выделилась бы потенциальная энергия, запасенная в единице объема в виде сейсмической энергии при условии, что $\epsilon = \epsilon_m$; C – предельная (теоретическая) прочность единицы объема, t – время; ξ – координата (рассматривается одномерный случай), D – коэффициент диффузии. Напомним, что предположения, которые легли в основу энергетической модели сейсмичес-

кого режима, налагают некоторые условия на "характерный размер" единицы объема (в одномерном случае - единицы длины): он должен быть много больше длины максимального разлома, возникающего при землетрясении, и много меньше длины рассматриваемого сейсмогенного участка. При этом функции, описывающие выделение сейсмической энергии, изменение плотности потенциальной энергии и энергетической прочности, получаются непрерывными и сглаженными по времени и координате. Решение системы (1) было получено методом изоклин и имеет следующий вид [2]:

$$\begin{aligned}
 w_c &= w_0 \left[\bar{J} - 1, 0 \left(\bar{1} - \frac{\bar{k}}{\bar{b}} \right) \cos \omega t \sin \frac{2\pi}{\lambda} \xi \right]^7 \left[1 + 0, 7 \frac{\bar{k}}{\bar{b}} \cos \omega t \sin \frac{2\pi}{\lambda} \xi \right] \\
 \epsilon &= w_0 \frac{1}{\bar{k}} \left(\frac{\bar{b}}{\bar{a}} \right)^{3/2} \left[\bar{J} - 1, 0 \left(\bar{1} - \frac{\bar{k}}{\bar{b}} \right) \cos \omega t \sin \frac{2\pi}{\lambda} \xi \right] \\
 \epsilon_m &= w_0 \frac{1}{\bar{k}} \left(\frac{\bar{b}}{\bar{a}} \right)^{7/4} \left(1 + 0, 7 \frac{\bar{k}}{\bar{b}} \cos \omega t \sin \frac{2\pi}{\lambda} \xi \right),
 \end{aligned} \tag{2}$$

где ω - круговая частота процесса, равная $\omega = a[k/b(1-k/b)]^{1/2}$, λ - длина волны, равная $\lambda = 2\pi(D/a)^{1/2}$.

Полученные аналитические зависимости дали возможность оценить времена релаксации энергетической прочности $T_{\text{восст}} = 1/a$, $T_{\text{разр}} = 1/(b-a)$ и величину k для некоторых сейсмических участков и сравнить полученные значения.

Исследуемые участки, зоны разломов, выбирались из следующих соображений. Зоны разломов должны: 1) быть "одномерные", т.е. длина участка должна быть много больше ширины его; 2) не иметь пересечений с другими сейсмогенными разломами.

В качестве таких участков были выбраны Курило-Камчатская зона разломов и крупный разлом в западной части Югославии. Далее для проведения вычислений необходимо было подходящим образом разделить рассматриваемые зоны на "точки", чтобы можно было проводить непрерывное построение величин сейсмического режима. Размер "точки" выбирался в соответствии с приведенными выше условиями, т.е.

$$l_{\text{max}} \ll L \ll Z,$$

где l_{max} - длина максимального разлома, L - характерный размер "точки", Z - длина рассматриваемого участка.

Для балканского участка характерный размер должен удовлетворять такому соотношению: $10 \text{ км} \ll L \ll 350 \text{ км}$, где 10 км - оцененная длина разлома для максимального возможного землетрясения на этом участке [3], 350 км - длина этого участка. С учетом этого условия характерный размер был выбран в 70 км .

Для Камчатки, где длина сейсмогенной зоны 2200 км и длина максимального разлома для которой оценивается в 300 км , характерный размер равен 450 км . Затем необходимо было построить

распределение выделения сейсмической энергии для этих участков в зависимости от времени и координаты. Величина промежутков времени, по которым проводилось построение, выбиралась из соображений минимальности дисперсии отклонения фактического распределения сейсмической энергии и полученных аналитических зависимостей. Было подсчитано, что при разбиении сейсмического цикла на 30 частей дисперсия отклонения вдвое больше, чем при разбиении на 10 частей, а дисперсия отклонения при разбиении на 5 частей практически не отличается от дисперсии отклонения при разбиении сейсмического цикла на 10 частей. Поэтому для удобства было выбрано время усреднения, равное $T/10$, где T - период сейсмического цикла.

Для участка, расположенного на Балканах, построение распределений выделения сейсмической энергии от времени было проведено на основе каталога землетрясений Карника [4]. На рис. 1 представлено распределение выделения сейсмической энергии в зависимости от времени для центральной "точки", где были наиболее сильные землетрясения на этом участке за период 1900-1970 гг. Полученная аналитическая зависимость для плотности потока сейсмической энергии w_c (2) не противоречит тому экспериментальному факту, что наиболее сильные землетрясения должны быть в центре участка, так как для участка, длина которого $z = \lambda/2$, максимум функции $\sin \frac{2\pi}{\lambda} \xi$ приходится на точку с координатой $\xi = z/2$, т.е. на центр участка.

Для Курило-Камчатской зоны был использован известный сейсмический цикл Федотова [5] (рис. 2), усредненный за каждые 15 лет цикла.

Воспользовавшись полученными аналитическими зависимостями изменения плотности потока сейсмической энергии и плотности потенциальной энергии, имеем три таких соотношения для вычисления периодов релаксации энергетической прочности и величины k . Первое:

$$T = \frac{2\pi}{a\sqrt{\frac{k}{b}\left(1 - \frac{k}{b}\right)}}, \quad (3)$$

где T - период сейсмического цикла, который для балканского участка равен 30 годам, для Камчатки - 140 годам (рис. 1 и 2).

$$w_{c \text{ макс факт}} = w_0 \left[1 + 1,8 \left(1 - \frac{k}{b} \right) \right]^7 \left(1 - 0,7 \frac{k}{b} \right), \quad (4)$$

где $w_{c \text{ макс факт}}$ - максимум фактического распределения плотности потока сейсмической энергии, равный соответственно для балканского участка $w_{c \text{ макс факт}} = 2 \cdot 10^{15}$ дж/год, для Камчатки $w_{c \text{ макс факт}} = 10^{19}$ дж/год; w_0 - мощность источников сейсмогенной энергии, для балканского участка $w_0 = 10^{14}$ дж/год; для Камчатки $w_0 = 10^{16}$ дж/год.

Правая часть равенства (4) – максимум аналитической зависимости плотности потока сейсмической энергии. И третье:

$$\int_0^T w_c dt = \sum_j E_j,$$

где $\sum_j E_j$ – сумма энергий землетрясений, происшедших в центральной точке участка за время цикла T . Интеграл по времени за период цикла от теоретической зависимости плотности потока сейсмической энергии должен быть равен фактической сумме энергий землетрясений, имеющих место в центральной "точке" за время T .

После проведения несложных вычислений получим такие результаты (величины "единицы длины" и "единиц времени" для этих участков после вычислений приведены к одним и тем же значениям):

	$a, \text{год}^{-1}$	$b, \text{год}^{-1}$	$k, \text{год}^{-1}$
Курилы и Камчатка	0,09	100	6
Балканы	0,35	40	5

или

	$T_{\text{восст}}, \text{лет}$	$T_{\text{разр}}, \text{лет}$	$1/k, \text{лет}$
Курилы и Камчатка	11	1/100	0,17
Балканы	3	1/40	0,20

Полученные значения периодов восстановления и уменьшения энергетической прочности нельзя рассматривать как утверждение того, что и в природе времена увеличения и уменьшения энергетической прочности в e раз будут именно такими. Это расхождение объясняется тем, что при рассматриваемых характерных размерах "точек" плотность потенциальной энергии ϵ никогда не бу-

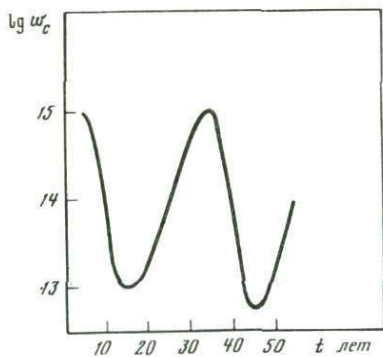


Рис. 1. Распределение выделения сейсмической энергии в зависимости от времени на балканском участке

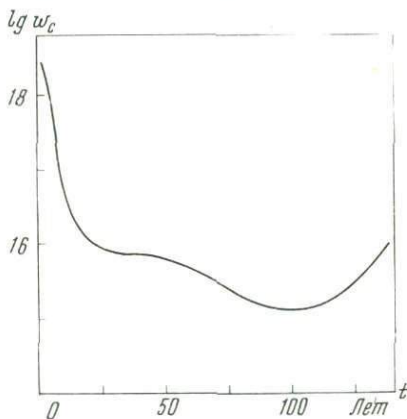


Рис. 2. Сейсмический цикл на Камчатке

дет равна нулю, или, другими словами, никогда вся потенциальная энергия нашего единичного объема не выделится полностью в виде сейсмической энергии, и аналогично никогда плотность потенциальной энергии ϵ не будет равна энергетической прочности ϵ_m , так как в соответствии со сделанными предположениями длина максимального разлома много меньше характерного размера "точки". Поэтому действительные времена увеличения и уменьшения энергетической прочности в e раз будут несколько больше указанных здесь значений. Тем не менее представленные в этой работе цифры дают достаточно ясное представление о процессах, происходящих в этих двух сейсмоактивных зонах. На Камчатке среда разрушается в 2,5 раза быстрее, чем на Балканах, и восстанавливается в 4 раза медленнее.

Полученные значения коэффициентов a, b, k дают возможность оценить энергетическую прочность элементарных (характерных) участков Курило-Камчатского и балканского разломов.

Напомним, что под энергетической прочностью здесь понимается удельная потенциальная энергия, которую необходимо запасти в материале к моменту возникновения магистрального разрыва. Энергетическая прочность, о которой идет речь, зависит от времени и координат. И поэтому здесь можно оценить усредненную за десятки лет энергетическую прочность $\bar{\epsilon}_m$ характерных объемов размером в десятки километров. Чтобы сравнить полученные величины с энергетической прочностью образцов горных пород привычных размеров, определяемой экспериментально в лабораториях, надо просто формально привести полученные величины делением на объем к энергетической прочности объемов в несколько сантиметров. И это будет усредненная эффективная энергетическая прочность, которая будет характеризовать энергетическую прочность этого характерного объема L^3 размером в сотни кубических километров, а не самого образца размером в несколько кубических сантиметров.

Можно показать, что усредненная энергетическая прочность единичного объема, который рассматривается в этой работе, равна

$$\bar{\epsilon}_m \approx \frac{w_0}{k} \left(\frac{b}{a}\right)^2. \quad (5)$$

Подставив в это выражение полученные величины a, b, k и разделив на характерный объем, получим среднюю энергетическую прочность $\bar{\epsilon}_m$ для исследуемых участков: Камчатка - $\bar{\epsilon}_m \approx 2 \cdot 10^5$ эрг/см³; Балканы - $\bar{\epsilon}_m \approx 5 \cdot 10^3$ эрг/см³.

Для удобства сравнения полученных величин с величинами, полученными при лабораторных исследованиях, перейдем от энергетической прочности ϵ_m к прочности σ . Имеем

$$\epsilon_m = \sigma^2/2E,$$

где E - модуль Юнга. Примем $E = 10^{11}$ эрг/см³. Тогда получим: Камчатка - $\bar{\sigma} \approx 2 \cdot 10^8$ эрг/см³; Балканы - $\bar{\sigma} \approx 10^7$ эрг/см³.

Лабораторные исследования на образцах горных пород дают для прочности образцов оценку $\sigma = 10^9$ эрг/см³.

Следовательно, средняя эффективная прочность пород в сейсмоактивных районах на один-два порядка меньше, чем прочность образцов при лабораторных исследованиях, что достаточно хорошо согласуется с результатами сейсмологических исследований.

Сравнение эффективных прочностей на Камчатке и на Балканах дает основание предположить, что среда в зоне исследуемого балканского разлома более разрушенная, чем в зоне Курило-Камчатского разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1968, № 5.
2. Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М. Развитие энергетической модели сейсмического режима. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1975, № 12.
3. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. - В кн.: *Вопросы инженерной сейсмологии*, Вып. 14, М., "Наука", 1971.
4. Karnik V. Seismicity of the European area. - In: *The earth's crust and upper mantle*. Washington, 1969.
5. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. - В кн.: *Сейсмическое районирование СССР*. М., "Наука", 1968.

В. Н. Аверьянова, Р. Н. Бурьянская

ДЕФИЦИТ АФТЕРШОКОВ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ ФОРШОКИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Факты значительного ослабления сейсмичности и понижения углового коэффициента графика повторяемости в очаговых зонах готовящихся крупных землетрясений широко известны. Они используются для прогноза крупных землетрясений, особенно - понижение уровня сейсмичности, по которому принято судить о потенциальных местах будущих очагов. Однако использование величины активности или значений углового коэффициента u для целей прогноза требует значительной детальности наблюдений, которая не может быть достигнута в отдельных районах. К таким районам относится Курило-Камчатский. Поэтому мы попытались выразить закономерности изменения параметров графика повторяемости в периоды подготовки крупных очагов через достаточно легко наблюдаемую и измеряемую величину - магнитуду максимального афтершока.

Закономерности параметров графика повторяемости изучались раздельно для очаговых зон, возникающих в условиях близгоризонтальных сжатий и близгоризонтальных растяжений, определяемых по механизму очага. В первом случае в главных землетрясениях имеют место взбросовые и взбрососдвиговые подвижки, во втором — сбросовые и сбрососдвиговые. Для краткости будем называть их условиями сжатия и растяжения соответственно.

Изменения параметров графика повторяемости в очаговых зонах удалось проследить для трех крупнейших землетрясений из северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса (6 ноября 1958 г., $M = 8,25$; 13 октября 1963 г., $M = 8,25$; 28 марта 1964 г., $M = 8,5$), возникших в условиях сжатия, и девяти крупнейших землетрясений (2 марта 1933 г., $M = 8,25$; 4 марта 1952 г., $M = 8,25$; 4 ноября 1952 г., $M = 8,5$; 9 марта 1957 г., $M = 8,5$; 4 мая 1959 г., $M = 7,75$; 20 марта 1960 г., $M = 8,0$; 4 февраля 1965 г., $M = 8,25$; 16 мая 1968 г., $M = 8,0$; 11 августа 1969 г., $M = 8,0$), возникших в условиях растяжения. Графики повторяемости строились в координатах $\lg N$, $K = \lg E$ при подсчете числа толчков в интервале магнитуды, равном четверти единицы. При переходе от магнитуды ($M_{\text{ЕССН}}$) к энергетическому классу K использована формула Гутенберга — Рихтера

$$\lg E = 4,8 + 1,5 M, \quad (1)$$

применимая для широкого диапазона магнитуд в рассматриваемом районе [1–5]. В предшествующее главному толчку время параметры графика повторяемости оценивались по наблюдениям землетрясений с $M \geq 5$ за годовые периоды, после главного толчка — за возрастающие по логарифмическому закону периоды (в сутках).

Закономерности изменения во времени параметров графика повторяемости: A_{10} и γ , различны для очаговых зон, находящихся в условиях сжатия и растяжения (рис. 1). В условиях растяжения коэффициент γ в период подготовки крупного очага убывает в соответствии с уравнениями регрессий

$$\gamma = 0,17 - 0,04(-t), \quad (2a)$$

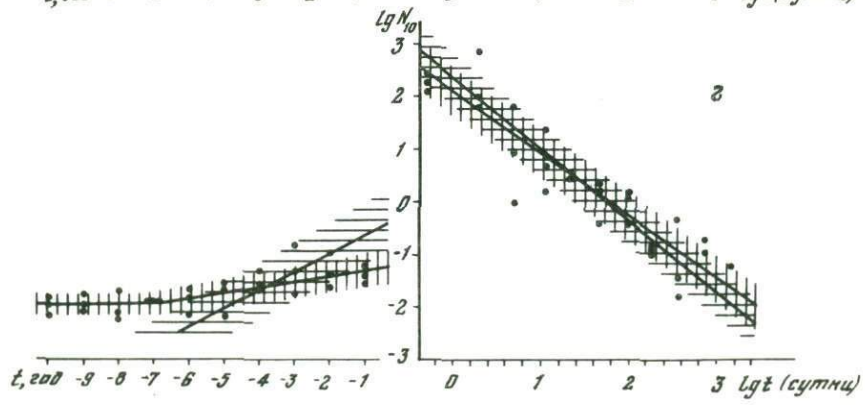
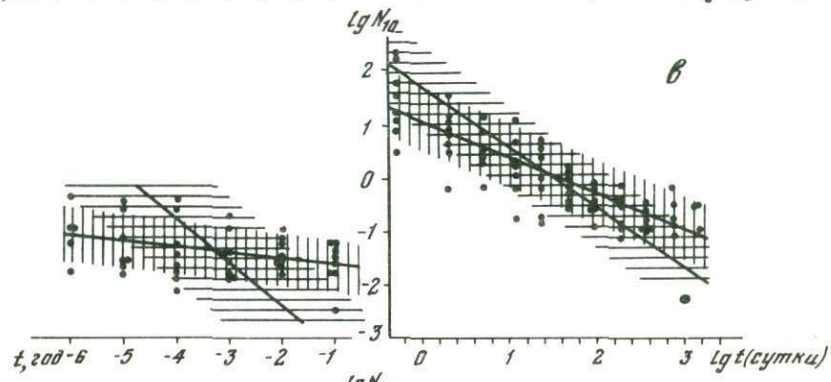
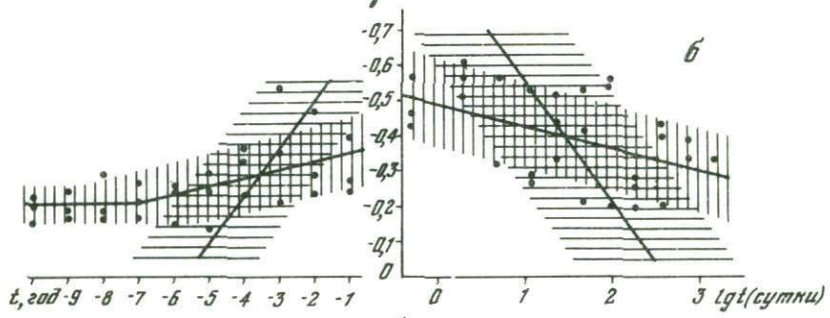
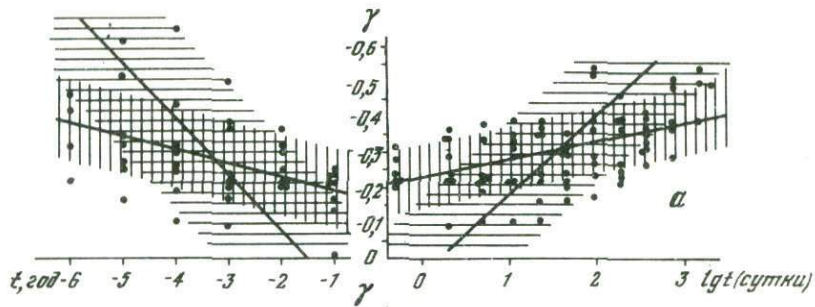
$$(-t) = 1,9 - 5,43 \gamma, \quad (26)$$

$\sigma_\gamma = 0,12$, $\sigma_t = 1,6$, $r = 0,55$, $n = 44$, $P_r > 0,99$, где σ — несмещенные оценки дисперсий, r — коэффициент корреляции, n — число степеней свободы, P_r — вероятность отличия r от нуля. Значимые при 95%-ном доверительном уровне изменения γ возникают в течение 1–1,5 года. После главного толчка γ возрастает:

$$\gamma = 0,25 + 0,05 \lg t, \quad (3a)$$

$$\lg t = -0,19 + 4,35 \gamma, \quad (36)$$

$\sigma_\gamma = 0,11$, $\sigma_{\lg t} = 1,1$, $r = 0,47$, $n = 76$, $P_r > 0,99$; значимым



изменениям γ соответствует $\lg t \geq 0,7$. Число толчков $K = 10$ изменяется с течением времени перед главным землетрясением в соответствии с уравнениями регрессий

$$\lg N_{10} = -1,7 - 0,11(-t), \quad (4a)$$

$$(-t) = -4,93 - 1,92 \lg N_{10}, \quad (4b)$$

$$\sigma_{\lg N_{10}} = 0,45, \quad \sigma_t = 1,5, \quad r = -0,37; \quad n = 44, \quad P_r = 0,98;$$

после главного землетрясения

$$\lg N_{10} = 0,78 - 0,6 \lg t, \quad (5a)$$

$$\lg t = 1,39 - 0,8 \lg N_{10}, \quad (5b)$$

$$\sigma_{\lg N_{10}} = 0,62, \quad \sigma_{\lg t} = 0,72, \quad r = -0,68, \quad n = 87; \quad P_r > 0,99.$$

В условиях сжатия закономерности изменения во времени параметров графика повторяемости несколько иные: в период подготовки очага на фоне низких значений коэффициента γ и величины активности $\lg N_{10}$ в течение пяти-семи лет до главного толчка наблюдается их возрастание. Для γ уравнения регрессий имеют вид:

$$\gamma = 0,37 + 0,03(-t), \quad (6a)$$

$$(-t) = -5,44 + 6,71 \gamma, \quad (6b)$$

$$\sigma_\gamma = 0,1, \quad \sigma_t = 1,6, \quad r = -0,38, \quad n = 18, \quad P_r = 0,95; \text{ и для } \lg N_{10}:$$

$$\lg N_{10} = -1,14 + 0,12(-t), \quad (7a)$$

$$(-t) = 1,14 + 3,02 \lg N_{10}, \quad (7b)$$

$$\sigma_{\lg N_{10}} = 0,28 \quad \sigma_t = 1,4, \quad r = 0,58, \quad n = 18, \quad P_r = 0,98.$$

После главного толчка оба параметра убывают в соответствии с уравнениями регрессий: для γ :

$$\gamma = 0,47 - 0,05 \lg t, \quad (8a)$$

$$\lg t = 2,58 - 2,83 \gamma, \quad (8b)$$

$$\sigma_\gamma = 0,12, \quad \sigma_{\lg t} = 0,9, \quad r = -0,39; \quad n = 30, \quad P_r = 0,96;$$

Рис. 1. Распределение во времени параметров графика повторяемости до и после катастрофических толчков в условиях растяжения (а, в) и сжатия (б, г). Штриховкой показана величина основной дисперсии

для $\lg N_{10}$:

$$\lg N_{10} = 2,05 - 1,17 \lg t, \quad (9a)$$

$$\lg t = 1,72 - 0,74 \lg N_{10}, \quad (96)$$

$$\sigma \lg N_{10} = 0,45, \quad \sigma \lg t = 0,37, \quad r = -0,93, \quad n = 30, \quad P_r = 0,99.$$

Периоды спокойного сейсмического режима, предшествующие подготовке крупного очага и следующие за затуханием его действия, характеризуются практически одинаковыми значениями параметров графика повторяемости, несколько различными в условиях сжатия и растяжения. За пределами шести лет до и после главного толчка режим в очаговой зоне в условиях растяжения характеризуется $\gamma = 0,4-0,5$ и $\lg N_{10} = -(1,1-1,2)$, а в условиях сжатия $\gamma = 0,25-0,35$ и $\lg N_{10} = -(1,8-1,9)$. Чем выше напряженное состояние в очаговой зоне, тем существеннее отличие этих параметров от их значений для спокойного режима, особенно непосредственно перед главным толчком и после него.

Судя по изменениям параметров графика повторяемости во времени, к форшокам можно отнести толчки, совокупность которых характеризуется описанными выше закономерностями. При этом оказывается (табл. 1), что в условиях растяжения коэффициент γ левой части графика повторяемости (обозначенной в табл. 1 индексом 1) для форшоков и афтершоков практически одинаков и равен 0,42, а активность форшоков на один-два порядка ниже активности афтершоков. В условиях сжатия для форшоков $\gamma = 0,37$, что значительно ниже величины $\beta = 0,57$ афтершоков, а величина активности афтершоков на два порядка.

Из практики наблюдений над сейсмическим режимом известно, что, чем крупнее очаг землетрясения, тем глубже сейсмическое заищение, предшествующее главному землетрясению большой величины. В таких условиях оценка параметров совокупности форшоков значительно осложняется относительной редкостью во времени и пространственной разобшенностью форшоков. Тогда важно установить признаки отличия индивидуальных форшоков от самостоятельных, независимых землетрясений. В качестве такого признака можно рассматривать степень сопровождаемости землетрясений афтершоками, которую можно измерять угловым коэффициентом графика повторяемости и величиной максимального афтершока — энергетическим классом или магнитудой.

Указанные показатели степени сопровождаемости афтершоками самостоятельных землетрясений изучены также отдельно для условий сжатия и растяжения. Результаты оценки параметров графика повторяемости и величины магнитуды главного толчка и максимального афтершока приведены в табл. 1, сами графики повторяемости показаны на рис. 2 и 3. В условиях сжатия все графики линейны и наклон их не зависит от величины энергии главного

Таблица 1

Параметры графиков повторяемости форшоков Φ и афтершоков А

Землетрясение	$M_{ГЛ}$	Тип землетрясения	$\lg N_{10}$	γ	$\sigma_{\lg N}$	N_{Σ}	$M_{\min} - M_{\max}$	n
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Условия растяжения								
4. XI 1952	8,5	Φ_1^*	1,15	0,4	0,17	27	5,0-7,25	8
		A_{11}^{**}	2,94	0,4	0,08	302	5,0-6,75	8
		A_2	4,94	0,84	0,14	13	6,75-7,5	4
9. III 1957	8,5	Φ	1,52	0,33	0,21	127	5,0-7,25	10
		A_1	2,79	0,29	0,11	585	5,0-6,5	7
		A_2	5,04	0,83	0,18	48	6,5-7,5	5
2. III 1933	8,25	Φ	2,07	0,47	0,12	190	5,0-7,5	10
		A_1	2,31	0,31	0,01	174	5,0-6,5	10
		A_2	4,24	0,78	0,07	14	6,5-7,25	4
4. III 1952	8,25	Φ	1,47	0,42	0,2	76	5,0-7,25	10
		A_1	2,68	0,4	0,13	198	5,0-6,5	7
		A_2	3,55	0,64	0,14	13	6,5-7,0	3
4. II 1965	8,25	Φ	1,28	0,33	0,21	147	5,0-6,75	8
		A_1	3,13	0,46	0,04	356	5,0-6,25	6
		A_2	3,7	0,64	0,2	27	6,25-7,5	6
5. XI 1938	8,0	A_1	1,79	0,21	0,1	102	5,0-6,5	7
		A_2	3,33	0,56	0,15	23	6,25-7,5	6
20. III 1960	8,0	Φ	1,28	0,46	0,25	73	5,0-7,25	8
		A_1	2,67	0,49	0,12	82	5,0-6,25	6
		A_2	2,93	0,58	0,23	9	6,25-7,0	4
16. V 1969	8,0	Φ	1,52	0,48	0,08	41	5,0-6,25	7
		A_1	2,87	0,49	0,14	166	5,0-6,5	7
		A_2	4,33	0,82	0,45	9	6,5-7,5	4
11. VIII 1969	8,0	Φ	1,47	0,42	0,2	63	5,0-7,25	10
		A_1	3,17	0,42	0,16	129	5,0-7,0	9
2. XI 1936	7,75	A_1	1,62	0,29	0,06	31	5,5-7,0	7
4. V 1959	7,75	Φ	1,69	0,46	0,23	97	5,0-7,25	10
		A_1	1,74	0,4	0,18	42	5,0-7,0	8
12. II 1961	7,25	A_1	2,15	0,56	0,06	69	4,25-6,25	9
28. XII 1959	6,75	A_1	1,68	0,66	0,07	32	4,0-5,25	6
23. IV 1961	6,75	A_1	1,67	0,42	0,1	44	4,25-6,0	8
26. XII 1959	6,5	A_1	1,66	0,58	0,07	25	4,0-5,24	6
25. VII 1960	6,25	A_1	1,28	0,6	0,1	19	3,75-5,0	6
3. IX 1960	6,25	A_1	1,36	0,65	0,1	38	3,5-5,0	7
22. XII 1965	6,25	A_1	1,88	0,72	0,04	30	4,0-5,25	6
11. V 1966	6,25	A_1	1,31	0,56	0,16	21	4,0-5,0	5
Условия сжатия								
28. III 1964	8,5	Φ	1,21	0,37	0,13	114	5,0-7,5	10
		А	3,52	0,6	0,23	331	5,0-7,0	9
6. XI 1958	8,25	Φ	1,27	0,39	0,11	59	5,0-7,5	8
		А	2,7	0,52	0,17	119	5,0-7,25	7

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
13.X	1963	8,25	Ф	1,16	0,35	0,16	104	5,0-7,75	10
			А	3,41	0,6	0,15	266	0,5-7,25	10
29.I	1968	7,5	А	2,8	0,48	0,06	118	4,0-6,25	10
4.II	1945	7,25	А	1,68	0,36	0,07	21	5,0-6,5	7
28.VI	1963	7,25	А	1,9	0,5	0,07	56	4,25-6,25	9
20.V	1968	7,25	АА***	1,1	0,28	0,18	28	4,25-6,5	10
11.VI	1965	7,0	АА	1,68	0,37	0,11	91	4,0-5,75	8
19.III	1967	7,0	АА	1,84	0,44	0,02	55	4,25-6,25	9
27.XII	1958	6,75	А	1,77	0,58	0,08	59	4,0-5,5	7
11.VIII	1961	6,75	А	1,43	0,55	0,18	29	4,0-5,25	6
13.XII	1965	6,75	АА	0,9	0,25	0,07	18	4,0-5,75	8
6.V	1962	6,5	А	1,31	0,71	0,17	45	3,5-4,75	6
8.II	1965	6,25	А	1,26	0,51	0,07	44	3,5-5,0	7

Данные Т. Утсу [6]

27.V	1928	7,0	АФ****	-	0,33	-	-	-	-
26.XI	1932	6,75	АФ	-	0,53	-	-	-	-
7.I	1933	6,75	АФ	-	0,37	-	-	-	-
12.X	1935	7,25	АФ	-	0,33	-	-	-	-
23.V	1938	7,0	АФ	-	0,53	-	-	-	-
4.XI	1947	7,0	АФ	-	0,67	-	-	-	-
16.IV	1964	6,0	АФ		0,35				
12.XI	1966	6,0	АФ		0,4				

* Ф - форшоки, ** А - афгершоки, *** - АА - афгершоки афгершоков,
**** - АФ - афгершоки форшоков.

землетрясения (рис. 4):

$$\gamma_a = 0,57 \pm 0,09. \quad (10)$$

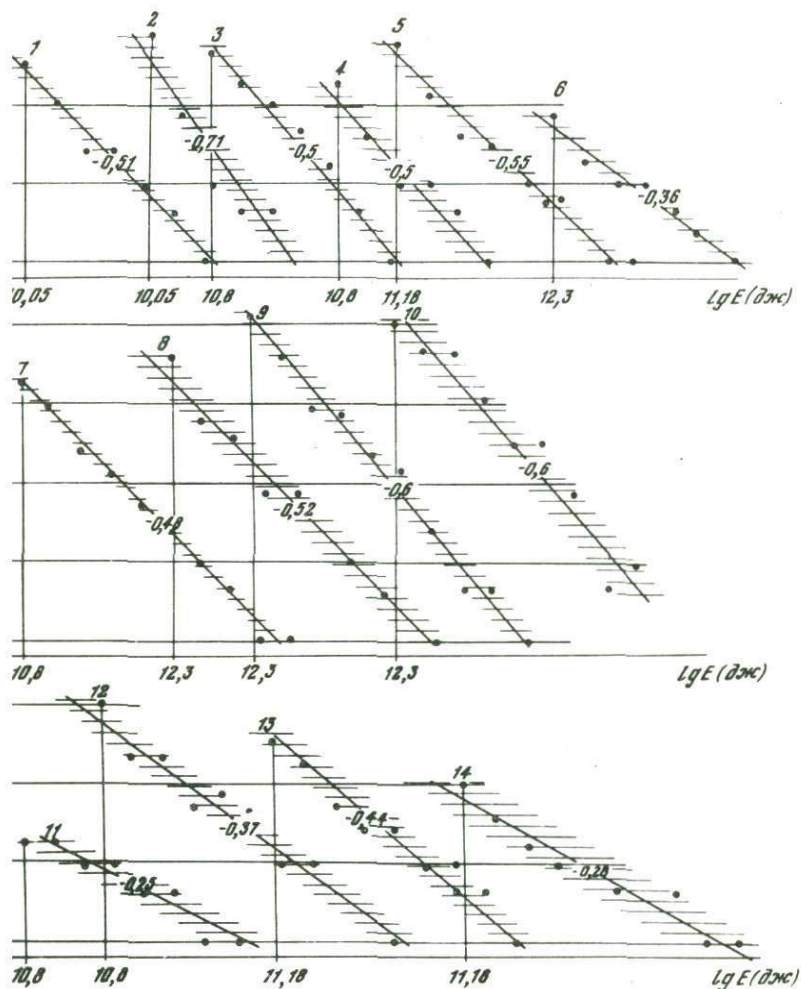
В условиях растяжения при укрупнении очага наклон графиков выполаживается и в области максимальных энергий появляется излом, тем более существенный, чем выше энергия главного толчка. Угловые коэффициенты левых прямолинейных частей графиков (A_1) в табл. 1 связаны с величиной энергии главного землетрясения значимой отрицательной корреляцией, выражающейся уравнениями регрессий:

$$\gamma_a = 2,17 - 0,105 K_{ГЛ}, \quad (11a)$$

$$K_{ГЛ} = 18,9 - 5,96 \gamma_a, \quad (11б)$$

$$\sigma_{\gamma_a} = 0,1, \quad \sigma_{K_{ГЛ}} = 0,78, \quad r = -0,89, \quad n = 29, \quad P_r > 0,99.$$

Значимые при 95%-ном доверительном уровне изменения γ_a возникают при $\delta K_{ГЛ} > 1,1$ или $\delta M_{ГЛ} \geq 0,7$. Угловой коэффициент



с. 2. Графики повторяемости афтершоков в условиях сжатия
 Землетрясения: 1 - 8. II 1965, $M = 6,25$; 2 - 7. V 1972, $6,5$; 3 - 27. XII 1959, $M = 6,75$; 4 - 11. VIII 1961, $6,75$; 5 - 28. VII 1963, $M = 7,25$; 6 - 10. II 1945, $7,25$; 7 - 29. I 1968, $M = 7,5$; 8 - 6. XI 1958, $M = 8,25$; 9 - 13. X 1963, $M = 8,25$; 10 - 28. III 1964, $M = 8,25$. Вторичные афтершоки: 11 - 13. XII 1965, $M = 7,0$; 12 - 11. V 1965, $7,0$; 13 - 19. III 1967, $M = 7,0$; 14 - 20. V 1968, $M = 7,25$. Штриховкой показана величина основной дисперсии

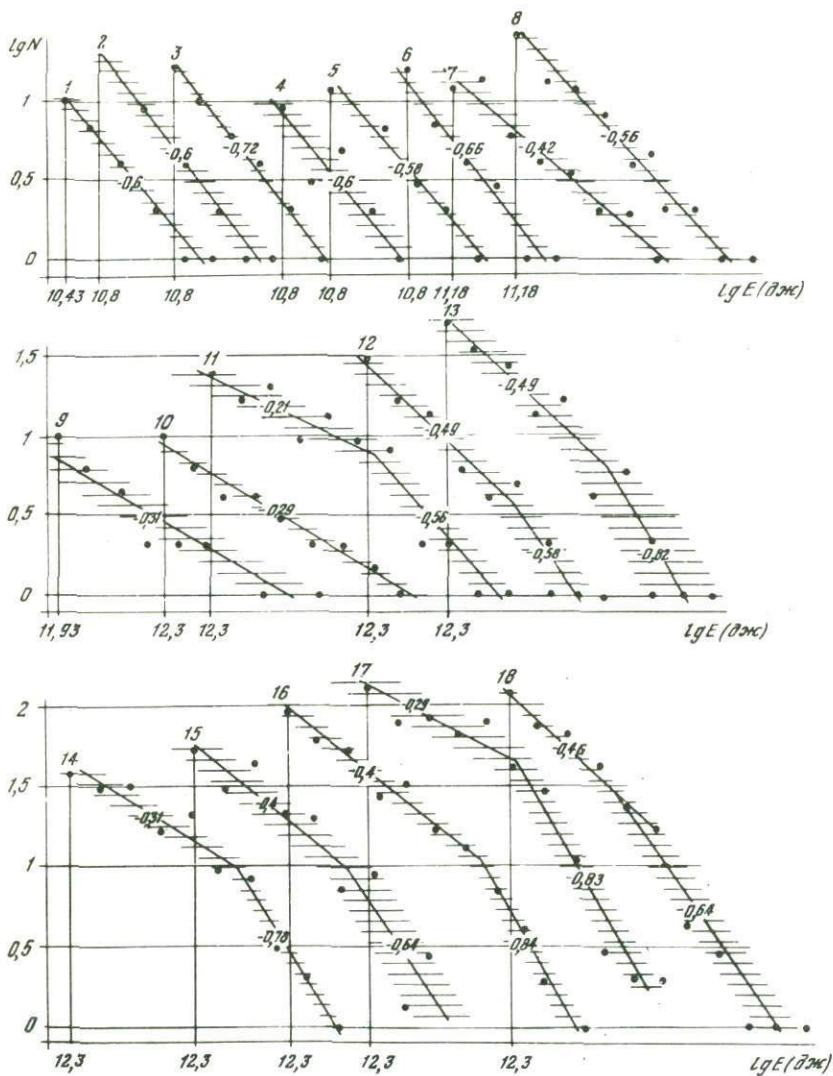


Рис. 3. Графики повторяемости афтершоков в условиях растяжения

Землетрясения: 1 - 25.VII 1960, $M=6,25$; 2 - 3.IX 1960, $M=6,25$; 3 - 22.XII 1965, $M=6,26$; 4 - 11.V 1966, $M=6,25$; 5 - 26.XII 1959, $M=6,5$; 6 - 28.XII 1959, $M=6,75$; 7 - 23.IV 1961, $M=6,75$; 8 - 12.II 1961, $M=7,25$; 9 - 4.V 1959, $M=7,75$; 10 - 2.XI. 1936, $M=7,75$; 11 - 5.XI 1938, $M=8,0$; 12 - 20.III 1960, $M=8,0$; 14 - 2.III 1933, $M=8,25$; 15 - 4.III 1952, $M=8,25$; 16 - 4.XI 1952, $M=8,5$; 17 - 9.III 1957, $M=8,5$; 18 - 4.II 1965, $M=8,25$

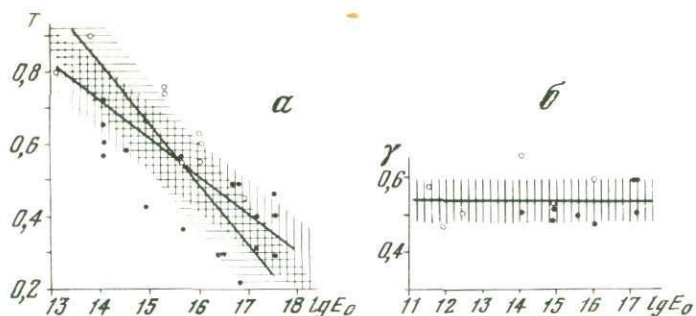


Рис. 4. Зависимость между угловыми коэффициентами графика повторяемости афтершоков γ и величиной главного землетрясения $\lg E_0$ в условиях растяжения (а) и сжатия (б)

Точки — наши данные, кружки — данные японских авторов

графиков после изгиба (A_2 в табл. 1) имеет значимую положительную корреляцию с величиной энергии главного землетрясения.

При $K_{ГЛ} > 16$

$$\gamma_a = -4,01 + 0,28 K_{ГЛ}, \quad (12a)$$

$$K_{ГЛ} = 15,55 + 2,16 \gamma_a, \quad (12б)$$

$$\sigma_{\gamma_a} = 0,1; \quad \sigma_{K_{ГЛ}} = 0,38, \quad r = 0,7, \quad n = 9, \quad P_r = 0,95.$$

Естественно, нас интересуют только левые части графиков афтершоков для крупнейших очагов и прямолинейные графики для менее крупных очагов. Связано это с тем, что искривленные графики наблюдаются в очень крупных очагах, величины которых не могут достигнуть форшоки.

Вне зависимости от условий возникновения разность величин главного толчка и максимального афтершока определяется через магнитуду

$$M_{ГЛ} - M_d = 1,0 \pm 0,25, \quad (13)$$

через энергетический класс

$$K_{ГЛ} - K_d = 1,5 \pm 0,4. \quad (14)$$

Для четырех случаев удалось оценить параметры графика повторяемости вторичных афтершоков (см. табл. 1 и рис. 2). Угловым коэффициентом их оказался значительно ниже, чем для афтершоков самостоятельных землетрясений (см. рис. 4):

$$\gamma_a = 0,34 \pm 0,02. \quad (15)$$

Для афтершоков, сопровождающих форшоки, нам не удалось произвести аналогичные оценки из-за недостатка данных наблюдений.

Однако такие оценки получены Т. Утсу [6] для отдельных серий. Для афтершоков у форшоков коэффициент γ также имеет более низкие значения, чем для афтершоков независимых землетрясений (см. табл. 1 и рис. 4). Все это говорит о том, что понижение значения коэффициента γ афтершоков является индикатором значительной напряженности среды, окружающей очаг. Чем напряженнее среда вокруг очага, тем более низкие значения γ соответствуют серии афтершоков, возникающей в таком очаге.

Что касается величины максимального афтершока у форшока, то ее значение можно оценить по выявленным закономерностям изменения γ с течением времени накануне крупного землетрясения и значениями γ для серий афтершоков, сопровождающих самостоятельные, независимые землетрясения. Задача состоит в сравнении величин, магнитуды или энергетического класса, максимальных афтершоков у форшока и самостоятельного землетрясения одинаковой величины. Обозначим через $\gamma_{a,\phi}$ угловой коэффициент графика повторяемости в очаговой зоне крупного землетрясения в момент возникновения форшока, через M_ϕ или K_ϕ - величину форшока, а через $M_{a,\phi}$ или $K_{a,\phi}$ - величину максимального афтершока у форшока. Аналогичные меры для самостоятельных, независимых землетрясений обозначим через γ_a , M или K и M_a или K_a . Для указанных величин справедливы соотношения

$$K_\phi - K_{a,\phi} = (\gamma_a / \gamma_{a,\phi}) (K - K_a), \quad (16)$$

$$M_\phi - M_{a,\phi} = (\gamma_a / \gamma_{a,\phi}) (M - M_a), \quad (17)$$

где $M_\phi = M$ и $K_\phi = K$ γ_a определяются из (10) в условиях сжатия и из (11а) в условиях растяжения, $\gamma_{a,\phi}$ определяется из (6а) в условиях сжатия и из (2а) в условиях растяжения, $M - M_a$ определяется из (13), а $K - K_a$ - из (14).

В условиях сжатия величина максимального афтершока у форшока определяется выражением

$$M_{a,\phi} = M_\phi - \frac{0,57}{0,37 + 0,03(-t)}. \quad (18)$$

Поскольку γ афтершоков самостоятельных землетрясений выше γ афтершоков у форшоков, то имеет место дефицит величины максимального афтершока у форшока по сравнению с максимальным афтершоком самостоятельного землетрясения одинаковой с форшоком величины. Этот дефицит можно оценить с помощью выражения

$$\delta M_{a,\phi} = \frac{0,57}{0,37 + 0,03(t)} - 1. \quad (19)$$

Как следует из (19), дефицит магнитуды максимального афтершока у форшока крупного землетрясения в условиях сжатия зависит только от времени возникновения форшока, а не от его величины.

В условиях растяжения магнитуда максимального афтершока у форшока оценивается по формуле

$$M_{a,\phi} = M_{\phi} - \frac{2,17 - 0,105 M_{\phi}}{0,17 - 0,04(-t)}, \quad (20)$$

а ее дефицит

$$\delta M_{a,\phi} = \frac{2,17 - 0,105 M_{\phi}}{0,17 - 0,04(-t)} - 1. \quad (21)$$

Дефицит магнитуды максимального афтершока у форшока в условиях растяжения зависит и от величины форшока и от времени его возникновения накануне крупного землетрясения.

Результаты расчета зависимости $M_{a,\phi} = f(M_{\phi})$ по (20) приведены на рис. 5. Здесь же показана зависимость $M_a = f(M)$ для самостоятельных землетрясений. Разность значений M_a на графике $M_a = f(M)$ и графиках $M_a = f(M_{\phi})$ определяет дефицит магнитуды максимального афтершока у форшоков по сравнению с магнитудой самостоятельных землетрясений одинаковой величины с форшоками. Значимый дефицит $\delta M_{a,\phi}$ должен наблюдаться в течение четырех-семи лет до момента возникновения главного толчка. Следовательно, дефицит активности форшоков в очагах крупных землетрясений создается за счет слабой сопровождаемости их афтершоками.

На северо-западе Тихого океана в сейсмических зонах островных дуг явление афтершоков очень высоко развито. Однако многие достаточно крупные землетрясения не сопровождались развитыми сериями афтершоков. Оказалось, что в подавляющем большинстве своем такие землетрясения являются форшоками крупных землетрясений и возникают на разных этапах формирования очаговой зоны.

Ослабление серий афтершоков у форшоков по сравнению с самостоятельными землетрясениями, выражающееся прежде всего в убывании величины максимального афтершока, может служить одним из признаков возникновения крупного землетрясения и использоваться в службе прогноза. Как показывает статистика этой величины, особенно для очагов в условиях растяжения, вероятность прогноза по дефициту магнитуды максимального афтершока более 0,95. В табл. 2 приведены сведения о крупнейших землетрясениях из северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса, о наиболее крупных из форшоков и максимальных афтершоках.

На рис. 6 показана вся совокупность данных для условий растяжения. Дефицит магнитуды максимального афтершока у форшоков отсчитывается от графика $M_a = f(M)$ для точек, расположенных ниже этого графика. Значимые отличия магнитуды максимального афтершока у форшоков по сравнению с самостоятельными землетрясениями ($\delta M_{a,\phi} \approx -0,5$) наблюдаются в среднем в течение шести лет до возникновения главного толчка, что находится в полном согласии с предварительными оценками (см. рис. 5), в соответствии с которыми для наблюдаемых землетрясений с $M = 6,25-7,5$ этот дефицит должен иметь место в течение семи лет. Незначи-

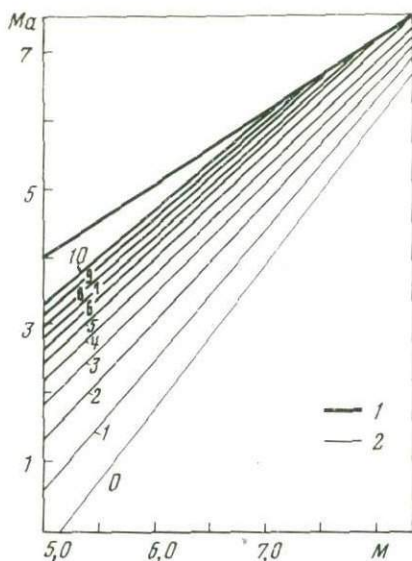


Рис. 5. Зависимость магнитуды максимального афтершока M_a от магнитуды самостоятельного землетрясения M и аналогичные зависимости для афтершоков форшоков катастрофических землетрясений

Цифры у кривых — период времени в годах до главного землетрясения

мые вариации магнитуды максимального афтершока ($\delta M_a = \pm 0,5$) относительно ее среднего значения для самостоятельных землетрясений наблюдаются за четыре-десять лет до главного толчка.

Магнитуда рассмотренных форшоков находится в основном в нешироком интервале (6,5–7,25). Это позволило построить корреляционную зависимость величины дефицита $\delta M_{a,\phi}$ от времени возникновения форшока, отсчитываемого от момента возникновения главного толчка крупного землетрясения. Для одной группы землетрясений: 2 марта 1933 г., 4 мая 1959 г., 7 декабря 1944 г., 20 марта 1960 г., 16 мая 1968 г., средняя величина которых $M = 8$, эта корреляция выражается уравнениями регрессий

$$\delta M_{a,\phi} = -0,88 - 0,16 (-t), \quad (22a)$$

$$(-t) = -4,6 - 3,73 \delta M_{a,\phi}, \quad (22b)$$

$$\sigma_{\delta M_{a,\phi}} = 0,3, \quad \sigma_t = 1,5, \quad r = -0,77, \quad n = 24, \quad P_r > 0,99.$$

Значимые изменения магнитуды максимального афтершока у форшоков в очагах землетрясений этой группы возникают в течение четырех-шести лет до главного толчка. Для второй группы землетрясений: 21 декабря 1946 г., 4 марта 1952 г., 4 ноября 1952 г., 9 марта 1957 г., 4 февраля 1965 г., 11 августа 1969 г., средняя величина которых $M = 8,25$, уравнения регрессий имеют вид

$$\delta M_{a,\phi} = -1,08 - 0,07 (-t), \quad (23a)$$

$$(-t) = -6,7 - 3,6 \delta M_{a,\phi}, \quad (23b)$$

$$\sigma_{\delta M_{a,\phi}} = 0,36, \quad \sigma_t = 2,6, \quad r = -0,5, \quad n = 30, \quad P_r > 0,99.$$

		Условия сжатия							
6. XI 1958	8,25	В течение 10 лет слабые толчки, $M < 5,5$							
13. X 1963	8,25	22. VI 1952	6,75	5,5	5,75	-0,25	0,6	0,45	
		6. VII 1954	6,75	5,5	5,75	-0,25	0,6	0,45	
		11. X 1956	7,75	5,5	6,75	-1,25	0,44	0,2	
		27. X 1957	6,75	4,75	5,75	-1,0	0,6	0,3	
		12. X 1963	7,0	5,0	6,0	-1,0	0,56	0,28	
28. VI 1963	7,25	16. III 1963	7,0	4,75	6,0	-1,25	0,56	0,25	
28. III 1964	8,5	13. II 1951	7,0	6,0	6,0	0,0	0,56	0,56	
		29. XI 1952	7,0	6,5	6,0	-0,5	0,56	0,37	
		17. VI 1954	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,64	0,43	
		10. IV 1957	7,0	4,75	6,0	-1,25	0,56	0,26	
		21. X 1962	6,75	4,75	5,75	-1,0	0,6	0,3	
		24. VI 1963	6,75	5,25	5,75	-0,5	0,6	0,4	

		Условия растяжения							
2. III 1933	8,25	6. VIII 1927	7,0	6,5	6,0	+0,5	0,56	1,0	
		27. V 1928	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,52	0,69	
		7. II 1931	7,0	5,5	6,0	-0,5	0,56	0,37	
		9. III 1931	7,5	6,0	6,5	-0,5	0,48	0,32	
		3. IX 1932	6,5	5,5	5,5	0,0	0,64	0,64	
		26. XI 1932	7,0	5,25	6,0	-0,75	0,56	0,32	
		4. I 1933	6,5	4,5	5,5	-1,0	0,64	0,32	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
		7. I 1933	7,0	5,5	6,0	-0,5	0,56	0,37	
7. XII 1944	8,0	7. III 1927	7,5	6,0	6,5	-0,5	0,48	0,32	
		12. I 1938	6,75	5,25	5,75	-0,5	0,6	0,4	
21. XII 1946	7,75	11. IX 1935	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,52	0,69	
		20. II 1938	6,5	5,25	5,5	-0,25	0,64	0,51	
		16. XII 1939	7,25	5,0	6,25	-1,25	0,52	0,23	
		22. VI 1945	7,25	5,25	6,25	-1,0	0,52	0,26	
4. III 1952	8,25	13. VI 1943	7,25	6,25	6,25	0,0	0,52	0,52	
		1. II 1944	6,6	6,0	5,6	+0,4	0,64	1,06	
		3. X 1944	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,64	0,42	
		10. II 1945	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,52	0,69	
		19. IX 1945	6,6	5,2	5,6	-0,4	0,64	0,46	
		4. XI 1947	7,0	5,25	6,0	-0,75	0,56	0,32	
		10. III 1951	6,5	4,25	5,5	-1,25	0,64	0,28	
		17. X 1951	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,6	0,34	
		19. X 1951	6,25	4,25	5,25	-1,0	0,68	0,34	
4. XI 1952	8,5	24. IX 1941	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,64	0,42	
		13. IX 1946	7,0	5,25	6,0	-0,75	0,56	0,32	
		2. X 1946	7,25	5,25	6,25	-1,0	0,52	0,26	
		6. X 1946	7,25	5,25	6,25	-1,0	0,52	0,26	
		15. XI 1951	5,5-6,25 - рой разобщенных по площади толчков						
9. III 1957	8,5	5. I 1953	7,25	5,0	6,25	-1,25	0,52	0,23	
		13. I 1955	6,5-7,0 без серии афтершоков				-1,0	0,6	0,3
	8,5	20. VI 1955	6,5-7,0 без серии афтершоков				-1,0	0,6	0,3
		19. X 1955	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,6	0,34	
		8. XII 1956	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,6	0,34	
		2. I 1957	6,5	4,75	5,5	-0,75	0,64	0,36	
		2. I 1957	7,0	4,75	6,0	-1,25	0,56	0,25	
4. V 1959	7,75	5. X 1953	6,5	5,25	5,5	-0,25	0,64	0,51	
		25. XII 1953	6,75	5,5	5,75	-0,25	0,6	0,48	

		18. III 1955	7,0	5,5	6,0	-0,5	0,56	0,37
		18. XII 1957	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,6	0,34
		18. VIII 1958	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,6	0,34
20. III 1960	8,0	20. XI 1958	6,75	4,5	5,75	-1,25	0,6	0,27
		12. IX 1954	6,25	5,1	5,25	-0,15	0,68	0,59
		1. V 1955	6,25	5,75	5,25	+0,5	0,68	1,3
		12. VI 1957	6,25	4,5	5,25	-0,75	0,68	0,39
		4. II 1960	6,0	4,5	5,0	-0,5	0,72	0,48
4. II 1965	8,25	20. VI 1955	6,75	6,0	5,75	+0,25	0,6	0,8
		24. VIII 1956	6,5	5,25	5,5	-0,25	0,64	0,51
		30. XII 1960	6,75	5,25	5,75	-0,5	0,6	0,4
		31. VIII 1962	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,64	0,43
		26. XII 1962	6,5	4,75	5,5	-0,75	0,64	0,37
16. V 1968	8,0	26. XII 1962	6,5	4,75	5,5	-0,75	0,64	0,37
		12. VIII 1961	6,5	5,75	5,5	+0,25	0,64	0,85
		12. IV 1962	7,0	5,75	6,0	-0,25	0,56	0,45
		23. IV 1962	7,0	6,0	6,0	0,0	0,56	0,56
		21. XII 1962	6,25	4,75	5,25	-0,5	0,68	0,45
		16. IV 1964	6,0	4,5	5,0	-0,5	0,72	0,48
		12. XI 1966	6,25	4,5	5,25	-0,75	0,68	0,39
		17. I 1967	6,75	4,5	5,75	-1,25	0,56	0,28
		21. IV 1968	6,5	4,5	5,5	-1,0	0,64	0,32
11. VIII 1969	8,0	12. II 1961	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,52	0,69
		30. III 1963	6,25	4,5	5,25	-0,75	0,68	0,39
		31. V 1964	6,75	4,75	5,75	-1,0	0,6	0,3
		23. VI 1964	6,75	4,5	5,75	-1,25	0,6	0,27

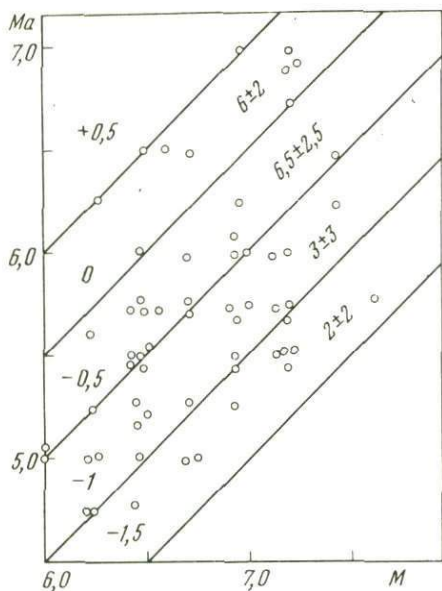


Рис. 6. Наблюдаемая магнитуда максимального афтершока в очаговых зонах катастрофических землетрясений

Цифры около прямых — отклонения магнитуды максимального афтершока M_a от средней ее величины для независимых землетрясений. Цифры между прямыми — интервал времени в годах до главного толчка

Значимые изменения $M_{a,\psi}$ в этих очагах наблюдаются в течение семи-одиннадцати лет до главного толчка.

Получить эмпирические соотношения для $\delta M_{a,\psi}$ в условиях сжатия не удалось из-за недостатка данных наблюдений. Можно лишь отметить, что за шесть-семь лет до главного толчка $\delta M_{a,\psi}$ резко возрастает до значений $-1,25$, а непосредственно перед главным толчком дефицит магнитуды максимального афтершока равен примерно $-0,75$.

По наблюдаемому дефициту магнитуды максимального афтершока можно оценить значения углового коэффициента графика повторяемости в момент возникновения форшока (что, впрочем, справедливо и для независимых землетрясений) с помощью формулы

$$\gamma_{a,\psi} = \gamma_a \frac{M - M_a}{M_{\psi} - M_{a,\psi}} \quad (24)$$

Результаты такой оценки приведены в табл. 2, в которой для сравнения приведены также значения γ_a . Возможность подобных оценок имеет не последнее значение для периодов наблюдений, в течение которых из-за недостатка данных нельзя получить надежные оценки параметров графика повторяемости, но можно произвести группирование землетрясений и выделить среди них главные землетрясения и максимальные их афтершоки.

Таким образом, дефицит активности форшоков обусловлен слабой сопровождаемостью их афтершоками по сравнению с самостоятельными, независимыми землетрясениями. Одновременное убывание угло-

вого коэффициента графика повторяемости афтершоков и величины максимального из них является косвенной мерой возрастания энергии упругой деформации в области, окружающей такие очаги, и может рассматриваться в качестве прогностического признака возникновения более крупного землетрясения. В целях прогноза крупных землетрясений на северо-западе Тихого океана могут использоваться одновременно и выявленные закономерности изменения во времени параметров графика повторяемости всей совокупности формоков в условиях сжатия и растяжения. Однако наиболее простому наблюдению и обработке поддается величина максимального афтершока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Gutenberg B., Richter C. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. - "Bull. Seismol. Soc. America.", 1956, v. 46, N 2.
2. Asada T. Frequency distribution of earthquake magnitude, seismicity and related problems. - "J. Seismol. Soc. Japan", 1957, v. 10, N 1.
3. Соловьев С.Л. Магнитуда землетрясений. - В кн.: Землетрясения в СССР, М., Изд-во АН СССР, 1961.
4. Соловьев С.Л., Соловьева О.Н. О соотношении между энергетическими классами и магнитудой курильских землетрясений. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1967, № 2.
5. Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., "Наука", 1969.
6. Utsu T. Aftershocks and earthquake statistics (I) - Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations. - "J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII", 1969, v. 3, N 3.

*И. Л. Нерсесов, В. С. Пономарев,
Ю. М. Тейгельбаум*

ЭФФЕКТ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗАТИШЬЯ ПРИ БОЛЬШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

В общей схеме изменений сейсмического режима перед большим землетрясением "сейсмическое затишье" определено как кратковременное снижение сейсмической активности непосредственно перед главным разрывом [1].

Эффекты, которые в широком смысле можно понимать как "сейсмические затишья", наблюдались при разрушении образцов горных пород в лабораторных условиях [2], перед возникновением горных ударов в шахтах [3], перед наибольшими землетрясениями [4, 5], перед землетрясениями средней величины [6]. По-видимому, такие эффекты являются весьма общей особенностью процесса разру-

шения горных пород, проявляющейся в очень широком диапазоне линейных размеров.

В настоящей работе исследованы возможности использования сейсмических затиший в качестве прогностического признака на материалах о сейсмичности Гармского района.

Материалы и методика

В работе использованы материалы сейсмологических наблюдений, которые проводились в 1955–1970 гг. в Гармском районе. Основные исследования проводились на площади S_p (рис. 1). В части случаев при исследовании сейсмических затиший в пограничных областях указанной площади привлекались данные на несколько большей площади – S_p^* (рис. 1).

Координаты землетрясений определены с точностью классов А (± 1 –2 км), Б (± 2 –5 км) и В (± 5 –10 км). Энергетическая классификация землетрясений осуществлена по шкале Т.Г. Раутиан [1]. В работе учитывались только землетрясения, очаги которых возникали в интервале глубины 0–10 км. Они составляют около 90% от общего числа землетрясений.

Эффект сейсмического затишья изучался нами перед землетрясениями с $K > 12$. Список, приведенный в табл. 1, содержит данные о наиболее точно определенных эпицентрах землетрясений с $K = 12$ –13, поскольку из больших землетрясений в Гармском районе за период наблюдения возникло лишь одно землетрясение ($K = 14$, 1969 г.).

В общепринятом смысле землетрясения с $K = 12$ –13 нельзя назвать большими, хотя известны случаи, когда землетрясения с $K = 13$ вызывали сотрясения, достигавшие 8 и даже 9 баллов. Понятие "большое землетрясение" использовалось нами как условное. Под "большим землетрясением" или "главным толчком" мы подразумеваем землетрясение с любой энергией, если эффект сейсмического затишья изучался по отношению к этому землетрясению, а под "землетрясениями средней силы" – землетрясения, энергия которых меньше энергии главного толчка не более чем на три-четыре порядка.

Методика, применявшаяся для выделения сейсмических затиший, состоит в следующем.

Обозначим число землетрясений фиксированного энергетического диапазона ΔK , наблюдаемых на площади данной пространственной области S за время t как N_H , а среднее число землетрясений на той же площади и за то же время, вычисленное из данных за существенно более долгий период наблюдения – "ожидаемое" число землетрясений – как N_0 .

Условимся называть пространственную область, в пределах которой $N_H < N_0$, "областью дефицита землетрясений с энергией ΔK ", или, кратко, "областью дефицита" (S_δ), а частный случай, когда при этом $N_H = 0$ – "областью запрета на землетрясения с энергией

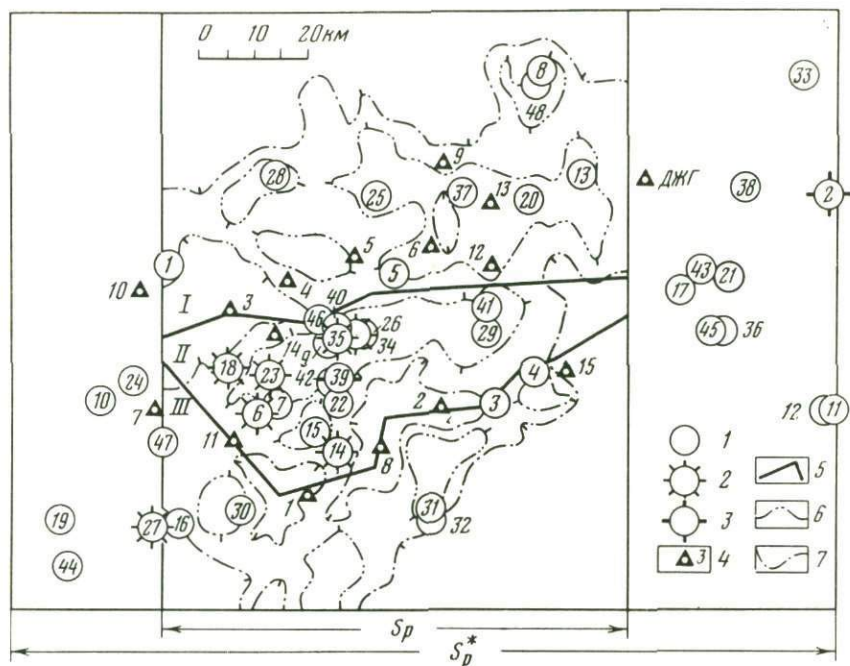


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений (1955-1973 гг.)

1 - $K = 12$; 2 - $K = 13$; 3 - $K = 14$; 4 - сейсмическая станция (номер 11 - ст. Гарм); 5 - граница области динамической связности (номер 11 - ст. Гарм); 6 - изолинии сейсмической активности $A_{10} = 2, 5$; 7 - то же для $A_{10} = 0, 75$

Цифры на карте: 1-48 - эпицентры землетрясений:

1-16. I 1955, 2 - 15. VI 1955, 3 - 12. VIII 1955, 4-13. XI 1955, 5 - 14. I 1956, 6 - 11. IV 1956, 7 - 4. VI 1956, 8 - 30. IV 1956, 9 - 22. IX 1956, 10 - 25. X 1956, 11 - 10. XI 1956, 12 - 11. XI 1956, 13 - 1. I 1957, 14 - 13. I 1957, 15 - 9. V. 1957, 16 - 8. X 1957, 17 - 22. XI 1957, 18 - 7. I 1958, 19 - 20. VIII 1958, 20 - 26. III 1959, 21 - 11. VI 1959, 22 - 20. VI 1959, 23 - 31. VII 1959, 24 - 12. II 1960, 25 - 7. IX 1960, 26 - 10. XI 1961, 27 - 31. I 1962, 28 - 3. VI 1963, 29 - 7. X 1963, 30 - 10. X 1964, 31 - 25. X 1964, 32 - 24. X 1964, 33 - 12. II 1966, 34 - 11. IV 1966, 35 - 14. VI 1966, 36 - 6. VII 1966, 37 - 14. I 1967, 38 - 10. V 1967, 39 - 22. III 1969, 40 - 14. XI 1969, 41 - 13. I 1971, 42 - 10. II 1971, 43 - 18. IV 1971, 44 - 23. V 1972, 45 - 29. VI 1972, 46 - 30. VII 1972, 47 - 5. II 1973, 48 - 8. V 1973

I, II, III - северная, центральная и южная части района

Таблица 1

Список землетрясений с $K \geq 12$

Дата возникновения землетрясения	Энергетичес- кий класс	Координаты эпицентра		Глубина очага, км
		$\phi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$	
На площади S_p				
16. I 1955	12	39 ⁰ 05'	70 ⁰ 11'	10
12. VII.	12	38 51	70 53,5	15
13. XI.	12	38 54	70 58	15
14. I. 1956	12	39 04	70 40,5	22
11. IV.	13	38 50	70 22	5-10
4. VI.	12	38 51	70 25	10
30. VI.	12	39 22,5	71 02	5-10
22. IX.	12	38 55,5	70 31,5	5
1. I. 1957	12	39 14	71 05	5
13. I.	13	38 46	70 33	10
9. V.	12	38 48	70 30	10
8. X.	12	38 38,5	70 12	20
7. I. 1958	13	38 54	70 18	10
26. III. 1959	12	39 11,5	70 58	5
20. VI.	12	38 51	70 33	5-10
31. VII.	13	38 54	70 24	10
7. IX. 1960	12	39 12	70 38	10
10. XI. 1961	12	38 58	70 36	5-10
31. I. 1962	13	38 38	70 08	10-15
3. VI. 1963	12	39 14	70 25	5-10
7. X.	12	38 58	70 52,5	5-10
10. X. 1964	12	38 40	70 20	5
24. X.	12	38 38	70 43	10
25. X. 1964	12	38 40	70 45	20
11. VI. 1966	13	38 58	70 08	15
14. IV.	13	38 57	70 33	10
14. I. 1967	12	39 12	70 49,5	5
22. III. 1969	14	38 53	70 33	10-15
14. XI.	12	38 58,5	70 32,5	10
На площади $S_p^* - S_p$				
25. X. 1956	12	38 51	70 02	10-20
11. XI.	12	38 50	71 37	10-20
11. XI.	12	38 50	71 37	10-20
22. XI. 1957	12	39 02	71 18	5-15
20. VIII. 1958	12	38 39	69 56	20
11. VI. 1959	12	39 03	71 24	5-10
12. II. 1960	12	38 53	70 06	20
6. VII. 1968	12	39 12	71 22	20
10. V. 1967	12	39 12	71 26	10

ΔK " или, кратко, "областью запрета" (S_3). Соответственно продолжительность существования областей S_0 и S_3 назовем "временем дефицита" (τ_0) и "временем запрета" (τ_3). Кроме того, будем различать интервалы времени, равные по длительности интервалу τ_3 , но либо ему непосредственно предшествующие ("дозапретный период" - τ_{03}), либо следующие после него ("послезапретный период" - τ_{30}).

Меру отклонения N_H от N_0 обозначим, как δ . Поскольку в дальнейшем необходимо различать как отклонения при $N_H > N_0$, так и при $N_H < N_0$, то меры таких отклонений будем обозначать соответственно как δ^+ и δ^- . Значение δ принято как вероятность частной реализации N_H при случайном распределении дискретных величин со средним значением N_0 , вычисляемая из распределения Пуассона.

Методика выделения сейсмических затиший состояла в выделении пространственных областей, в которых наблюдалось временное существенное уменьшение числа землетрясений N_H от их средней нормы N_0 . При этом сейсмические затишья выделялись в двух формах - в форме областей запрета и в форме областей дефицита. Среди последних рассматривались только те, на площади которых $\delta^- \leq 0,003$. При относительно больших значениях среднего (N_0) это значение вероятности близко к 3σ .

Определение величины N_H представляет собой несложную операцию, состоящую в подсчете землетрясений с энергией ΔK на площади S за время τ . Определение величины N_0 осложнено пространственной неоднородностью активности землетрясений по площади района [7] и длительными тенденциями к систематическому изменению уровня активности землетрясений во времени [8].

Если расчленить карту района на достаточно малые площадки, то пространственной неоднородностью активности землетрясений можно пренебречь. При определении N_0 для землетрясений с $K=7-8$ использовались площадки ΔS размером $4' \times 4'$ (около 45 км^2), для землетрясений с $K \geq 9$ - площадки ΔS размером $6' \times 6'$ (около 100 км^2) и $12' \times 18'$ (около 600 км^2).

Длительные изменения уровня активности землетрясений на площади S получены осреднением временных рядов, отражающих колебания числа землетрясений на площади S во времени, по методу наименьших квадратов (прямой линией). Функцию, полученную в результате осреднения, обозначим, как $N_0(t)|_S$. Значение k_τ - коэффициента, учитывающего длительные изменения, - определялось из выражения

$$k_\tau = N_\tau |_S / \sqrt{\bar{N}} |_S,$$

где $N_\tau |_S$ - значение функции $N_0(t)|_S$ в фиксированном интервале времени τ и $\bar{N} |_S$ - среднеарифметическое значение функции $N_0(t)|_S$. Значение $\bar{N} |_S$ вычислялось как $\bar{N} |_S = N |_S / t$, где $N |_S$ - суммарное число землетрясений, зафиксированное на площади S за время $t = 16$ лет (с 1955 по 1970 г.).

Значение N_0 на площади S вычислялось из выражения

$$N_0|_S = \bar{N}'_S \cdot k_r \cdot r.$$

Области запрета выделялись следующим образом. На карту наносился эпицентр главного толчка. Затем в последовательности, обратной течению времени (при движении от момента возникновения толчка в прошлое), на карту наносились эпицентры землетрясений средней силы. При этом наблюдалось следующее. Вначале эпицентры располагаются вне некоторой пространственной области, включающей в себя эпицентр главного толчка, и тем самым ее оконтуривают. На следующем этапе, по истечении времени, которое мы и определили как время запрета τ_3 , наблюдается резкое сокращение указанной области. В качестве границ области запрета принимались прямые линии, соединяющие эпицентры землетрясений средней силы, которые возникали в течение τ_3 и были, в различных азимутах, расположены к эпицентру главного толчка наиболее близко. Площади с наиболее низкой сейсмической активностью ($A_{10} \leq 0,75$) из-за их недостаточной информативности в области запрета не включались.

В качестве примера на рис. 2 приведена область запрета на землетрясения с $K=9-12$ перед землетрясением с $K=13$ 7 января 1958 г. На приведенной карте эпицентр главного толчка показан зачерненным кругом, землетрясения, возникавшие в течение τ_3 и τ_{03} , соответственно перекрестной и наклонной штриховкой. Площадь области запрета заштрихована.

В течение $\tau_3 = 5$ мес. (с начала августа 1957 г. и до момента возникновения главного толчка) на заштрихованной площади не возникло ни одного землетрясения, хотя в течение пяти месяцев, предшествовавших τ_3 - в дозапретный период (то есть с марта по июль 1957 г. включительно) - они здесь были вполне обычны. Для суммы площадок ΔS , попавших на заштрихованную площадь, $N_0 = 15$. Сравнение $N_H = 0$, $N_0 = 15$ дает величину $\delta^- < 0,003$.

Области $S_{\mathcal{D}}$ выделялись с помощью ЭВМ. Программа счета составлена таким образом, что она обеспечивает выделение областей $S_{\mathcal{D}}$ независимо от их связи с сильными землетрясениями. Смысл алгоритма программы состоит в следующем.

Площадь района (S_p^*) разбивалась на площадки ΔS , перекрывающиеся между собой наполовину линейного размера площадки. Площадки ΔS по форме близки к квадратам с площадью 600 км.

Результат счета представляет собой набор M_k карт района, где $k = 1, 2, \dots, 91$ - номера карт. Каждая из карт есть результат одного цикла счета. Цикл счета заключается в вычислении значений N_H и N_0 на каждой из площадок ΔS за промежуток времени τ .

Области $S_{\mathcal{D}}$ выделялись как области пространственного группирования площадок ΔS , на которых $N_H < N_0$ на величину σ и более. Признак группирования площадок - перекрытие их площади в ортогональных направлениях. Набор циклов счета осуществлялся смеще-

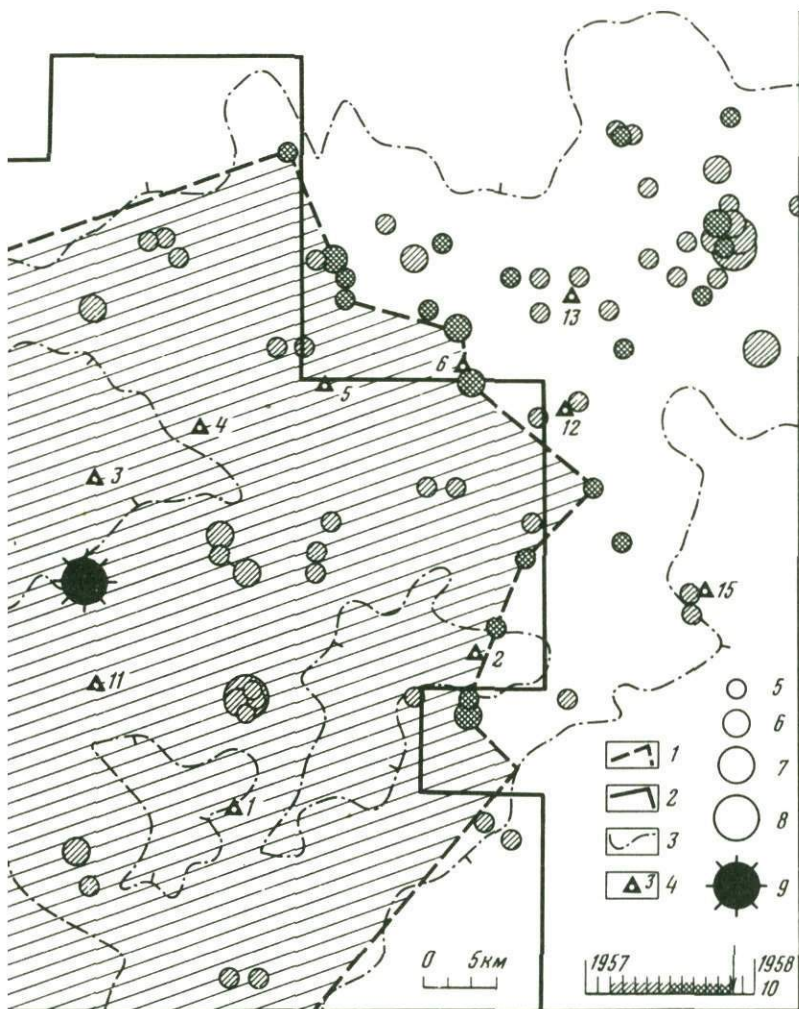


рис. 2. Карта эпицентров землетрясений средней величины перед землетрясением 7 января 1958 г. ($K=13$)

1 - граница области запрета; 2 - граница области дефицита;
 - изолинии $A_{10} = 0,75$; 4 - сейсмостанция; 5 - эпицентры
 млетрясений $K=8=9$; 6 - то же для $K=10$; 7 - то же для
 $=11$; 8 - то же для $K=12$; 9 - то же для $K=13$; 10 -
 эма штриховки кружков по периодам времени, к которым относят-
 землетрясения

нием интервала τ на шаг Δt . Помимо основного варианта счета при $\tau = 1$ г., $\Delta t = 2$ мес. и $k = 1, 2, \dots, 91$ был выполнен вариант счета при $\tau = 0,5$ г., $\Delta t = 1$ мес. и $k = 1, 2, \dots, 187$.

Каждая из полученных таким образом карт представляет собой фрагмент, отражающий состояние сейсмичности по отклонениям N_H от N_0 на площадках ΔS в данный годовой отрезок времени. Весь набор карт-фрагментов отражает состояние сейсмичности по признаку существования областей S_0 с последовательным смещением через два месяца. В этом отношении его можно сравнить с кинограммой, где каждый из фрагментов представляет собой отдельный кадр, отражающий процесс движения в некоторый момент времени t .

Сейсмические затишья в форме областей запрета

Всего за период наблюдения в Гармском районе возникло 7 землетрясений с $K=13$. Из них два – 11 и 14 апреля 1966 г. – возникли в тесной пространственно-временной близости и их подготовка рассматривалась как одно явление.

Области запрета перед возникновением главных толчков с $K=13$ были выделены во всех указанных случаях. Их границы показаны на рис. 3, а площади и продолжительности существования приведены в табл. 1. Ни в одном случае границы S_3 не замыкались в пределах площади S_p , то есть действительные размеры площадей областей запрета не меньше указанных в таблице. Времена запрета колебались от 5 до 9 месяцев.

В табл. 2 приведены значения наиболее существенных отклонений (2σ и более) N_H от N_0 отдельно по совокупностям землетрясений с $K=7$, $K=8$ и $K \geq 9$ на площадях S_3 за время τ_{03} , τ_3 , $\tau_{н3}$. Из приведенных данных вытекает следующее.

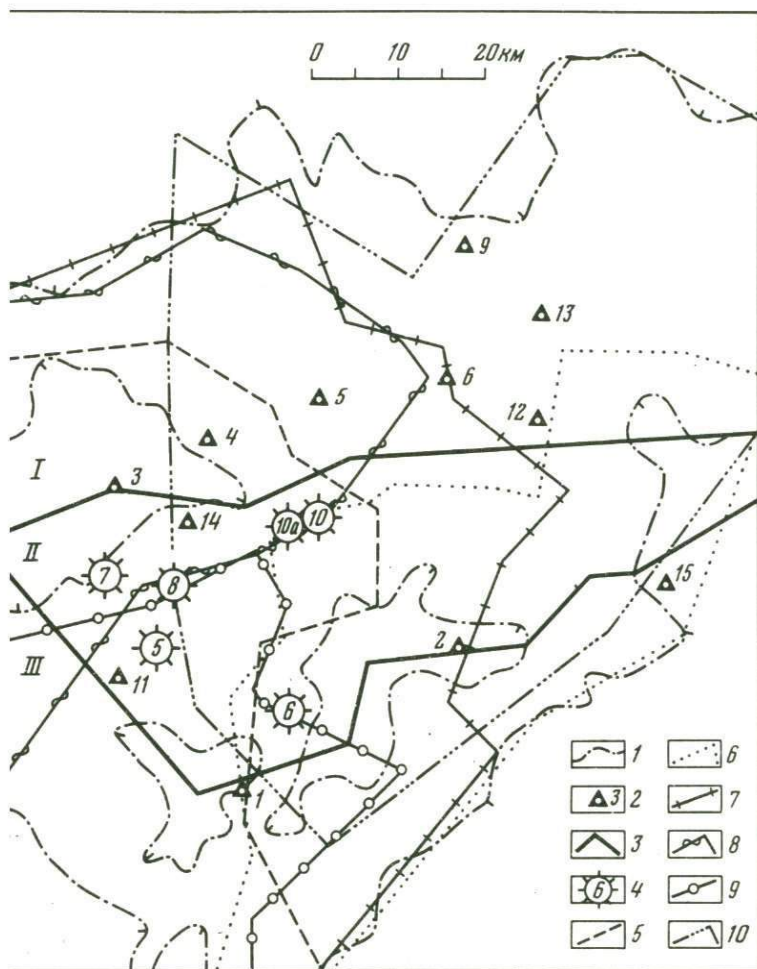
Во-первых, все землетрясения с $K=13$ предварялись отчетливо выраженными областями запрета на землетрясения с $K=9-12$. На площадях S_3 отклонения N_H от N_0 были отрицательными и превышали 3σ .

Во-вторых, землетрясения, с меньшей энергией ($K=7-8$) на площадях S_3 в течение времени τ_3 испытывали тенденцию к их относительно уменьшению. Однако эта тенденция выражена слабее, чем у землетрясений с $K \geq 9$. Очевидно, что поведение землетрясений с $K \geq 9$ гораздо более чувствительно к подготовке землетрясений с $K=13$.

В-третьих, в течение дозапретного периода τ_{03} все наиболее существенные отклонения были положительными, то есть в течение τ_{03} имела место тенденция к некоторому повышению активности землетрясений во всем диапазоне $K \geq 7$.

В-четвертых, в течение послезапретного периода $\tau_{н3}$ отчетливо выраженной тенденции в направленности отклонений не наблюдалось.

На остальной части территории района, за вычетом площадей S_3 в течение τ_3 отклонения N_H от N_0 были положительными (для



3. Сводная карта областей запрета перед землетрясением 13

- изолинии $A_{10} = 0,75$; 2 - сеймостанция; 3 - граница области динамической связности; 4 - эпицентр землетрясения $K=13$; границы области запрета перед землетрясением 11. IV 1956; то же для 13. I 1957; 7 - то же для 7. I 1958; 8 - то же для 17. VIII 1959; 9 - то же для 31. I 1962; 10 - то же для 14. IV 1966

, II, III - см. рис. 1

Таблица 2

Данные о поведении сейсмичности в пространственно-временной окрестности эпицентров землетрясений с $K=13$

Дата возникновения землетрясения	Отклонения N_N от N_0 (в σ) на площади									
	S_3									$S_p - S_3$
	r_{03}			r_3			r_{n3}			
	K=7	K=8	K \geq 9	K=7	K=8	K=9	K=7	K=8	K=9	K \geq 9
1956				-2		-3				+3
1957		+2	+3		-2	-3	+3			+2
1958	+2		+2			-3			-2	+2
1959					-2	-3			-2	+2
1962		+2		-2		-3			-2	+2
1966				-3	-2	-3		+2		+2

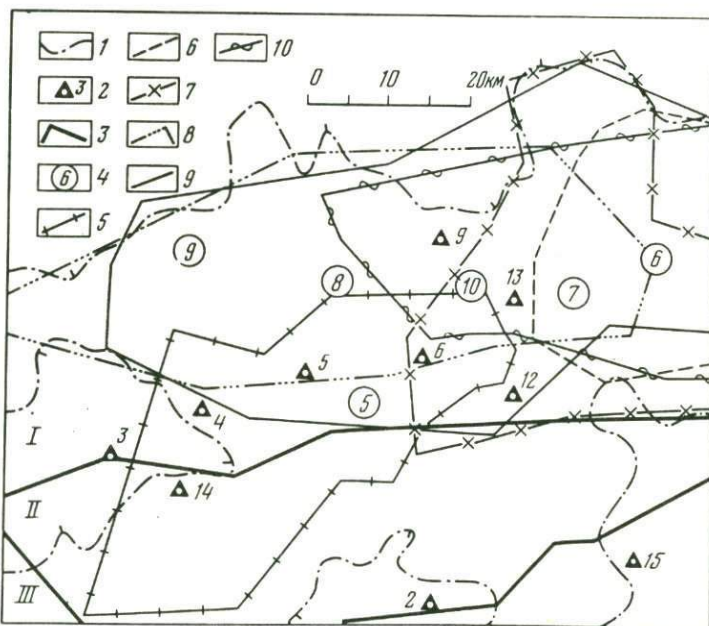
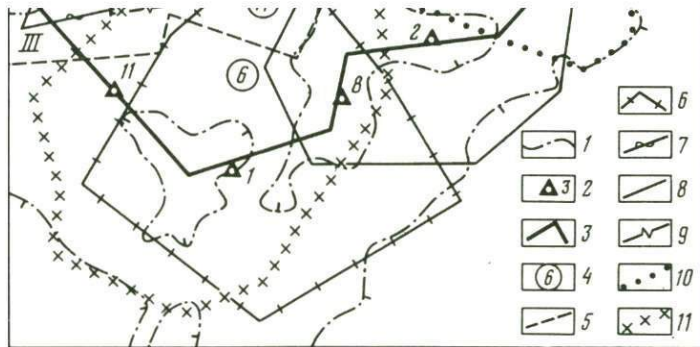


Рис. 4. Сводная карта областей запрета перед землетрясением $K=12$ (область I)

1 - изолинии $A_{10}=0,75$; 2 - сейсмостанция; 3 - границы областей динамической связности; 4 - эпицентр землетрясения (цифры в кружках соответствуют номеру границы области запрета $K=12$); 5 - граница областей запрета перед землетрясением 14. I 1956; 6 - то же для 1. I 1957; 7 - то же для 26. III 1959; 8 - то же для 7. IX 1960; 9 - то же для 3. IV 1963; 10 - то же для 14. I 1967

I, II, III - см. рис. 1



5. Сводная карта областей запрета перед землетрясениями 2 (область II)

- изолинии $A_{10}=0,75$; 2 - сейсмостанция; 3 - границы тей динамической связности; 4 - эпицентр землетрясения 2 (цифры в кружке - номер границы области запрета); 5 - ца области запрета перед землетрясением 22. XI 1956; 6 - : для 9. I 1957; 7 - то же для 10. XI 1961; 8 - то же ' . X 1963; 9 - то же для 14. XI 1969; 10 - то же для ' 1971; 11 - то же для 10. III 1971

I, II, III - см. рис. 1

рясений с $K \geq 9$) и достигали величины не менее 2σ . Также эффекты "противофазовых" кратковременных изменений на ранственно смежных площадях описывались нами в работе [9] динамические взаимодействия между совокупностями очагов земсений. Приведенные данные указывают на возможность того, что ические затихья могут оказаться лишь составной частью неого более сложного процесса, предшествующего возникновению х землетрясений.

осмотрим особенности режима землетрясений с $K \geq 9$ перед кновением землетрясений с $K=12$.

в всех землетрясений, возникших на площади S_p за время с по 1970 г., не рассматривалась плодготовка землетрясений,

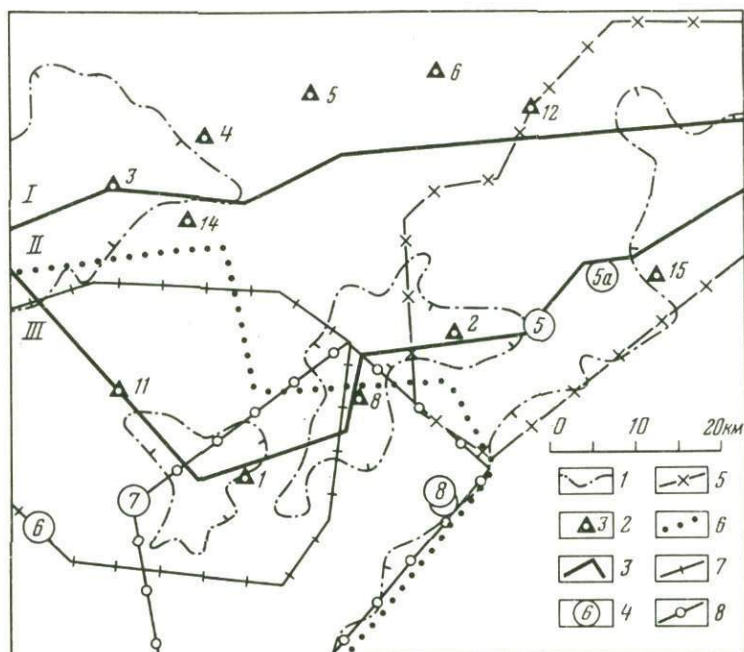


Рис. 6. Сводная карта областей запрета перед землетрясениями $K=12$ (область III)

1 - изолинии $A_{10}=0,75$; 2 - сейсмостанция; 3 - граница области динамической связности; 4 - эпицентр землетрясения $K=12$ (цифры в кружке - номер границы области запрета); 5 - граница области запрета перед землетрясением 12. VIII 1955; 6 - то же для 8. X 1957; 7 - то же для 10. X 1964; 8 - то же для 24-25. X 1964

I, II, III - см. рис. 1

возникших в первой половине 1955 г. (из-за малого времени предшествующих детальных наблюдений), а также подготовка землетрясения 4.VI 1956 г., являющегося афтершоком землетрясения с $K=13$ 1956 г. Области запрета перед возникновением землетрясений 24 и 25. X 1964 г., возникших в тесной пространственно-временной близости, рассматривались как один случай. То же относится и к землетрясениям 12.VIII и 13.XI 1955 г.

Всего исследовано 19 случаев подготовки землетрясений с $K=12$. Из них область запрета не выделена только перед землетрясением 30.VI 1956 г. В двух случаях - перед землетрясениями 26.III 1959 г. и 20.VI 1959 г. - незадолго до появления главного толчка (за 10-15 дней и менее) в его близлежащей центральной зоне отмечены форшоки с $K \geq 9$. До начала появления форшоков наблюдались отчетливо выраженные области запрета.

Таблица 3¹

Результаты сопоставления областей запрета и областей дефицита

Дата возникнове- ния землетрясе- ния	Энергия (К)	Площадь S_z (тыс.км ²)	Время τ_z (мес.)	Аналог S_z в форме S_δ	Примечания
На площади S_p					
12.VIII. 1955	12	1,5	7		S_δ не выделялась
13.XI.	12				
14.I. 1956	12	>1,1	8	+	
11.IV.	13	>1,5	7	+	
4.VI.	12				
30.VI.	12	-	-		S_z и S_δ не выде- лены
20.IX.	12	>1,2	5	-	
1.I. 1957	12	1,0	6	+	
13.I.	13	>3,5	9	+	
9.V.	12	0,8	8	-	
8.X.1957	12	>1,1	4	-	
7.I. 1958	13	>3,5	5	-	
26.III. 1959	12	>1,1	8	+	
20.VI.	12	>2,0	9		Связь неуверенная
31.VII.	13				
7.IX.1960	12	2,0	8	+	
10.XI.1961	12	0,4	6	-	
31.I.1962	13	>1,5	7	+	
3.VI.1963	12	~2,0	8	+	
7.X.	12	1,0	3	-	
10.X.1964	12	1,2	8	+	
24.X.1964	12	1,0	8	+	
25.X.	12				
11.IV.1966	13	>7,5	8	+	
14.IV.	13				
14.I. 1967	12	>1,0	6	+	
14.XI. 1969	12	0,6	6	-	
Вне площади S_p					
25.XI.1956	12	2,0	12	-	
22.XI.1957	12	-	-		S_z и S_δ отсутствуют
20.VIII. 1958	12	1,2	8	+	
11.VI. 1959	12	2,0	12	+	
12.II. 1960	12	-	-		S_z и S_δ отсутствуют
6.VII 1966	12	1,0	8		Связь неуверенная
10.V 1967	12	1,5	12	-	

¹ Обозначение "+" означает существование у S_z аналога в форме S_δ , обозначение "-" - отсутствие такого аналога.

Границы выделенных областей запрета, связанных с возникновением землетрясений с $K=12$ в северной, центральной и южной частях района, приведены соответственно на рис. 4, 5, 6. Площади и продолжительности существования областей запрета приведены в табл. 3.

Относительно оценок величины отклонений N_H от N_0 на площадях областей запрета отметим следующее. При $N_H=0$ величина δ^- зависит от величины среднего N_0 . Так, при $N_0 \leq 8$ вероятность выпадения $N_H=0$ не достигает величины 3σ . Как правило, значение $N_0 \geq 9$ достигается в том случае, если $S_3 \geq 1$ тыс.км² и $\tau_3 \geq 6$ мес. В этих случаях отклонения N_H от N_0 равны или превосходят величину 3σ . В остальных случаях они колебались в пределах между 2σ и 3σ . Итог приведенных результатов показывает: из рассмотренных 23 случаев область запрета не выделена лишь в одном случае, то есть соотношение "пропуск сигнала" - "полезный сигнал" по сейсмическим затишьям в форме запрета составляет 1:22.

Сейсмические затишья и их режимные аналоги в форме областей дефицита

Для выяснения соотношения "полезный сигнал" - "ложная тревога" с помощью программы, смысл алгоритма которой изложен выше, на территории Гармского района были выделены области дефицита, независимо от того, связано их появление с подготовкой землетрясений с $K=12-13$ или нет. Затем выяснялось, какие из выделенных областей дефицита представляют собой выражение сейсмических затиший. И, наконец, оценивалось соотношение между областями дефицита, связанными с возникновением главных голчков, и областями дефицита, связь которых с ними не установлена.

Нами рассматривались лишь те области дефицита и в той стадии их развития, когда на их площади выполнялось условие $\delta^- \leq 0,003$ (на уровне $K \geq 9$). Основные результаты приводятся по данным счета при $r=1$ г. и $\Delta t=2$ мес.

Результаты приведены на гистограмме распределения областей S_δ с $P|\delta| \geq 3\sigma$ во времени на площади S_p^* за период 1955-1970 гг. (рис. 7). Показана корреляция между областями затишья и землетрясениями класса $K=12$ и выше.

На оси абсцисс отложено время наблюдения в градации $\Delta t=2$ мес., по оси ординат - площадь S_δ в тысячах км². Особенностью представления данных является то, что значение, отнесенное к каждому из двухмесячных интервалов, получено суммированием данных за год, т.е. временные интервалы суммирования данных имеют перекрытие в 10 мес. Точка на гистограмме, соответствующая, например, октябрю 1960 г., означает, что по сумме данных за время с сентября 1959 г. по октябрь 1960 г. включительно ($\tau=1$ год) выделена область дефицита площадью 12,15 тыс.км². Из гистограммы видно, что с 1955 по 1970 г. на площади S_p^* возникло девять

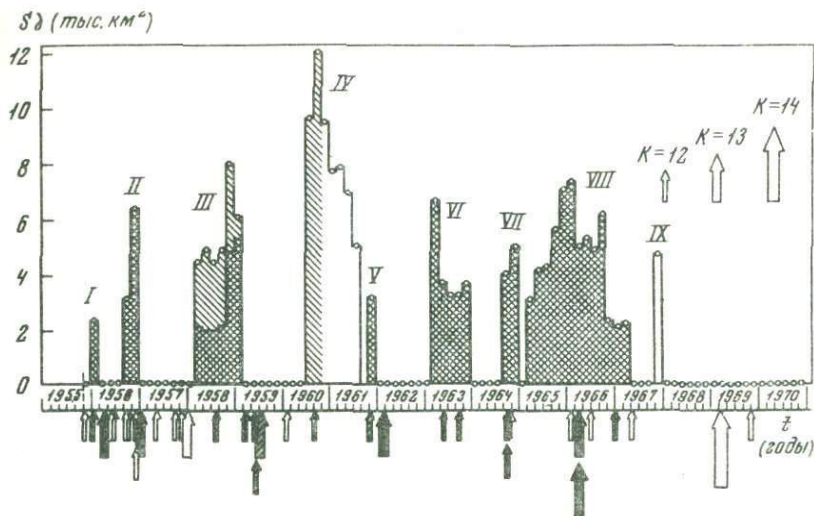


Рис. 7. Гистограмма временного распределения областей дефицита в Гармском районе за 1955-1970 гг.

областей S_0 . Они пронумерованы римскими цифрами (I-IX). Черными стрелками показаны землетрясения, уверенно коррелирующиеся с областями затишья и во времени и в пространстве, заштрихованные стрелки - землетрясения, которые коррелируются неуверенно, пустыми стрелками обозначены некоррелирующиеся землетрясения.

В качестве критериев идентификации областей дефицита с сейсмическими затишьями принималось соответствие пространственно-временного положения областей дефицита положению главных толчков и ранее выделенным областям запрета перед этими толчками. Если такое соответствие существовало, то S_0 принималась как выражение сейсмического затишья, то есть как полезный сигнал. Если такое соответствие отсутствовало, то область S_0 интерпретировалась как ложная тревога.

Полного совпадения S_0 и S_3 при используемой методике ожидать нельзя. Во-первых, жестко заданный интервал τ не совпадает с продолжительностью τ_3 , индивидуальной для каждой конкретной области запрета. Во-вторых, на значение N_H не могут влиять землетрясения, возникшие до или после периода τ_3 , но охватываемые интервалом τ . В-третьих, площадки ΔS размером около 600 км^2 огибают пространственную конфигурацию S_3 .

Тем не менее сопоставление S_0 и S_3 в большинстве случаев затруднений не вызывает. Типичный пример представляет собой случай, представленный на рис. 2. Здесь пунктиром показана граница области запрета перед землетрясением с $K=13$ 1958 г., а сплошной линией - граница области дефицита, существовавшей во фрагменте, предшествовавшем возникновению указанного землетрясения

($\tau = 0,5$ г.). Из рис. 2 видно, что области запрета и дефицита совпадают между собой достаточно близко, во всяком случае настолько, что общая причина их появления очевидна.

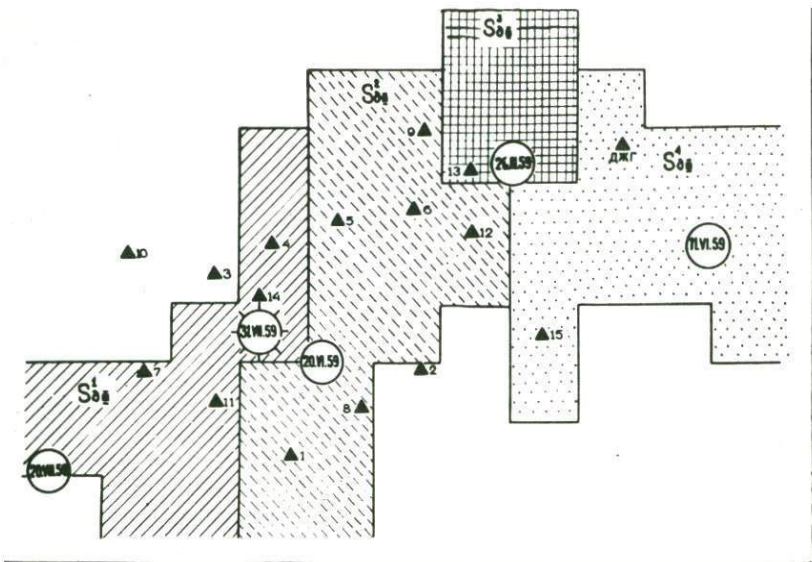
Несколько более сложные случаи связаны с возникновением групп главных толчков, когда области сейсмических загишей перед каждым из главных толчков между собой перекрываются. В таких случаях области дефицита имеют более сложную динамику развития, определяемую местом и временем возникновения главных толчков.

Рассмотрим наиболее сложный пример – развитие области $S_{\partial III}$. Область $S_{\partial III}$ представляется образованной перекрывающимися в пространстве-времени сейсмическими загишьями группой главных толчков (20.VIII 1958 г. – $K = 12$, 26.III 1959 г. – $K = 12$, 11.VI 1959 г. – $K = 12$, 20.VI 1959 г. – $K = 12$ и 31.VII 1959 г. – $K = 13$). Карта-схема эпицентров указанных главных толчков представлена на рис. 8. На этом же рисунке штриховкой, независимо от ее типа показаны площади, входящие в область $S_{\partial III}$ хотя бы в одном из фрагментов ее существования. То, в каких именно фрагментах существовал дефицит на заштрихованной площади, показано различным типом штриховки. В этом отношении область $S_{\partial III}$ можно расчленить на 4 подобласти – $S_{\partial III}^1, \dots, S_{\partial III}^4$. Каждая из подобла-

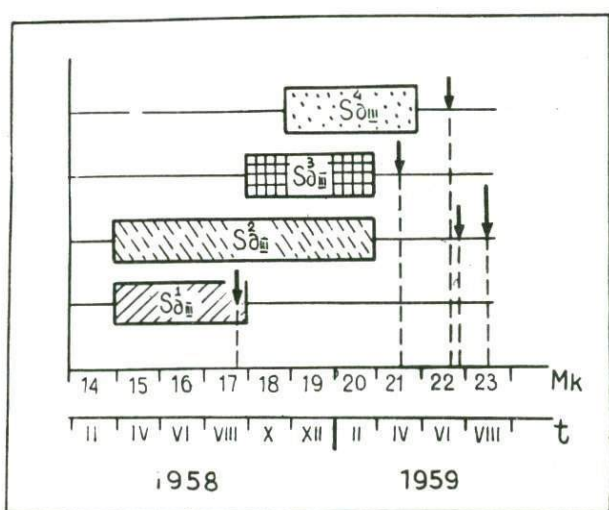
стей существовала в течение времени, определяемого возникновением главных толчков, что видно из диаграммы, приведенной на рис. 9. На диаграмме по оси абсцисс оложены номера фрагментов M_k , по оси ординат – номера подобластей. Параллельно оси абсцисс приведена шкала времени. Время возникновения главных толчков указано стрелками, причем они на диаграмме отнесены к тем подобластям, временем существования которых они управляют.

Из рис. 8 и 9 видно, что во всех случаях образование подобластей предшествовало возникновению главных толчков территориально с ними связанных, и за исключением подобласти $S_{\partial III}^2$, дефицит в подобластях снимался по мере возникновения главных толчков. Так, $S_{\partial III}^1$ возникла в фрагменте M_{15} и была снята в M_{18} возникновением землетрясения 20.VIII 1958 г. $S_{\partial III}^3$ возникла в M_{18} и была снята в M_{21} возникновением землетрясения 26.III 1959 г. $S_{\partial III}^4$ возникла в M_{19} и была снята в M_{22} возникновением землетрясения 11.VI.1959 г. В рассмотренных случаях каждому из землетрясений с $K = 12$ предшествовало, примерно за 6–7 месяцев, возникновение подобласти дефицита, на площади которой, затем возник и эпицентр главного толчка, снимавший дефицит. Сопоставление подобластей дефицита с областями запрета перед этими землетрясениями также указывает на то, что указанные подобласти представляют собой выражение сейсмических загишей перед указанными землетрясениями с $K = 12$.

Подобласть $S_{\partial III}^2$ развивалась как сейсмическое загишье перед землетрясением с $K = 13$ 31.VII.1959 г. и его форшоком с $K = 12$ 20.VI.1959 г., однако была снята аномально рано – в фрагменте M_{21} , тогда как форшок возник в M_{22} . Область запрета перед



ис. 8. Карта-схема области дефицита $S_{\partial III}$. Показаны эпицентры землетрясений и их даты



ис. 9. Диаграмма временного развития области дефицита $S_{\partial III}$. триховка такая же, как на рис. 8

этими землетрясениями (из-за пространственно-временной близости рассматриваемых как один случай) с площадью около 2,5 тыс. км, существовала вплоть до возникновения землетрясения с $K=13$, однако программой ее аналог в форме области дефицита с $\delta^- \leq 0,003$ в M_{21} выделен не был. По этой причине связь подобласти $S_{\partial III}^2$ с указанными землетрясениями мы определили как неуверенную.

Аналоги областей запрета в форме областей дефицита выделены в случаях, когда для S_{∂} выполнялось условие $\delta^- \leq 0,003$. Этим самым, а также анализом связи областей дефицита с местом и временем возникновения главных толчков, часть выделенных площадей идентифицирована как выражение сейсмических загибов, то есть как полезный сигнал. На рис. 7 эта часть площадей S_{∂} выделена перекрестной штриховкой. Доля площади, приходящаяся на подобласть $S_{\partial III}^2$, связь которой с главным толчком определена как неуверенная, выделена наклонной штриховкой. Те площади S_{∂} , связь которых с главными толчками не установлена, незаштрихованы. Они соответствуют ложным тревогам.

Из рис. 7 видно, что ложные тревоги наблюдались в двух областях дефицита - в $S_{\partial IV}$ и $S_{\partial IX}$. При этом $S_{\partial IX}$ представляет собой случай чистой ложной тревоги, тогда как $S_{\partial IV}$ - более сложный случай.

Начало образования $S_{\partial IV}$ можно связывать с подготовкой землетрясения с $K=12$ 7.IX. 1960 г. Перед этим землетрясением выделена отчетливо выраженная область запрета с площадью около 2 тыс. км² и $\tau_3 = 8$ мес. Однако площадь области дефицита аномально велика и существовала после возникновения главного толчка аномально долго.

Все это заставляет предположить, что в 1960-1961 гг. в районе сложились особые условия, повлекшие за собой общее снижение активности землетрясений на значительной части площади района. Уровень сейсмического фона (землетрясений с $K \geq 7$) в целом по району за это время был минимальным за весь период наблюдения. Возможно, что общий спад активности, наблюдавшийся в Гармском районе в это время, связан с понижением активности землетрясений с $M \geq 5,5$, наблюдавшемся в это время по всей территории Средней Азии.

С этой точки зрения, затишье перед землетрясением с $K=12$ как бы "слилось" с общим понижением уровня активности, и мы не в состоянии указать, какая часть площади $S_{\partial IV}$ может быть отнесена к полезному сигналу, а какая - к ложной тревоге. Поэтому в качестве полезного сигнала мы приняли только ту площадь, которая соответствует области запрета. Остальную часть площади $S_{\partial IV}$ до момента возникновения главного толчка мы отнесли к ложной тревоге условно.

Итак, из рис. 7-9, а также из табл. 3 видно, что связь между S_{∂} и главными толчками установлена далеко не во всех случаях или, другими словами, программа выделения S_{∂} допустила большое число пропусков сигнала. Это связано с тем, что программа обеспечивает

выделение S_0 лишь в определенной пространственно-временной области.

Как видно из табл. 3, площади и продолжительности сейсмических затиший, огаженные их параметрами S_3 и r_3 , имеют существенный разброс. Хотя, в среднем, эти параметры для землетрясений с $K = 12$ имеют меньшие значения, чем для землетрясений с $K = 13$, крайние отклонения значений между собой перекрываются. Это значит, что, используя сейсмические затишья, как прогностический признак, точно установить энергию прогнозируемого землетрясения (в диапазоне $K = 12-13$) затруднительно. Применяя использованную нами программу и наблюдая проявление S_0 , можно лишь утверждать, что возникает ситуация, при которой возможно возникновение землетрясения либо с $K = 12$ либо с $K = 13$ с параметрами $S_3 \geq 1$ тыс.км² и $r_3 \geq 6$ мес. Для того чтобы отгнеть смысл такого прогнозирования, мы будем называть его параметрическим прогнозированием.

Поскольку выделение областей дефицита осуществлялось независимо от их связи с главными толчками, то, надо полагать, при этом были выделены и ложные тревоги — режимные аналоги сейсмических затиший с параметрами $S_3 \geq 1$ тыс.км² и $r_3 \geq 6$ мес. Выделенные области дефицита в указанной пространственно-временной области дают возможность составить достаточно близкое к действительности представление о соотношении между полезным сигналом и ложными тревогами.

Вначале рассмотрим, насколько связь между областями дефицита и главными толчками возможна, как случайное совпадение.

Во всей совокупности рассмотренных фрагментов M_k области дефицита занимали около 17% активной ($A_{10} > 0,75$) площади. При этом в 12 случаях землетрясения с $S_3 \geq 1$ тыс.км² и $r_3 \geq 6$ мес. оказались связанными с этими площадями, и не отмечено ни одного случая, когда связь таких землетрясений с областями дефицита была бы не обнаружена. Если бы указанные землетрясения возникали независимо от областей дефицита, случайным образом, то на 17% площади должно было бы приходиться в среднем 2 землетрясения. Вероятность случайного попадания 12 землетрясений на площадь S_0 при среднем 2 землетрясения составляет $P(2; 12) < 0,0001$.

Доли площадей S_0 , приходящиеся на полезный сигнал, ложные тревоги и неуверенные определения, составляют, соответственно, 67,4%, 25% и 7,6%. При этом основной вклад в ложные тревоги составляет ложная тревога в $S_0|V$ (23% из 25%), которая, как отмечалось выше, связана с особенным случаем в сейсмической жизни района.

Приведенные данные показывают, что сейсмические затишья, используемые для параметрического прогнозирования землетрясений с $K = 12-13$, выраженные в форме областей дефицита землетрясений с $K \geq 9$ и выделенные на уровне $\delta \ll 0,003$, представляют собой весьма эффективный прогностический признак.

Перспективы прогнозирования сильных землетрясений по сейсмическим затишьям

Изложенные результаты и метод их получения представляются реальной основой для составления рабочих программ текущего прогнозирования землетрясений с $K=12-13$. Дальнейшее продолжение работ в этом направлении связано с оптимизацией программ и перебором их вариантов. Кроме того, имеются определенные возможности для распознавания ложных тревог, что может повысить эффективность основного прогностического признака.

Перспективы использования сейсмических затиший как прогностического признака в особенности зависят от того, насколько он универсален, насколько он применим не только для прогноза землетрясений с $K=12-13$, но и для прогноза более сильных землетрясений, что обсуждалось ранее в [10].

Итак, сейсмические затишья перед землетрясениями с $K=12-13$ всего отчетливее проявляются в диапазоне землетрясений с $K \geq 9$. Отсюда вытекает более общее соображение: возможно, что сейсмические затишья проявляются всего отчетливее на землетрясениях, энергия которых близка к энергии главного толчка. В таком случае дефицит землетрясений с определенной энергией является одновременно и указанием на порядок энергии готовящегося сильного землетрясения.

В пользу такого соображения, помимо полученных нами данных, говорят и некоторые литературные сведения. Так, в работе [3] отмечается, что акустическая шумность в горных выработках перед горными ударами значимо не изменяется. Однако при этом резко уменьшается число упругих импульсов с высокой энергией. Ряд случаев, когда сейсмические затишья перед сильнейшими землетрясениями континентальной части СССР наблюдались по дефициту землетрясений с относительно высокой энергией, приведен в [2].

Данные о сейсмичности Гармского района, которыми мы располагаем, указанному предположению не противоречат. Так, в ряде случаев перед землетрясениями с $K=11$ отмечался более глубокий дефицит землетрясений с $K=8$, чем перед землетрясениями с $K=12-13$. Как правило, он достигает величины 3σ и более.

Интересен и следующий факт. Область запрета на уровне $K \geq 9$ перед землетрясением с $K=14$ 22.III.1969 г. – единственным из землетрясений с $K > 13$, возникшим в районе за период наблюдения, – выделена не была, хотя в течение годичного промежутка времени, предшествовавшего возникновению этого землетрясения, на площади района наблюдался дефицит землетрясений с $K \geq 9$ около 2σ . Что касается землетрясений с $K \geq 12$, то интервал времени между возникновением таких землетрясений на площади S_p^* был перед возникновением землетрясения с $K=14$ наиболее продолжительным (22 месяца). Следующий по длительности интервал – 18 месяцев – предшествовал возникновению в 1966 г. двух землетрясений с $K=13$, – наиболее сильному событию после землетрясения с $K=14$. Обычная же продолжительность таких интервалов, как это видно из рис. 7 существенно меньше.

Если высказанное нами предположение справедливо, то оно открывает реальные возможности для прогнозирования землетрясений во всем диапазоне их энергии, представляющем практический интерес, и на существенно больших площадях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методы детального сейсмического районирования. Ред. Ю.В.Ризниченко. М., Изд-во АН СССР, 1960.
2. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Временные последовательности упругих импульсов в процессе разрушения образцов под воздействием постоянной нагрузки. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 7.
3. Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М., "Наука", 1964.
4. Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan (1). - "Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.", 1968, v. 46.
5. Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., "Наука", 1969.
6. Боровик Н.С., Мишарина Л.А., Тресков А.А. О возможности будущих сильных землетрясений в Прибайкалье. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1971, № 1.
7. Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
8. Лукк А.А., Пономарев В.С. Тенденции изменения сейсмического фона во времени. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 5.
9. Абегауз Г.Г., Тронь А.П., Капенкин Ю.Н., Коровина И.А. Справочник по вероятностным расчетам. М., Воениздат, 1970.
10. Пономарев В.С., Тейгельбаум Ю.М. Динамические взаимодействия между очагами землетрясений. - В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.

В. С. Пономарев, Ю. М. Тейгельбаум, Н. В. Третьякова

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ В МЕСТАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ БОЛЬШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Гармский район расположен в зоне сочленения структур Памира и Юго-Западного Тянь-Шаня и является одним из наиболее сейсмоактивных районов континентальной части СССР. Начиная с 1955 г. здесь работает густая сеть экспедиционных сейсмических станций, позволяющая определять координаты очагов землетрясений с точностью классов А ($\pm 1-2$ км) и Б ($\pm 3-5$). Это дает возможность рассматривать сейсмичность района на весьма крупномасштабном уровне.

В работе использованы землетрясения с $K \geq 7$ в интервале глубины их гипоцентров 0–10 км с 1955 по 1970 г. Энергетическая классификация землетрясений осуществлялась по шкале Т.Г. Раутман [1]. Исследования велись на площади между $70^{\circ}10' - 71^{\circ}10'$ в.д. и $38^{\circ}30' - 39^{\circ}30'$ с.ш., где точность определения координат эпицентров наиболее высока [2].

Ниже рассматриваются две характеристики пространственного распределения сейсмичности: сейсмический фон и группировка землетрясений.

Под сейсмическим фоном подразумевается совокупность слабых ($K=7-9$) землетрясений, под плотностью сейсмического фона (n) — их число, нормированное по площади и времени (одно землетрясение на квадратный километр в год).

Пространственное распределение значений n по площади района (поле n), выявленное по сумме данных за 1955–1970 гг. (около 20 000 землетрясений), весьма неравномерно. Сравнение с распределением Пуассона показало, что в нем содержится существенная систематическая составляющая. Пространственное положение неоднородностей двух основных типов — зон с низким уровнем сейсмического фона (зон n_{\min}) и зон с высоким уровнем сейсмического фона (зон n_{\max}) — существенно устойчиво во времени: коэффициенты связи между такими зонами, выделенными за восьмилетние неперекрывающиеся промежутки времени, составляют около +0,9 [3].

В целом проведенный анализ показал, что неоднородности пространственного распределения сейсмического фона на крупномасштабном (детальном) уровне, подобно тому как это имеет место на мелкомасштабном уровне, имеют вполне определенное, устойчивое во времени пространственное положение.

Однотипные неоднородности — как зоны n_{\min} , так и зоны n_{\max} — объединяются в пространственные образования, как правило линейного простирания — в своего рода сейсмические структуры.

На рис. 1 приведена карта плотности сейсмического фона с нанесенными на нее осевыми линиями такого рода структур, и основными геологическими разломами. Как видно из рисунка, в расположении осевых линий отмечается упорядоченность, контролируемая положением и простиранием разломов. Это обстоятельство подчеркивает неслучайность пространственного положения структур поля n и указывает на его возможную долговременную устойчивость.

Положение эпицентральных зон сильных землетрясений в структуре поля n рассмотрено в работе [3]. В ней показано, что эпицентральные зоны подавляющего большинства наиболее сильных землетрясений, возникавших как в прошлом, так и в течение периода наблюдения (с 1955 г.), а также комплексы палеосейсмодислокаций занимают в структуре поля n вполне определенное место: они в основном тяготеют к зонам перехода от зон n_{\min} к зонам n_{\max} (к зонам с промежуточным уровнем фона — зонам $n_{\text{пр}}$).

Как эпицентральные зоны сильных современных землетрясений, так и комплексы палеосейсмодислокаций (с возрастом 10–50 тыс. лет)

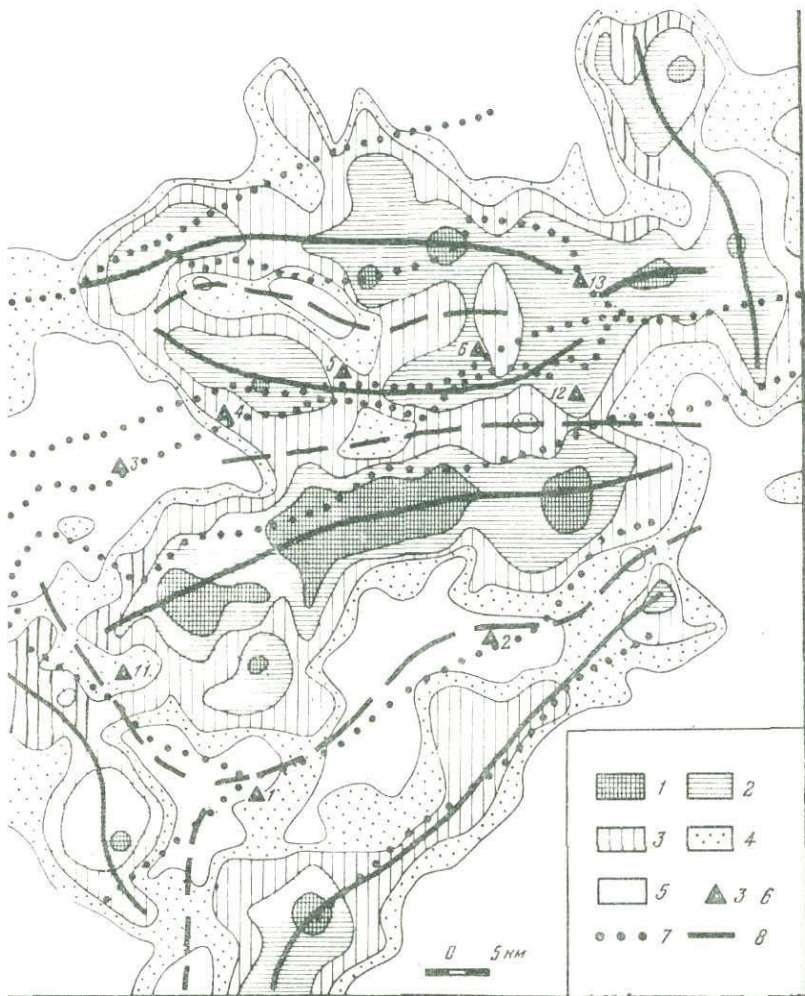


Рис. 1. Карта плотности сейсмического фона

1 - $n \geq 0,2$ ($1/\text{км}^2$ год); 2 - $0,2 > n \geq 0,1$;
 3 - $0,1 > n \geq 0,05$; 4 - $0,05 > n$; 5 - $n < 0,025$;
 6 - сейсмостанция; 7 - разломы; 8 - оси сейсмических структур

расположены в структуре поля n единообразно. Это обстоятельство косвенно указывает на то, что структура поля n , по всей видимости, является долговременно устойчивой.

В части случаев площади, охваченные разновозрастными палеосейсмодислокациями, и эпицентральные зоны современных сильных землетрясений перекрываются между собой. Явление тесной пространственной группируемости мест возникновения сильнейших землетрясений – их возникновение в одних и тех же местах – свидетельствует о том, что, по-видимому, существуют объемы среды с такими свойствами, которые благоприятствуют возникновению сильных землетрясений, и что эти свойства в течение весьма продолжительного времени либо остаются постоянными, либо изменяются несущественно.

Изучение группируемости слабых землетрясений представляет интерес в связи с исследованием условий, в которых осуществляется подготовка, а затем и возникновение сильных землетрясений.

Ориентировочные представления о природе этих условий можно почерпнуть из работ по лабораторному изучению разрушения образцов, имитирующих горные породы [4, 5]. Из этих работ следует, во-первых, что разрушение образцов сопровождается возникновением упругих импульсов, промежутки времени между которыми могут значительно отклоняться от ожидаемых при случайном течении процесса, и, во-вторых, что такие отклонения зависят от прочности свойств образцов.

Если существует аналогия между поведением образцов и поведением массивов среды, в которых протекают сейсмические процессы, то различия меры группируемости получают смысл геофизической характеристики, указывающей на различия в прочностных свойствах среды, т.е. в конечном счете они отражают локальные различия в условиях, в которых осуществляется подготовка и возникновение сильных землетрясений.

Методика изучения группируемости землетрясений

В исследовании явления группируемости землетрясений мы исходили из методических посылок, развитых в ряде работ [6 – 9]. В них под явлением группируемости землетрясений обычно понимают значимое отклонение их распределения во времени от распределения Пуассона.

Обозначим число землетрясений с $K \geq 7$, возникших на площадке осреднения ΔS за период времени $t = 16$ лет (1955–1970 гг.), как $N_{\Delta S}$, интервал времени между смежными во времени землетрясениями, возникшими на фиксированной площадке осреднения данных ΔS , как δ , и длительность интервала δ – как τ_{δ} , среднегодовое число землетрясений $n_{\Delta S}$, N – общее их число.

Для удобства представления информации на ЭВМ ($M=220$) все возможные за 16 лет значения τ_{δ} были разбиты на 12 интервалов

Δt_i ($i = 1, 2, \dots, 12$), где i – номер интервала. Продолжительность интервалов Δt_i , в часах, выбрана логарифмически возрастающей с градацией через полпорядка ($\Delta t_i: 0,316$ ч; $0,316 \leq \Delta t_2 < 1$ ч, ..., $\Delta t_{12} \geq 3,16 \cdot 10^4$ ч).

Если принять распределение землетрясений во времени пуассоновским, то, очевидно, можно определить некоторый интервал времени $r_{\delta_{кр}}$, в пределах которого появление единичного события возможно лишь с незначительной вероятностью $p(1; \mu)$, где μ – параметр распределения Пуассона. Значение μ определяется равенством $\mu = \lambda r$, где $\lambda = n_{\Delta S} = N_{\Delta S}/t$ – среднегодовое число слабых землетрясений на площадке ΔS , и r – отрезок времени, для которого определяется величина μ . В предположении $r = r_{\delta_{кр}}$ и $p(1; \mu) = 0,05$ нами были вычислены значения $r_{\delta_{кр}}$ для различных значений $n_{\Delta S}$ (табл. 1).

В последовательности землетрясений, возникших на площадке осреднения ΔS , мы считали зависимыми, группирующимися, те, между которыми $r_{\delta} \leq r_{\delta_{кр}}$.

Очевидно, что число интервалов между землетрясениями на площадке осреднения $N_{\delta \Delta S} = N_{\Delta S} - 1$. В общем случае среди интервалов $N_{\delta \Delta S}$ содержится определенная доля интервалов с длительностью, равной $r_{\delta_{кр}}$ и менее. Число таких интервалов обозначим как $N_{\delta_{гр} \Delta S}$ и коэффициент группирования землетрясений (в интервальном выражении) определим как $\kappa_{\delta} = N_{\delta_{гр} \Delta S} / N_{\delta \Delta S}$, т.е. как отношение числа интервалов времени между группирующимися землетрясениями к числу интервалов между всеми землетрясениями их рассматриваемой совокупности.

С помощью счета на ЭВМ нами были вычислены значения κ_{δ} на площадках ΔS при нескольких вариантах их размеров: $3' \times 3'$, $4' \times 4'$, $5' \times 5'$, $6' \times 6'$. Оказалось, что среднее значение $\bar{\kappa}_{\delta}$ в целом по району при этом изменяется незначительно. Так, в случае площадок ΔS размером $3' \times 3'$ оно составляет $\bar{\kappa}_{\delta} = 0,168$, в случае площадок размером $6' \times 6'$ – $\bar{\kappa}_{\delta} = 0,162$. В качестве оптимальных нами были выбраны площадки ΔS размером $3' \times 3'$. С одной стороны, такие их размеры обеспечивают весьма крупномасштабную картину пространственного распределения значений κ_{δ} , с другой – дают достаточно представительные совокупности для их статистического анализа.

Таблица 1.

Исходные данные для определения "критического" интервала между смежными сейсмическими событиями

$N_{\Delta S}$	$n_{\Delta S}$	Δt_i	$r_{\delta_{кр}}$, час	$p(1, \mu)$
8-25	0,5-1,56	$\Delta t_1 - \Delta t_7$	1000	0,011-0,05
26-80	1,57-5	$\Delta t_1 - \Delta t_6$	316	0,011-0,052
81-2000	5,1-12,5	$\Delta t_1 - \Delta t_5$	100	0,011-0,052

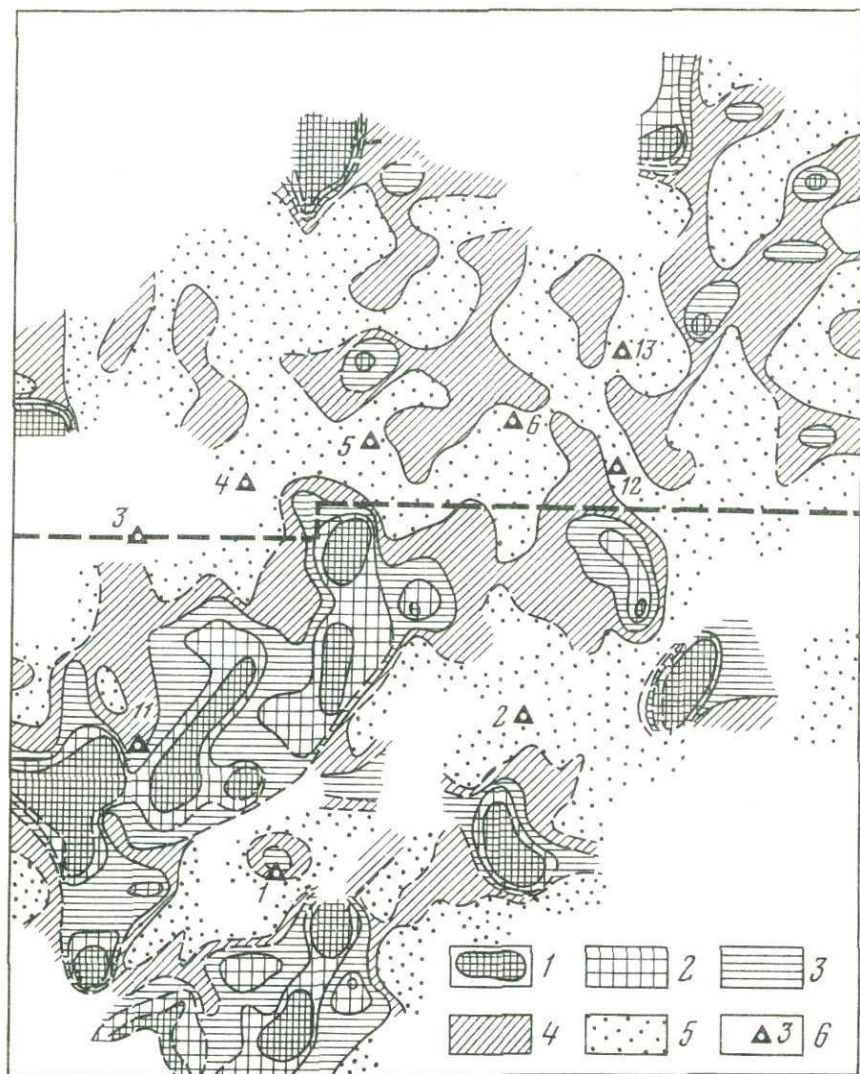


Рис. 2. Карта пространственного распределения значений κ_δ за 1955 - 1970 гг. ($h = 0-10$ км)

1 - $\kappa_\delta = 0,4 \pm 1$; 2 - $\kappa_\delta = 0,3 \pm 0,39$; 3 - $\kappa_\delta = 0,2 \pm 0,29$;
 4 - $\kappa_\delta = 0,1 \pm 0,19$; 5 - $\kappa_\delta < 0,1-5$; 6 - сейсмостанция

Приведенные ниже результаты получены с помощью площадок ΔS размером $3' \times 3'$, перекрывающихся между собой с шагом $2'$.

Карта пространственного распределения значений κ_δ по территории района ("поле κ_δ ") приведена на рис. 2. Строилась она следующим образом. Значения $\kappa_\delta / \Delta S$, вычисленные для каждой из площадок

Таблица 2

Статистические оценки коэффициента группирования для севера Гармского района

$N_{\Delta S}$	N	$\bar{\kappa}_{\delta}$	S^*	ϵ
8-11	40	0,043	0,066	0,059
12-15	23	0,086	0,089	0,06
16-19	22	0,114	0,078	0,042
20-23	24	0,111	0,085	0,04
24-31	35	0,111	0,063	0,028
32-39	33	0,072	0,065	0,024
40-51	30	0,091	0,07	0,022
52-80	26	0,102	0,054	0,015
81-120	5	0,154	0,058	0,013

ΔS , приписывались центрам каждой из соответствующих площадок. Затем, полагая закон изменения значений κ_{δ} линейным, проводились изолинии значений κ_{δ} в градациях 0,1; 0,2; 0,3 и 0,4.

Оценим точность значений κ_{δ} при различных значениях $N_{\Delta S}$.

Обозначим среднее значение коэффициента группирования, вычисленное для каждого из интервалов $N_{\Delta S}$, как $\bar{\kappa}_{\delta}$, а его истинное значение как $\kappa_{\delta a}$. Интервалы значений $N_{\Delta S}$ приведены в табл. 2 и 3. Они выбирались из соображений примерно равной представительности данных. Доверительная оценка $\epsilon > |\bar{\kappa}_{\delta a} - \bar{\kappa}_{\delta}|$ при неизвестной точности измерения в принятых нами обозначениях имеет вид

$$|\bar{\kappa}_{\delta a} - \bar{\kappa}_{\delta}| < t(p; k) \frac{S^*}{\sqrt{N_{\Delta S}}}, \quad (1)$$

где $t(p; k)$ – множитель, зависящий от принятой доверительной вероятности $p=0,95$ и числа степеней свободы $k = N_{\Delta S}$, S^* – стандартная ошибка [10].

Таблица 3

Статистические оценки коэффициента группирования для юга Гармского района

$N_{\Delta S}$	N	$\bar{\kappa}_{\delta}$	S^*	ϵ
8-11	61	0,121	0,123	0,13
12-15	33	0,17	0,16	0,126
16-19	28	0,244	0,17	0,09
20-23	22	0,185	0,115	0,054
24-27	25	0,303	0,198	0,084
28-39	23	0,267	0,146	0,062
40-51	20	0,254	0,15	0,048
52-80	25	0,288	0,127	0,035
81-160	12	0,292	0,024	0,024

Используя выражение (1), мы получили, что при $N_{\Delta S} \leq 11$ значение ϵ превышает величину среднего, т.е. что ошибки при определении $\bar{\kappa}_\delta$ в этом случае весьма существенны. По этой причине изолинии значений, вычисленные на площадках ΔS , где $N_{\Delta S} \leq 11$, показаны пунктиром. Незаштрихованные участки на рис. 1 соответствуют площадям, где $N_{\Delta S} = 0-5$, т.е. площадям, где информация, необходимая для вычисления $\bar{\kappa}_\delta$, либо отсутствует, либо слишком ненадежна.

Результаты

На рис. 2 жирной пунктирной линией показана приблизительная граница, разделяющая в Гармском районе структуры Юго-Западного Тянь-Шаня (север) и Таджикской депрессии (юг). Она лишь приблизительно совпадает с геологическими границами и проведена с точностью до границ площадок осреднения данных по границе областей динамической связности I и II, резко различающихся между собой по виду длительных тенденций в изменении уровня сейсмического фона [3].

В рис. 2 обращает на себя внимание то, что в среднем значении κ_δ на юге района гораздо выше, чем на севере. Значения κ_δ по совокупности данных севера и юга района раздельно составляют соответственно 0,1 и 0,25.

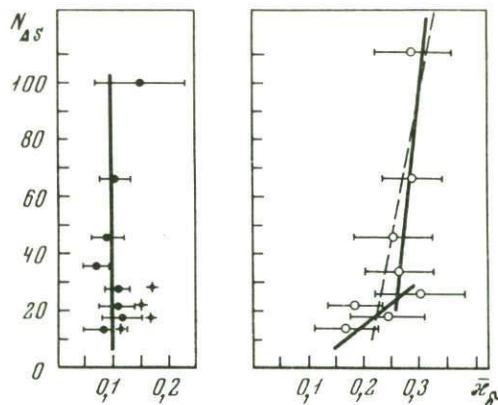
Является ли это различие следствием случайного разброса вычисленных значений κ_δ или же оно отражает различие в условиях, ответственных за величину κ_δ ?

На рис. 3 представлены два графика, отражающие зависимость между средней величиной коэффициента группирования κ_δ и уровнем интервальных значений $N_{\Delta S}$, отдельно по северу (левый график) и югу (правый график) района.

Как видно из рис. 3 и табл. 2, 3, значения стандартной ошибки S^* на севере района примерно вдвое меньше, чем на юге почти во всем диапазоне интервальных значений $N_{\Delta S}$. Для решения вопроса о случайном или неслучайном расхождении дисперсий мы использовали методику, изложенную в [10]. Смысл методики состоит в сравнении отношения исследуемых эмпирических дисперсий с критическим значением их отношения F , соответствующего данным числам степеней свободы k_1 и k_2 и определяемого, при заданной надежности вывода, из табл. 4. Роль степеней свободы в нашем случае играют числа площадок $N_{\Delta S}$, использовавшихся при определении величины $\bar{\kappa}_\delta$. Если отношение дисперсий оказывается большим критического значения, то расхождение дисперсий считают неслучайным значимым с надежностью p .

Как видно из табл. 4, отношения дисперсий существенно больше критических отношений $p = 0,99$ практически во всем диапазоне значений $N_{\Delta S}$, что указывает на неслучайность их расхождения. Из этого можно заключить, что различие в значениях κ_δ на юге и севере района, по-видимому, отражает различие в условиях, ответственных за величину κ_δ .

Рис. 3. Графики зависимости $N_{\Delta S}$ и κ_{δ} .
Пояснения в тексте



Относительно небольшие значения дисперсий на севере можно истолковать как следствие большей однородности условий, ответственных за величину κ_{δ} . Это подтверждается и следующим.

На рис. 4 приведено эмпирическое распределение числа площадок ΔS с одинаковыми значениями κ_{δ} для севера и юга района. Величина n по оси ординат — число площадок с одинаковыми значениями κ_{δ} .

Проверка полученного распределения для севера района на его согласие с нормальным распределением показала, что в целом нормальному распределению оно не подчиняется. Однако, если значения, показанные на рис. 4 крестообразными точками, исключить с помощью метода исключения грубых ошибок [10], то оставшиеся значения, обозначенные точками, с вероятностью $p=0,95$ от нормального распределения отличить нельзя. Проверка нормальности распределения осуществлялась с помощью критерия соответствия χ^2 по методике, изложенной в [10].

Таблица 4

Сравнение эмпирических дисперсий коэффициентов группирования землетрясений юга и севера Гармского района

$N_{\Delta S}$	$S_{\text{ю}}^2$	$S_{\text{с}}^2$	$k_{\text{ю}}$	$k_{\text{с}}$	$F = S_{\text{ю}}^2 / S_{\text{с}}^2$	F_0 при $P = 0,99$
8-11	0,0152	0,0043	60	39	3,53	2,03
12-15	0,0256	0,0079	32	22	3,22	2,60
16-19	0,0289	0,0062	27	21	4,69	2,70
20-23	0,0132	0,0072	24	34	9,97	2,37
24-39	0,0116	0,0040	47	67	2,87	1,88
40-51	0,0226	0,0048	19	29	4,66	2,55
52-80	0,0162	0,0029	24	25	5,5	2,6
81-160	0,0116	0,0034	11	4	3,42	5,7

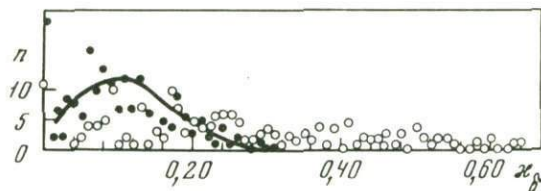


Рис. 4. Эмпирическое распределение числа площадок с одинаковыми значениями κ_{δ}
Точки – север района, кружки – юг района

Показательно, что площадки ΔS с "выскакивающими" исключительными значениями κ_{δ} пространственно локализованы (см. рис. 1) на трех участках, расположенных у северной границы сейсмоактивной площади района. Полученные оценки показывают, что в целом условия, ответственные за величину κ_{δ} на севере района, исключая указанные участки, довольно однородны.

Распределение для юга района нормальному закону не подчиняется. Это можно истолковать как следствие того, что условия, ответственные за величину κ_{δ} , на юге более разнородны, чем на севере. Качественно к такому заключению можно прийти и из рассмотрения рис. 2. На севере района значения κ_{δ} от уровня сейсмической активности не зависят. На юге района отмечается слабая зависимость. Коэффициенты корреляций, подсчитанные между значениями n и κ_{δ} на одноименных площадках, составляют соответственно на севере $r_c = 0$ и на юге $r_{ю} = 0,24$.

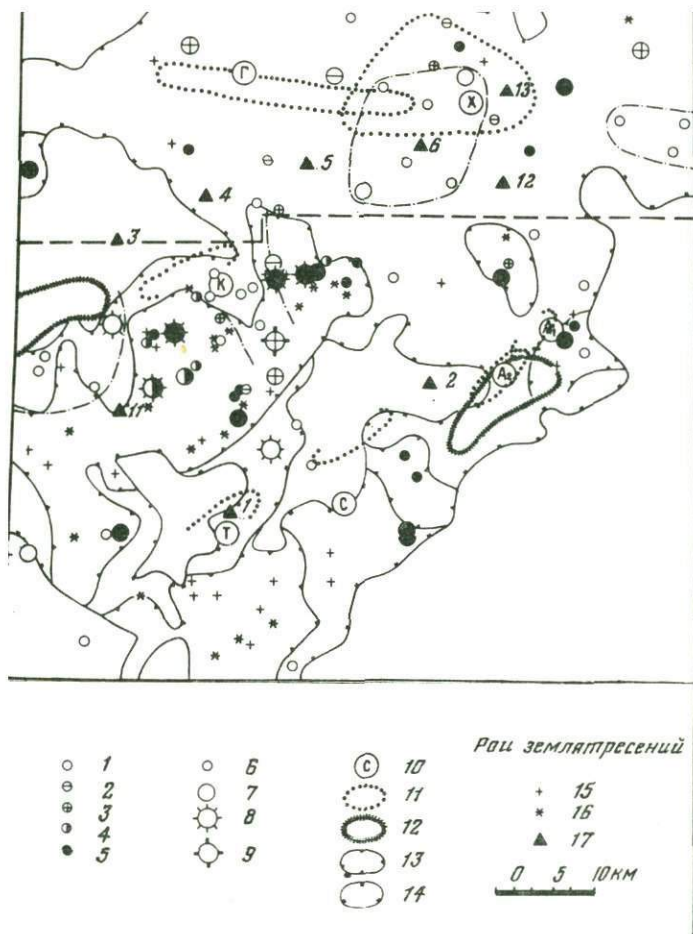
Рассмотрим, далее, землетрясения с различной интенсивностью серий афтершоков. Землетрясения с одной и той же энергией, возникающие в районе, могут существенно различаться интенсивностью связанных с ними серий афтершоков, величина которой определялась с помощью коэффициента интенсивности серий афтершоков

$$\psi = \frac{\sigma \sqrt{E_a}}{\sqrt{E_{Гл.Т}}}, \quad (2)$$

где E_a – энергия афтершока (в дж) и $E_{Гл.Т}$ – энергия главного толчка (в дж). При этом учитывались афтершоки в диапазоне пяти порядков от энергии главного толчка, с интервалом времени между ними не более 300 час. Для землетрясений с $K < 13$ к их афтершокам относились землетрясения, отстоящие друг от друга на расстояние не больше стандартной ошибки в определении координат их очагов (± 5 км). Карта землетрясений с $K \geq 11$ с введением в обозначения эпицентров этих землетрясений градаций значений ψ приведена на рис. 5. Как видно из рисунка, землетрясения с близкими значениями ψ имеют тенденцию к пространственному группированию. Так же как и значения κ_{δ} , значения ψ от уровня сейсмического фона не зависят: значение коэффициента корреляции между ψ и n на одноименных площадках осреднения составляет $r = -0,05$.

Карта рис. 5 по существу является картой крупномасштабного сейсмического районирования.

Наконец, рассмотрим рои слабых землетрясений.



5. Карта сейсмического районирования территории Гармского

1 - $\psi = 0-0,05$; 2 - $\psi = 0,06-0,1$; 3 - $\psi = 0,11-0,2$;
 4 - $\psi = 0,21-0,3$; 5 - $\psi = 0,3$; 6 - $K=11$, 7 - $K=12$; 8 - $K=13$; 9 - $K=14$;
 эпицентры сильных землетрясений (до 1955 г.); 11 - плей-
 истовые области; 12 - комплексы палеосейсмодислокаций;
 зоны типа А; 14 - зона типа АВ; 15 - эпицентры из
 роя, кашего более пяти-десяти землетрясений; 16 - эпицентры из
 одержавшего более десяти землетрясений; 17 - сейсмостанции
 на карте)

К роям слабых землетрясений относились временные последовательности землетрясений с $K \geq 7$, отделенные друг от друга промежуток времени не более 300 час. и отстоящие друг от друга не более чем на 5 км. В качестве координат роя принимались осредненные координаты землетрясений, входящих в состав роя. Места возникновения роев землетрясений приведены на рис. 5, из которого видно, что рои землетрясений обладают тенденциями к пространственному группированию.

Согласно общепринятым представлениям, уровень сейсмической активности в первом приближении можно рассматривать как отражение уровня тектонических напряжений. Поскольку, как выяснилось, для Гармского района коэффициент группированности κ_{δ} и коэффициент интенсивности серий афтершоков ψ от уровня сейсмической активности не зависят, можно предположить, что градации их значений отражают градации прочностных свойств среды. Такое предположение в целом согласуется с данными лабораторного изучения образцов, имитирующих горные породы, при их нагружении и разрушении. Из этих данных следует, в частности, что появление группирующихся упругих импульсов более вероятно в разупрочненных, более неоднородных породах, нежели в более прочных консолидированных породах [4, 5, 14]. Другими словами, возрастание κ_{δ} , ψ и активности роев слабых землетрясений связывается с понижением прочности среды. Это предположение согласуется со следующим. Север и юг района резко различаются историей их геологического развития. Структуры Юго-Западного Тянь-Шаня в пределах Гармского района сложены консолидированными породами по преимуществу палеозойского возраста, в то время как структуры Таджикской депрессии – осадочными породами мезо-кайнозойского возраста. Это находит свое отражение как в более высокой скорости прохождения сейсмических волн в северной части района [1], так и в различиях в их спектральном составе на севере и юге района [11]. Данные по разрушению горных пород в лабораторных условиях показывают, что появление серий группирующихся упругих импульсов более вероятно в менее прочных породах. Относительно низкие значения коэффициента группированности на севере района в этом смысле согласуются с данными о более высокой прочности пород в этой части района.

Если предположение о том, что неоднородность поля значений κ_{δ} отражает неоднородность поля прочности пород, справедливо, то коэффициент группированности можно рассматривать как геофизическую характеристику, дающую информацию о строении среды, в особенности в тех случаях, когда размеры неоднородностей поля относительно невелики, что затрудняет их выделение обычными геофизическими методами. Достоинством коэффициента группированности как геофизической характеристики является и то, что поле его значений может быть определено без постановки специальных дорогостоящих геофизических работ: для этого могут быть использованы данные, содержащиеся в каталогах землетрясений.

Рассмотрим некоторую формализацию изложенных представлений.

Предположим, что уровень тектонических напряжений (σ_T) по площади района изменяется в пределах

$$\sigma_{T \max} \geq \sigma_T \geq \sigma_{T \min} \quad (3)$$

и прочность среды ($[\sigma]$) - в пределах

$$[\sigma]_{\max} \geq [\sigma] \geq [\sigma]_{\min}. \quad (4)$$

Для краткости обозначим предельные значения: $\sigma_{T \max}$, $\sigma_{T \min}$, $[\sigma]_{\max}$ и $[\sigma]_{\min}$.

Возможные сочетания этих предельных условий представлены следующей схемой:

	<i>B</i>	β
<i>A</i>	<i>AB</i>	<i>Aβ</i>
<i>a</i>	<i>aB</i>	<i>aβ</i>

Исходя из имеющихся физических представлений, можно выдвинуть гипотезу о типе сейсмического режима, свойственного объемам пород с указанными сочетаниями предельных условий.

Так, следует ожидать, что в условиях *Aβ* уровень сейсмического фона будет наиболее высоким, должны возникать рои землетрясений, коэффициенты группировки κ_δ и интенсивности афтершоков ψ должны быть наиболее высокими.

В условиях типа *AB* уровень n должен быть несколько ниже, чем в условиях типа *Aβ*, рои землетрясений должны отсутствовать, значения κ_δ и ψ должны быть низкими. Если объемы среды типа *AB* достаточно велики, то в них следует ожидать возникновения наиболее сильных землетрясений при наиболее высокой их повторяемости и т.д.

Заметим, что в действительности картина сейсмичности должна отличаться от той, которая определяется только предельными условиями, образуя градации во всем диапазоне изменения значений n и κ_δ . Очевидно, что должны преобладать такие сочетания, которые лишь тяготеют к определенному типу условий.

Условимся, что значения $n \leq 0,025$, г.е. значения, соответствующим зонам n_{\min} , тяготеют к *a*, более высокие значения - к *A*. Далее, условимся, что значения $\kappa_\delta \leq 0,2$ тяготеют к β , а меньшие значения - к *B*.

Поскольку в зонах n_{\min} уровень сейсмического фона мал, погрешность в определении κ_δ в них резко возрастает. По этой причине выяснение принадлежности площадей в пределах зон n_{\min} к типу или *aβ* затруднена и нами не рассматривалась.

В целом, по-видимому, плотность сейсмического фона характеризует уровень тектонических напряжений, а коэффициент группировки - свойства среды.

Можно заметить определенную корреляцию между свойствами сейсмичности и тектонической обстановкой.

Так, во-первых, эпицентральные зоны всех наиболее сильных землетрясений, а также комплексы палеосейсмодислокаций расположены преимущественно на площади типа *АВ*. Исключение представляет единственный случай – область Арганкульских палеосейсмодислокаций, своей периферийной частью захватившая незначительную часть площади типа *Аβ*.

Во-вторых, из общего числа землетрясений с большим значением $\psi (\psi \geq 0,2)$, 83% лежит на площади типа *Аβ* и лишь 17% – на площади типа *АВ*.

В-третьих, из общего числа роев слабых землетрясений 84% падают на площадь типа *Аβ* и лишь 16% – типа *АВ*.

Сравнение карты с положением эпицентральных зон наибольших землетрясений показывает, что в своем большинстве они приурочены к площадям с условиями типа *АВ*, которые и следует рассматривать как площади с наиболее высокой сейсмической опасностью.

Однако, помимо этого, совместное рассмотрение информации о пространственном распределении сейсмичности позволяет провести дальнейшую крупномасштабную дифференциацию сейсмоопасных площадей и выделить площади, или "блоки", особо высокой сейсмической опасности. На уровне такой деятельности сейсмическое районирование территории по существу переходит в прогноз мест возникновения сильных землетрясений. Приведем примеры. Значительная часть площади севера района занимает площадь с условиями типа *АВ*. Однородность условий в пределах этой площади и ее большая протяженность благоприятны для возникновения особенно сильных землетрясений, что и имело место в действительности: именно здесь возникли наиболее сильные землетрясения – Гармское 1941 г. и Хаитская катастрофа 1949 г.

Обращает на себя внимание то, что землетрясения с $K \geq 11$, возникавшие в районе сейсмической ст. 6 (Чусал), почти не сопровождались афтершоками ($\psi = 0 - 0,02$). Площадь, выделенную по этому признаку, – Чусальский блок – следует считать сложной особо прочными породами, т.е. в рамках изложенных выше представлений, особо сейсмически опасной (на рис. 2 она оконтурена штрихпунктирной линией). Показательно в этом отношении то, что центральная часть плейстоценовой области Хаитского землетрясения расположена в пределах Чусальского блока.

Выделение такого рода особо сейсмоопасных блоков ограничено дискретностью и неоднородностью информации, связанной с возникновением землетрясений с $K \geq 11$. Однако эта информация позволяет выявить ориентировочные размеры еще нескольких блоков такого типа. Это – блок восточнее станций 13 и 12, Шулховский блок – к северо-западу от ст. 11, Каратегинский блок – южнее ст. 4. К особенно сейсмоопасным блокам следует, по-видимому, отнести и Арганкульский блок (восточнее ст. 12); в его пределах расположены мощный комплекс разновозрастных палеосейсмодислокаций и эпицентральные зоны арганкульских землетрясений 1934–1935 гг. Очевидно, что при дальнейших сейсмических наблюдениях возможно дальнейшее уточнение информативности полученной картины.

На площадках с условиями типа $A\beta$ возникновение землетрясений с $K > 13-14$, по-видимому, невозможно. Однако положение неоднородностей этого типа информативно не только в этом отношении. Мы уже отмечали существенную однородность условий на севере района, которая может способствовать возникновению особенно сильных землетрясений. Юг же района в этом отношении существенно менее однороден. Неоднородности типа $A\beta$ здесь как бы "сканируют" сейсмологическое строение по их простирацию и тем самым ограничивают протяженность очаговых зон сильных землетрясений, которые могут возникать только в промежутках между ними. Из рис. 2 видно, что эпицентральные зоны, аналогичные по размерам эпицентральным зонам Гармского или Хаитского землетрясения, на юге района не смогли бы "вписаться" между неоднородностями типа $A\beta$. Возможно, что именно по этой причине в южной части района землетрясений такой силы и не возникало.

Выше мы касались долговременного постоянства свойств ограниченных объемов среды, в которых периодически возникают сильные землетрясения. К таким объемам среды можно отнести Арганкульский блок, а также Каратегинский. В пределах последнего или в его периферийных частях возникали такие землетрясения, как Каратегинское 1939 г., землетрясения с $K = 13$ 1966 г. и с $K = 14$ 1969 г. По-видимому, здесь же возникло Каратегинское землетрясение 1895 г. В этом отношении с ним сходен и Шулховский блок с его мощным комплексом палеосейсмодислокаций. В нем же возникло землетрясение с $K = 13$ 1957 г. Чусальский блок представлен как более сейсмоопасным в районе. Очевидно, что Хаитское землетрясение 1949 г. на изменение его прочностных свойств существенным образом не повлияло.

Итак, в практическом плане изложенный подход позволяет, во-первых, проводить оценку сейсмической опасности на более детальном уровне и, во-вторых, ориентировочно оценивать величину максимального возможного землетрясения на данный сейсмоактивной площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методы детального изучения сейсмичности (Труды ИФЗ АН СССР, № 9). Ред. Ю.В. Ризниченко, М., Изд-во АН СССР, 1960.
2. Андреев С.С. О методах интерпретации близких землетрясений. - В кн.: Физика землетрясений и сейсмика взрывов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
3. Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
4. Mōgi K. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquakes swarms - the fracture of a semiinfinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. - "Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ." 1963, v. 41, N 3.

5. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М. Группирование упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1968, № 7.
6. Гайский В.Н. Статистические исследования сейсмического режима. М., "Наука", 1970.
7. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. О связи между моментами возникновения землетрясений. – В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1972.
8. Кагок А.П. Повторные толчки и их влияние на параметры сейсмического режима. – В кн.: Динамика земной коры. М., "Наука", 1965.
9. Боровик Н.С. Группирование землетрясений Прибайкалья. – В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1972.
10. Румшисский Л.З. Математическая обработка результатов эксперимента. М., "Наука", 1971.
11. Халтурин В.И. Частота сейсмических колебаний. – "Труды ИФЗ АН СССР", 1960, № 9.
12. Гзовский М.В. Тектоническое обоснование геологических критериев сейсмичности. – "Труды ИФЗ АН СССР, геофизика", 1957, № 2, 3.
13. Шамина О.Г., Осокина Д.Н., Томашевская И.С. и др. Модельные и экспериментальные исследования разрушения и связанных с ним процессов. – В кн.: Предвестники землетрясений. М., ВИНТИ, 1973.
14. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Временные последовательности упругих импульсов в процессе разрушения образцов под воздействием постоянной нагрузки. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 7.

Б. Г. Пустовитенко, А. Г. Каменобродский

ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КРЫМА

Цель настоящего исследования – изучение пространственно-временного распределения сейсмичности локальных очаговых зон Крыма для выяснения характера сеймотектонических процессов, происходящих в земной коре региона, и более обоснованного подхода к сейсмическому районированию Крыма.

Исходные данные

В работе использованы материалы наблюдений сетью станций Крыма, оборудованных сейсмографами системы П.М. Никифорова с 1927 по 1955 г (увеличение $V_{\max} = 400$), и сейсмографами системы А.Д. Харина с 1955 г. по настоящее время ($V_{\max} = 25\ 000$). Для выявления закономерностей сейсмических процессов в регионе со слабой активностью оказалось необходимым привлечь макросейсмические данные [1]. Представительность землетрясений по макросейсмическим и инструментальным данным различна в разные периоды: 1) $K \geq 11$ с 1867 по 1927 г.; 2) $K \geq 9$ с 1927 по 1942 и с 1946 по 1955 г.; 3) $K \geq 8$ с 1955 по 1973 г.

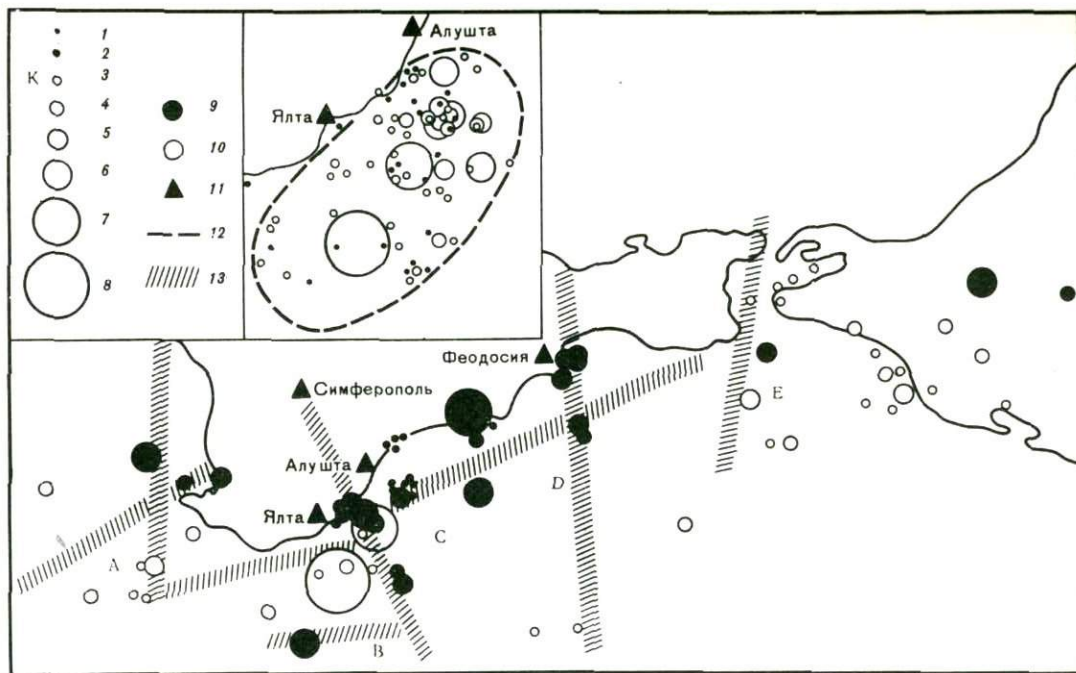


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Крымско-Черноморского региона за 1853-1973 гг.

1 - эпицентры землетрясений с $K=9$; 2 - то же с $K=10$; 3 - то же с $K=11$; 4 - то же с $K=12$; 5 - то же с $K=13$; 6 - то же с $K=14$; 7 - то же с $K=15$; 8 - то же с $K=16$; 9 - эпицентры землетрясений за 1853-1926 гг.; 10 - то же за 1927-1973 гг.;

11 - сейсмостанция; 12 - контур ограничивающий области афтершоков землетрясения 1927г.; 13 - предполагаемые глубинные разломы. Зоны очагов землетрясений: А - Севастопольская; В - Ялтинская; С - Алуштинская; D - Феодосийско-Судакская, Е - Анапская

В работе использовано около 200 землетрясений различных энергетических классов $7 \leq K \leq 16$. Энергетическая оценка землетрясений дана в соответствии с новой номограммой для Крымского региона [2]. Пересчет магнитудных оценок в энергетические производился по формуле

$$K = 1,8 M + 4, \quad (1)$$

Точность определения координат эпицентров и глубин очагов соответствует в среднем за весь период классу А по принятой классификации [3].

Общая характеристика сейсмичности региона

Большинство очагов крымских землетрясений расположено в пределах земной коры на акватории Черного моря, в переходной полосе от материка к глубоководной впадине (рис. 1). Скопления очагов землетрясений приурочены к определенным структурным элементам земной коры и к местам пересечения предполагаемых глубинных разломов: субширотного, тянущегося вдоль побережья, и субмеридиональных, поперечных, продолжение которых четко прослеживается на суше [4, 7].

Исходя из особенностей распределения эпицентров землетрясений, поглощающих свойств глубинной среды и аномалий в азимутах прихода продольных сейсмических волн [2], весь Крымский регион разделен нами на пять сейсмоактивных групп очагов: Севастопольскую (А), Ялтинскую (В), Алуштинскую (С), Феодосийско-Судакскую (D), и Анапскую (E) (см. рис. 1).

При средней глубине очагов землетрясений 15–20 км имеются и поверхностные очаги вблизи Ялты с глубинами не более 5 км и более глубокие, порядка 40 км, в районе Феодосии и Севастополя.

До 1927 г. глубины очагов определялись только по макросейсмическим данным. Для периода инструментальных наблюдений получена зависимость между глубиной по инструментальным $h_{И}$ и макросейсмическим данным $h_{М}$:

$$h_{М} = 3,7 + 0,84 h_{И} \quad (2)$$

(коэффициент корреляции $r_K = 0,93$, использовано 37 очагов с $K \geq 9$).

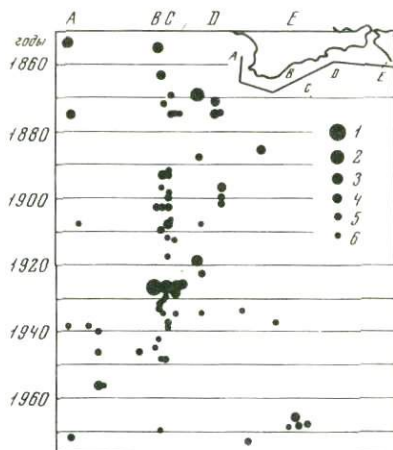
Если эта зависимость справедлива для всего периода 1853–1972 гг., можно говорить о тенденции к увеличению глубин в последнее время. В противном случае остается предположить, что оценка глубин очагов в период доинструментальных наблюдений занижена.

Очаги с глубинами не менее 30 км встречаются как вблизи, так и вдали от побережья, но не располагаются в уходящем под материк слое, как это предполагалось ранее [5].

Сейсмичность Крыма сравнительно невысока. За последние 100 лет отмечено около 80 землетрясений с $K \geq 11$ ($M \geq 4$). На диаграмме

Рис. 2. Диаграмма распределения землетрясений за 1853–1973 гг. по разрезу вдоль региона

1 – эпицентры землетрясений с $K=16$; 2 – то же с $K=15$; 3 – то же с $K=14$; 4 – то же с $K=13$; 5 – то же с $K=12$; 6 – то же с $K=11$. Обозначения зон те же, что и на рис. 1



(рис. 2) показано пространственно–временное распределение эпицентров землетрясений с $K > 11$ за 1853–1973 гг. вдоль разреза, примерно соответствующего субширотному разлому вдоль региона. Возможно, что часть землетрясений с $K = 11$ в ранний период наблюдений упущена, особенно для краевых зон *A* и *E*, кроме того, отсутствуют данные и за военные 1942–1945 гг. По диаграмме прослеживаются временные флуктуации. Особенно это четко видно в зонах *B* и *C*, где можно отметить по крайней мере три периода относительного оживления сейсмической деятельности: 1853–1875, 1892–1913 и 1927–1949 гг. В настоящее время в этой зоне наблюдается затишье. За последние 50 лет обнаруживается тенденция к относительному ослаблению сейсмичности также и в Феодосийской зоне.

Миграция очагов землетрясений Крыма

Временные и пространственные флуктуации сейсмичности Крыма наиболее отчетливо можно проследить по изменению величины сейсмической активности A_{10} (рис. 3). Наибольшей величиной $A_{10} = 0,5$ за период 1869–1905 гг. характеризуются зоны *C* и *D*. Со временем максимум активности сместился в зону *B*, при этом на фоне повышенной сейсмической активности ($A_{10} = 1$) произошло 8-балльное землетрясение 1927 г., с $M = 6,8$.

Очаг главного толчка 1927 г. находился дальше от центра области наибольшей величины A_{10} , чем очаг главного форшока с $M = 6$, а положение его эпицентра находилось на краю эллипса афтершоковой области (при длине большой оси эллипса 80, а малой – 40 км). Площадь зоны афтершоков была около 2500 км², что, оказывается, в 1,5 раза меньше, чем предвычисляется по формуле

$$\lg S = 0,82 M - 2 \quad (3)$$

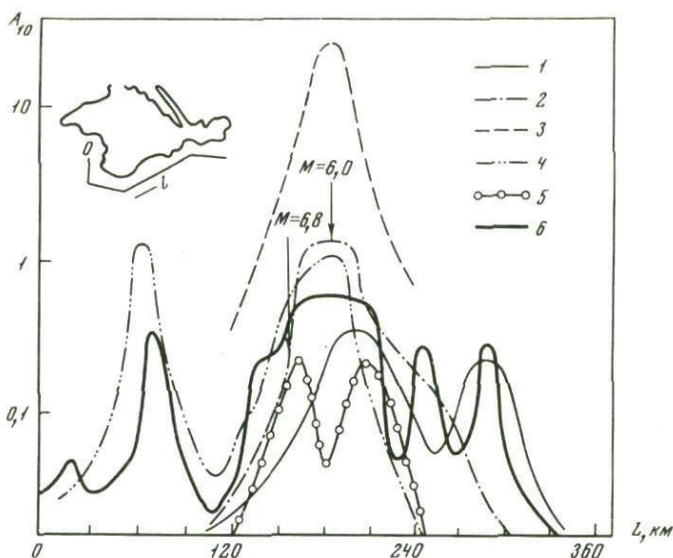


Рис. 3. Разрезы карт сейсмической активности по периодам
 1 - 1869-1905 гг.; 2 - 1906-1926 гг.; 3 - 1927-1930 гг.;
 4 - 1931-1972 гг.; 5 - 1955-1972 гг.; 6 - 1853-1972 гг.

для подобного же голчка в зоне Прибайкалья [6]. Это обстоятельство могло быть вызвано различием в глубинном строении среды регионов, в частности различием в прочности пород. Необходимо отметить, что часть слабых голчков с $K = 9$, происходивших на краях зоны, возможно, потеряна вследствие малой чувствительности сейсмической аппаратуры в тот период наблюдения. Всего до 1931 г. отмечено 184 голчка, из них 25 с $K \geq 11$. Период афтершоков характеризуется максимальной сейсмической активностью ($A_{10} = 30$). Вследствие расположения эпицентральных зон в море, отсутствия инструментальных наблюдений в Крыму и слабой сейсмичности нет возможности детально проследить по величине сейсмической активности (A_{10}) ход процессов, предшествовавших 1927 г., однако из диаграммы (рис. 2) видно, что в течение приблизительно десяти лет перед разрушительным землетрясением 1927 г. отмечено только одно землетрясение с $K = 11$ в зонах В и С. После 1927 г. сейсмическая активность постепенно уменьшается до прежнего значения $A_{10} = 1$ в центральной части региона, резко возрастает в зоне А и снижается до минимума в зоне D. С использованием слабых землетрясений с $K \geq 8$ за 1955-1971 гг. нами построены карты A_{10} зон В и С, на которых четко наблюдается раздвоение зоны повышенной активности аналогично разделению по величинам $\Sigma\sqrt{E}$. Величина A_{10} за этот период падает до 0,2.

С целью выяснения общих тенденций пространственного изменения сейсмических процессов в Крыму было рассмотрено перемещение

эпицентров землетрясений с $K \geq 11$ вдоль и поперек региона. Весь срок наблюдений с 1867 по 1973 г. был подразделен на четыре периода: $T_1 = 1867-1892$, $T_2 = 1892-1916$, $T_3 = 1916-1941$, $T_4 = 1947-1972$ гг. Для каждого периода $T_i = 25$ лет находилось положение условного среднего эпицентра, которое характеризовалось двумя величинами: средними значениями кратчайших расстояний эпицентров землетрясений от береговой линии - r_i и от восточной границы региона - r'_i :

$$r_i = \frac{\sum_{j=1}^n r_j}{n}; \quad r'_i = \frac{\sum_{j=1}^n r'_j}{n}, \quad (4,5)$$

где r_j и r'_j - кратчайшие расстояния отдельного эпицентра. Были получены графики зависимости $r_i = f(T_i)$ (рис. 4). При определении положения условного эпицентра для третьего периода в расчет взяты только главный толчок землетрясения 1927 г. с $M = 6,8$ и его форшок. Рассчитанное отдельно среднее положение афтершоков (1927-1931 гг.) совпало на графиках (см. рис. 4, I, II) с положением условного эпицентра для третьего периода, что служит дополнительным подтверждением найденной тенденции перемещения сейсмической деятельности со временем в пространстве. Учитывая, что часть землетрясений с $K = 11$ в доинструментальный период могла быть не учтена, сделано аналогичное построение для $K \geq 12$ и $K \geq 13$. Методом наименьших квадратов из уравнения регрессии вида

$$r_i = a + b T_i \quad (6)$$

получены средние значения производной $\frac{dr}{dT}$, которая соответствует скорости пространственной миграции эпицентров за 25 лет, откуда легко определить среднюю скорость за один год (таблица).

Полученные результаты можно интерпретировать как существующую тенденцию к перемещению эпицентров землетрясений (для $M \geq 4$) со скоростью около 1 км в год, а также областей максимально

Параметры миграции очагов землетрясений

Направление	M(K)	Число эпицентров	Коэффициенты регрессии		Коэффициент корреляции	Скорость миграции, км/год
			a	b		
Вдоль региона	4(11)	56	55	20	0,99	0,8
	4,5(12)	32	54	25	0,98	1,0
	5 (13)	11	16,5	41,9	0,92	1,6
От берега к морю	4 (11)	56	-4	9,5	0,95	0,4
	4,5 (12)	32	-6	12	0,98	0,5
	5 (13)	11	-8	10,8	0,99	0,4

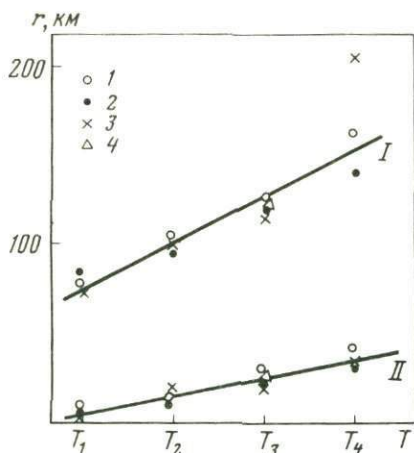


Рис. 4. Пространственная миграция очагов землетрясений за 1869-1973 гг.

I - вдоль региона в юго-восточном направлении; II - поперек региона в направлении от берега. 1 - $K \geq 11$; 2 - $K \geq 12$; 3 - $K \geq 13$; 4 - афтершоки землетрясений 1927 г.; $T_1 - T_4$ - периоды наблюдений (см. текст)

выделяющейся энергии (для $M \geq 5$) со скоростью порядка 1,5 км в год в юго-западном направлении от границы зоны D. Можно полагать, что за последние 25 лет область выделения максимальной энергии переместилась к зоне A, что логически позволяет ожидать в этой зоне наиболее активных тектонических процессов в земной коре. Это в известной мере согласуется с данными по современным движениям земной поверхности в Крыму [8 - 10]. Зависимость II (см. рис. 5) можно интерпретировать как перемещение очагов землетрясений и области максимума энергии в среднем со скоростью около 0,4 км в год в южном направлении от берега в сторону глубоководной впадины Черного моря.

Поскольку использованы данные за 100 лет, а периоды осреднения также достаточно велики, выявленная тенденция позволяет предполагать наличие связи происходивших землетрясений с перераспределением упругих напряжений в земной коре.

Времена перемещения условного эпицентра вдоль или поперек региона ($250 \times 100 \text{ км}^2$) при найденных скоростях миграции составляют около 250 лет. Период повторяемости максимальных возможных землетрясений ($K=16$) для Крыма - 240 лет [11]. Возможно, что совпадение этих периодов не случайно и указывает на цикличность сейсмических процессов в регионе.

Путем построения графиков высвобождения условных деформаций, по Беньоффу, за 1931-1972 гг. было установлено, что в направлении выявленной миграции очагов землетрясений возрастает и величина суммарной деформации по зонам.

Временное распределение $\lg E = f(t)$ выделявшейся энергии слабых землетрясений для каждой зоны отдельно в течение 1955-1973 гг. имеет некоторую квазипериодичность. Амплитуда квазипериодических изменений интенсивности землетрясений во времени перемещается в пространстве от одной зоны к другой в последовательности расположения их в субширотном направлении. Это дает основание предполагать, что

между моментами времени возникновения землетрясений существует причинная связь. Сдвиг фаз между квазисинусоидами для зон В и С не более года, а для зон А и D - порядка 5 лет. Если рассматривать указанную связь как проявление закономерности, то в ближайшие два-три года можно ожидать возникновения землетрясений с $K \approx 10$ в зонах В и С.

Интересным представилось сопоставление временного распределения выделяющейся энергии землетрясения $\lg E = f(t)$ с квазипериодическими вариациями силы тяжести $\delta g = f(t)$ за 1965-1973 гг., данные о которых нам любезно предоставлены Г.Т.Собакарем. Точность определения величины вариаций $\Delta(\delta g) \approx \pm 0,04$ мгл. Обе зависимости (см. рис. 5) проявляют квазипериодичность с близкими зна-

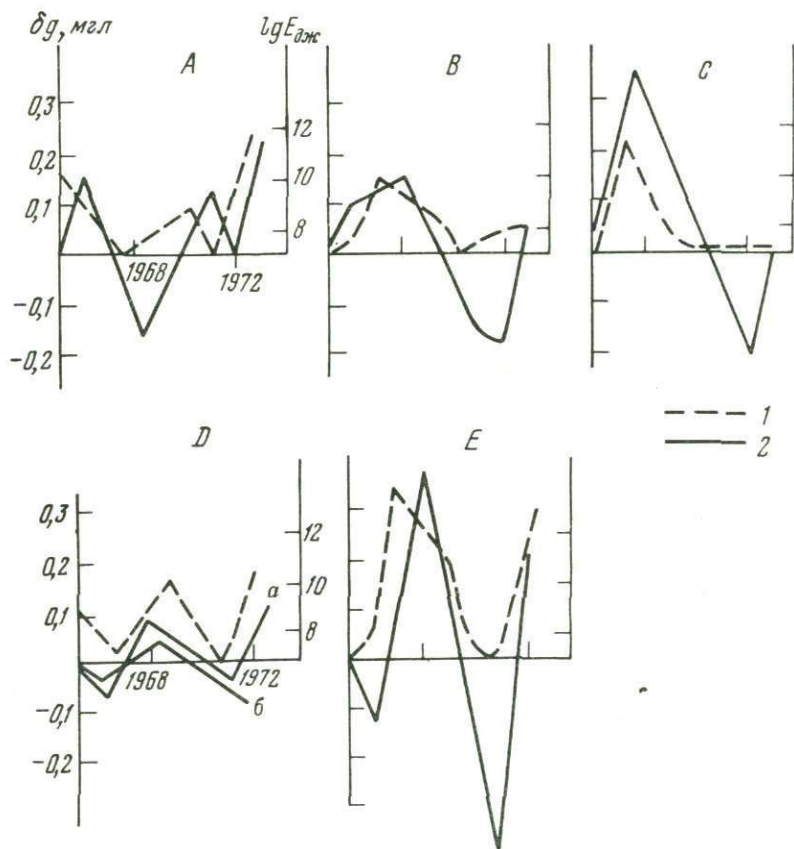


Рис. 5. Сопоставление энергии землетрясений с квазипериодическими вариациями силы тяжести по зонам

1 - энергия землетрясений; 2 - вариации силы тяжести; а - по ст. Феодосия, б - по ст. Судак. Обозначения зон те же, что и на рис. 1

чениями периодов. Максимумы амплитуд lgE и δg сдвинуты примерно на год, минимумы lgE соответствуют отрицательным значениям δg . Наибольшие амплитуды наблюдаются в районе Севастополя, Алушты и Ялты, а наименьшие — в Судаке и Феодосии, что согласуется с затуханием сейсмичности в последнее время у Феодосии и оживлением ее в Севастопольской зоне. Значительные амплитуды в Керчи, возможно, связаны с активизацией Анапской группы очагов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Наибольшей величиной сейсмической активности, осредненной за последние 100 лет ($A_{10} = 0,5$), характеризуются зоны B и C , к которым приурочена область очагов разрушительного землетрясения 1927 г. ($M = 6,8$). Области наибольшей величины A_{10} не остаются стабильными в пространстве и времени, а последовательно перемещаются вдоль всего региона.

2. За последние 100 лет отмечаются тенденции удаления землетрясений от берега в сторону глубоководной впадины со средней скоростью 0,4 км в год и в направлении к юго-западу региона со скоростью около 1 км в год.

3. Величина суммарной деформации по различным сейсмическим зонам возрастает в направлении миграции эпицентров с востока на запад региона.

4. Очаги землетрясений не лежат в фокальной плоскости, уходящей под материк, как предполагалось ранее.

5. Отмечается соответствие квазипериодических изменений во времени проявлений сейсмичности по зонам с вариациями силы тяжести δg . Максимумы изменений этих величин сдвинуты во времени примерно на год. Повышенная сейсмичность приурочена к положительным изменениям силы тяжести.

6. Предполагается, что направленная миграция очагов и связь сейсмичности с гравитационными аномалиями отражают процесс перераспределения напряжений в глубинной среде между зонами региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Морозова Р.Н., Шебалин Н.В. О землетрясениях Крыма 1800–1967 гг. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1968, вып.26.
2. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е. Об энергетической оценке землетрясений Крымско-Черноморского региона. — В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т.2, М. — Обнинск, изд. ИФЗ АН СССР, 1974.
3. Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
4. Чежунов А.В. Черноморская впадина. — В кн.: Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, 1969.
5. Левицкая А.П. Сейсмичность Крыма. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
6. Боровик Н.С. О некоторых характеристиках областей очагов землетрясений Прибайкалья. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1970, № 12.

7. Николаев Н.И., Беспрозванный П.А. Опыт применения количественного анализа вертикальных тектонических движений на примере Крыма. – В кн. "Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
8. Благоволин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей. – "Геоморфология", 1973, №3.
9. Сомов В.И. Исследования по проблеме современных движений земной поверхности на геодинамических полигонах Украины. – "Геофиз. сб. АН УССР", 1973, вып. 56.
10. Собакар Г.Т. Перші результати досліджень квазіперіодичних варіацій сили тяжіння в Криму. – "Докл.АН УССР", серія Б, 1970, т. 8.
11. Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г., Кульчицкий В.Е. Сейсмичность и максимально возможные землетрясения Крымского региона. – В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М., "Наука", 1974.

А. А. Гусев, Л. С. Шумилина

ГЕОМЕТРИЯ СЕЙСМОАКТИВНОГО ОБЪЕМА КОРЫ И МАНТИИ В РАЙОНЕ КАМЧАТКИ И КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Работа посвящена попытке обрисовать пространственный объем, охваченный сейсмическим процессом на стыке океанического и континентального блоков мантии в районе Камчатки. Детальные сейсмологические исследования, проводимые с 1961 г. на Камчатке [1], позволили накопить большой материал по координатам очагов землетрясений, определенных с довольно высокой точностью, что и создало предпосылки такого исследования.

Интерес к изучению пространственного распределения землетрясений в районах островных дуг повысился в последнее время в связи с идеями "тектоники плит". В отличие от авторов некоторых подобных работ, мы не задавались определенной моделью движения блоков, а хотели получить надежный исходный материал для геодинамических построений.

Блок коры и мантии, в котором в основном сосредоточены очаги землетрясений, мы будем далее называть сейсмоактивным объемом. Термин "фокальная зона", употребляемый в работах С.А. Федотова [1, 2], и термин "фокальный слой", введенный П.И. Токаревым [3], имеют близкий смысл, но они не определены точно. Во избежание терминологических противоречий мы предпочли ввести в данной работе вместе с конкретной методикой и соответствующий термин.

Пространственное представление о конструкции сейсмоактивного объема проще всего может быть получено из набора вертикальных разрезов в крест структуры. Подобные разрезы по детальному данным публиковались неоднократно, в частности в работе С.А. Федотова и др. [2] приведен впервые полученный С.А. Федотовым разрез для Южных Курил. Статьи о камчатских землетрясениях в сборниках "Землетрясения в СССР" [1] также содержат такого рода разрезы. Использование материала за девятилетний период (1964–1972 гг.) дало нам возможность провести разрезы с относительно высокой детальностью (примерно через 100 км).

Разрезы с нанесенными гипоцентрами не совсем подходят для нашей задачи: по ним невозможно получить четкое геометрическое представление о сейсмоактивном объеме. Поэтому нами было принято

решение оконтурить этот объем по землетрясениям с энергетическим классом выше некоторого фиксированного уровня K_0 и не пользоваться никакими сглаживающими процедурами, в частности, типа расчета объемной активности. Помимо отсутствия искажений, вызываемых сглаживанием, такой подход, по нашим представлениям, дает более надежные долговременные характеристики сейсмического процесса, снимая хотя бы частично влияние флуктуаций сейсмической активности во времени.

Выбор уровня K_0 диктовался следующими соображениями: 1) полнотой материала по региону как в плане, так и по глубине; 2) сопоставимостью с подобными построениями для других регионов, полученными по данным мировой сейсмической сети; 3) максимальной выразительностью вертикальных разрезов при достаточной детальности. Всем этим требованиям соответствует выбор

$$K_0 = K_{1,2}^{\Phi 68} = 11 \quad (-M_S = 4,0; -m_b = m_{pv} = 4,5).$$

Ошибки в координатах и глубинах землетрясений в данном регионе были предметом специального исследования [4]. На основании этой работы можно считать, что ошибка определения эпицентра в пределах местной сети составляет в среднем около 10 км, а максимум 20–25 км за периметром сети камчатских станций. Координаты эпицентров, по данным удаленных станций сетей ЕССН СССР¹ и БГС США², систематически смещены в среднем на 20–25 км к северо-западу, причем это различие в координатах с глубиной уменьшается. Для наших целей это смещение несущественно, но важно для сопоставления результатов.

Ошибки в определении глубины превышают ошибки в эпицентре в 1,5–2 раза, достигая 30–40 км за периметром сети. Поэтому для глубин до 150 км очаги землетрясений были разбиты на интервалы шириной 30–40 км и относились к средневзвешенной для интервала глубине (0–30, $\bar{H} = 15$; 31–70, $\bar{H} = 40$; 71–119, $\bar{H} = 90$; 120–150, $\bar{H} = 130$ км). Землетрясения с большими 150 км глубинами гипоцентров относились к своей глубине.

На схеме (рис. 1) показаны секторы, по осевым вертикальным плоскостям которых строились разрезы проектированием всех землетрясений данного сектора на его осевую плоскость. Границы секторов вместе с нумерацией их (4–12) заимствованы из работы П.И. Токарева [3]; секторы "а" и "б" добавлены нами.

Данные вне границ секторов, в частности из района о-ва Медного и Северных Курил, не использовались из-за низкой точности определения здесь координат землетрясений.

Полученные разрезы приведены на рис. 2, а. Границы объема даны огибающими ломаными линиями. Для первых трех интервалов глубин проведены также линии, отделяющие справа налево 25, 50, 75%

¹ Единая система сейсмических наблюдений СССР.

² Береговая геофизическая служба США.

землетрясений с $K \geq 11$ для каждого слоя (тонкие линии внутри огибающей на рис. 2,а). Ореол вокруг разрезов образуют проекции очагов землетрясений с $K = 9-10$, полнота которых гарантирована только для части разрезов и для глубин менее 180 км. Эти данные приведены для контроля, но в трех случаях (разрезы 5, 7, 9) по ним экстраполирован разрез на те глубины, где землетрясений с $K \geq 11$ не отмечено.

На рис. 2,б приведены разрезы в смещенном виде. Разрезы совмещались по положению на них действующих вулканов. Если их было на разрезе несколько, бралась средняя точка. Попытка совместить разрезы по оси глубоководного желоба оказалась гораздо менее удачной. При рассмотрении разрезов не следует забывать, что плоскости простирания для них не параллельны. Разрезы естественно разделились на две группы: северную — секторы 7-9 и южную — секторы 10-12, что никак не предполагалось заранее. Оказалось, однако, что в районе границы секторов 9 и 10 форма разрезов заметно изменяется.

Следует обсудить вопрос, насколько полученная нами картина устойчива во времени, учитывая, что характерные времена длительности сейсмических процессов — сотни лет. Сечения, полученные нами по краткосрочному ряду наблюдений, вероятно, искажены в сторону уменьшения количества данных. Мы, в частности, не придаем значения участкам с "нулевой" толщиной объема, которые видны на большей части разрезов. Мы специально сравнивали наши разрезы с разрезами по данным за один-три года и можем сказать, что характерные черты разрезов проявляются почти сразу (в частности, специфическая форма разреза 10). Добавление данных скорее дает эффект заполнения белых пятен, чем расширяет разрезы, так что можно надеяться на устойчивость разрезов во времени. Мы сознаем слабость такой аргументации, но любые строгие соображения должны использовать заведомо неверное предположение о стационарности сейсмического процесса.

Заметим попутно, что гипоцентры, противоречившие четкой картине разрезов, специально проверялись, вплоть до анализа сейсмограмм, и нередко оказывались ошибочными. Большинство ошибок связано с отмеченной в работе [4] кинематической неразличимостью землетрясений с глубинами 0-30 и 80-100 км в отсутствие близкой станции. Проверка и уточнение глубин землетрясений привели к тому, что наши разрезы оказались более узкими, чем если бы они были построены по опубликованным в сборниках "Землетрясения в СССР" каталогам камчатских землетрясений. Однако отнюдь не все "неожиданные" гипоцентры были ошибочны (см. особо разрезы по секторам 10 и 11).

Итак, можно полагать, что с точностью порядка 10-20 км нам удалось оконтурить область, охваченную интенсивным сейсмическим процессом в исследуемом районе.

Анализ полученных изображений мы начнем с вертикальных разрезов (см. рис. 2). Специфические черты северной части региона —

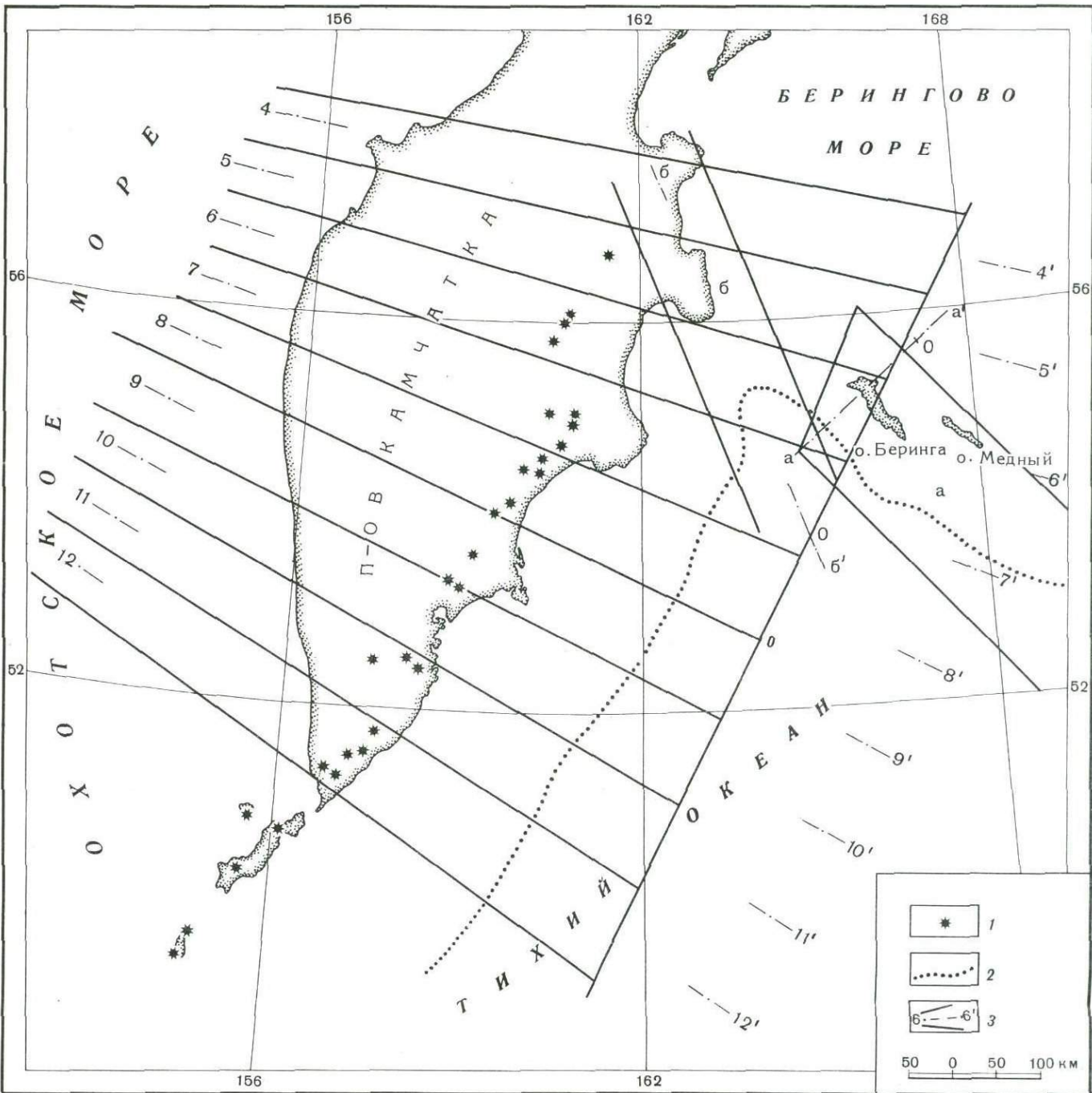


Рис. 1. Схема расположения разрезов сейсмоактивного блока по данным за 1964-1972 гг.

1 - вулканы; 2 - ось глубоководного желоба; 3 - секторы и осевые линии, по которым построены разрезы рис. 2

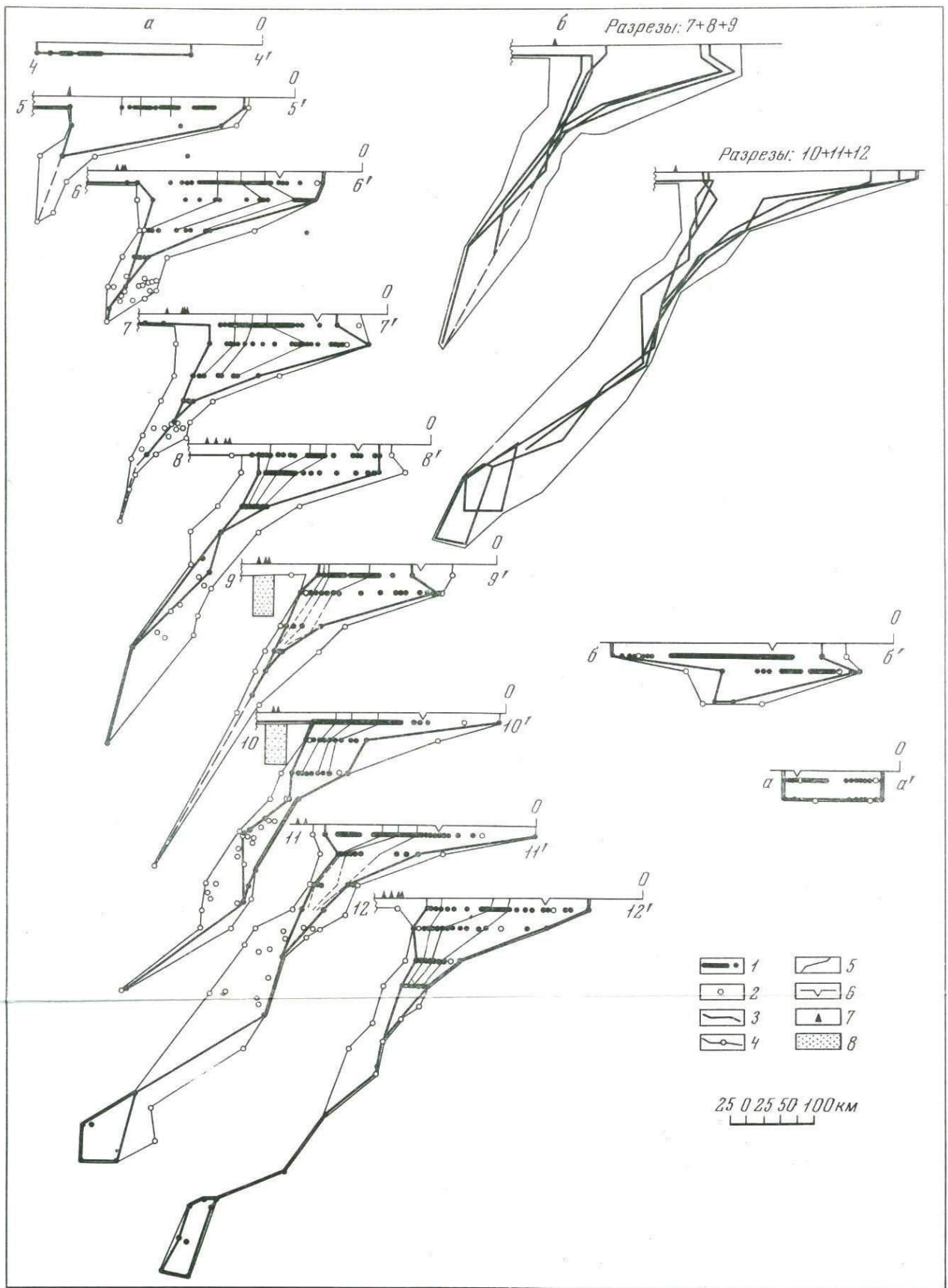


Рис. 2. Разрезы сесмоактивного блока

а - вертикальные разрезы по секторам; б - совмещенные разрезы, 1 - очаги землетрясений $K > 11$; 2 - очаги землетрясений $K=9+10$; 3 - граница сейсмоактивного блока по землетрясениям $K > 11$; 4 - границы по землетрясениям $K > 9$; 5 - линии, отделяющие справа налево 25, 50, 75% землетрясений $K > 11$; 6 - ось глубоководного желоба; 7 - вулканы; 8 - гипотетический магматический очаг Авачинского вулкана.

области стыка структур – будут рассмотрены особо, а пока мы в основном будем иметь в виду область секторов 7–12. На глубинах свыше 70–100 км, как хорошо известно из более ранних работ, сейсмоактивный объем имеет вид относительно тонкого слоя. Толщина его оценивалась для Курило–Камчатской зоны в 50–70 км [2, 3], в то время как в работе [5] получились для других островных дуг гораздо меньшие оценки.

Если не аппроксимировать форму объема какой-либо простой поверхностью, то толщина на глубинах свыше 100 км, по нашим данным, составляет в среднем 50 км по $K > 9$ и менее 10 км по $K > 11$. Максимальные значения – 80 и 40 км соответственно. Средняя оценка для $K_0 > 11$ явно занижена из-за малого периода наблюдений. Тем не менее после совмещения разрезов в двух группах (см. рис. 2,б) средняя ширина составляет 25 км, а максимальная – те же 40 км. Можно поэтому считать, что толщина сейсмоактивного объема на глубинах свыше 100 км составляет не более 15–25 км в среднем и до 40 км максимально (по $K_0 > 11$).

Малая толщина объема позволяет довольно четко проследивать подобие разрезов вдоль островной дуги. Подробное рассмотрение формы разрезов северного и южного типов не позволяет говорить об изломах фокального слоя, неоднократно отмечавшихся в связи с подобного рода построениями. Форму разрезов можно с одинаковым успехом приближать как ломаной, так и гладкой кривой. Ясно, однако, что для северных разрезов угол падения (в геологическом смысле, т.е. с горизонталью) растет с глубиной до углов 60–80°, в то время как южные имеют S-образную форму, круто падают в верхней части разреза, вылаживаются на глубинах порядка 350 км до углов 25–30° и затем опять угол падения нарастает.

Участок дуги, где изменяется форма разрезов (район Авачинской группы вулканов), примечателен в тектоническом отношении. Здесь изменяется структура горного сооружения дуги, а цепочки вулканов вдоль дуги прерываются, и Авачинская группа вулканов контролируется поперечной к дуге структурой.

Одним из наиболее существенных результатов настоящей работы является выделение весьма примечательной западной, или, как мы будем говорить, тыловой, границы сейсмоактивного объема на глубинах до 90–110 км. Эта граница расположена примерно одинаковым образом по отношению к оси пояса вулканов (на расстоянии 50±10 км в плане) и имеет приблизительно одинаковую форму на всех разрезах. Она близвертикальна на глубинах 60–70 км, а далее уходит под континентальный блок под крутыми углами.

Асейсмичность мантии на глубинах 30–70 км к западу от тыловой границы в полосе шириной 70–100 км не абсолютна: здесь есть редкие землетрясения с $K < 10$. Далее к западу подкорковых землетрясений не отмечается. Тем не менее резкость выделенной границы весьма велика. Очаговые зоны больших ($M - 8$) поверхностных землетрясений располагаются почти рядом с тыловой границей с востока, в то время как к западу максимальная энергия зем-

летрясений соответствует $M = 3,5$. Плотность выделения сейсмической энергии изменяется на расстоянии 30–50 км не менее чем на шесть порядков.

Экстраполяция тыловой границы вверх вполне оправдана, так как и в верхнем слое ($H = 0-30$ км) к западу от нее сейсмичность резко падает, хотя здесь все же наблюдаются землетрясения с магнитудой до 6,5 (землетрясение 1943 г. в Срединном хребте).

На разрезах 9 и 10 рис. 2 можно сопоставить положение тыловой границы с экранирующим упругие волны объемом под Авачинской группой вулканов, гипотетическим магматическим очагом [6].

Возможно, что резкий градиент сейсмической активности поперек тыловой границы связан не только с падением интенсивности механического перемещения блоков, но и с изменением физических свойств мантии, например, с повышенной ее пластичностью под вулканическим поясом.

Отметим важность выделения тыловой границы сейсмоактивного объема для задач оценки сотрясаемости. Эта граница дает непосредственную оценку предельно близкого к населенной суше расположения очагов сильнейших землетрясений и позволяет не привлекать для этой цели корреляций сейсмической активности с энергией максимального землетрясения [7, 8].

С восточной, океанической, стороны граница сейсмоактивного объема на глубинах до 100 км нерезкая и не прослеживается столь четко ни от разреза к разрезу, ни в плане. По направлению к суше восточная граница плавно изгибается вниз, причем круче всего на глубине около 80 км.

Со стороны океана сейсмичность явно заходит за осевую линию и даже за океанический борт глубоководного желоба. Ось желоба не коррелируется с очевидными чертами сейсмичности.

Рассмотрение границ сейсмоактивного объема в плане на разных глубинах показывает, что с океанической стороны эти границы вдоль дуги не выдержаны для верхних трех слоев, и добавление новых данных вполне может их изменить, хотя для третьего слоя граница выглядит довольно уверенно. Зато с континентальной стороны эти границы весьма четко прослеживаются вдоль дуги, что и следовало ожидать на основе изложенного относительно тыловой границы. В подтверждение устойчивости западных границ можно отметить и такой факт, что при переходе от $K_0 = 11$ к $K_0 = 12$ (снижение объема данных более чем вдвое) граница для слоя 30–70 км в плане смещается в среднем на 5 км и лишь в одном месте, напротив Авачинской губы, — на 15 км, а для слоя 70–110 км не смещается практически совсем.

На разрезах поперек дуги распределение землетрясений явно асимметрично.

Нижний край сейсмоактивного объема быстро набирает глубину около 200 км к сектору 5, затем плавно углубляется до 40 км в секторе 8, почти горизонтален в секторах 9, 10 и снова довольно резко уходит на 550 км в секторах 11, 12.

В области стыка Курило-Камчатской и Алеутской дуг сейсмоактивный объем устроен довольно своеобразно. В работе С.А. Федотова и др. [9] отмечалось, что стык имеет характер примыкания Алеутской сейсмической зоны к Курило-Камчатской, что четко выяснилось после Озерновского землетрясения ($M=7,7$) в 1969 г. Там же высказано предположение о расщеплении Курило-Камчатской зоны на две сейсмоактивные полосы. Это расщепление хорошо заметно при сравнении разрезов 4 и 5. От п-ова Кроноцкого западная полоса с выклинивающейся зоной промежуточных землетрясений заворачивает на север и затухает за вулканом Шевелуч, а восточная, более активная, тянется к северо-северо-востоку через п-ов Камчатский мыс вдоль континентального склона Берингова моря и затухает у о-ва Карагинского.

Сейсмоактивный объем Алеутской дуги в районе Командорских островов резко отличается от объема в районе Камчатки. Он гораздо уже, почти симметричен и лишен землетрясений с глубинами более 50 км (см. рис. 2,а). Отсутствие промежуточных и глубоких землетрясений – вообще характерная черта участка Алеутской зоны к востоку от 180° в.д. [10]. В нашем материале единственное землетрясение с глубиной 70–80 км расположено возле стыков желобов. Еще два таких землетрясения имели ненадежно определенные глубины. Все три землетрясения не участвовали при оконтуривании блока, но на разрезы рис. 2 они нанесены.

Отметим также, что и в районе Командорских островов ось желоба явно никак не выражена в сейсмичности и не ограничивает ее.

Результаты нашей работы о форме и толщине сейсмоактивного объема у берегов Камчатки следует сопоставить с выводами работы П.И. Токарева [3]. В этой работе дается оценка толщины слоя в 70 км в среднем и 150 км максимально. Наши оценки гораздо меньше оценок П.И. Токарева из-за 1) методических расхождений – отказа от оценок толщины на глубинах меньше 100 км, где слоя как такового уже нет; 2) получения П.И. Токаревым не оценки толщины слоя, а оценки отклонений от конической поверхности, к которой он приблизил весь сейсмоактивный блок Курило-Камчатской дуги в целом; 3) получения П.И. Токаревым оценок при использовании малоточных определений положений гипоцентров прошлых лет.

Детальные наблюдения для Южных Курил [2] дают оценку максимальной толщины блока в 50 км, что даже меньше, чем аналогичная оценка в 80 км (по $K_0 = 9$), полученная нами.

Вышеизложенное позволило нам прийти к следующим выводам.

По землетрясениям с $K \geq 11$ за 1964–1972 гг. оконтурен сейсмоактивный объем у берегов Камчатки и Командорских островов, точность построений – 10–20 км. На глубинах до 70–100 км объем довольно широк и не может быть назван слоем. На глубинах больше 100 км сейсмоактивный объем имеет вид относительно тон-

кого слоя толщиной не более 15–25 км в среднем и до 40 км максимумально. Вдоль дуги конфигурация объема неодинакова: угол падения северных разрезов (секторы 7–9) растет с глубиной до 60–90°; угол падения южных разрезов (секторы 10–12) меняется с глубиной: крутое падение вверху, выглаживание до 25–30° на глубине порядка 350 км, увеличение угла падения глубже 350 км. Западная граница сейсмоактивного объема более резкая и выдержанная вдоль дуги, чем восточная. Выделена тыловая граница сейсмоактивного объема. Сейсмоактивный объем в районе Командорских островов резко отличается от объема в районе Камчатки: он уже, почти симметричен и лишен землетрясений с глубинами более 50 км. В области стыка Курило–Камчатской и Алеутской дуг, примерно от п-ова Кроноцкого, сейсмоактивный объем расщепляется на две сейсмоактивные полосы: западную, уходящую в направлении на вулкан Шивелуч, и восточную, проходящую через п-ов Камчатский мыс вдоль континентального склона Берингова моря к о-ву Кагагинскому.

ЛИТЕРАТУРА

1. Федотов С.А. и др. Землетрясения Камчатки и Командорских островов. Статьи в ежегодниках: "Землетрясения в СССР". М., Наука, 1966–1973.
2. Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., "Наука", 1969.
3. Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило–Камчатской зоны. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1970, № 3.
4. Гусев А.А. Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки. – В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
5. Sykes L.R. Seismicity as a guide to global tectonic and earthquake prediction. – "Tectonophysics", 1972, v. 13, N 1–4.
6. Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. – В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли, т. 3. М., "Наука", 1966.
7. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. – В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
8. Федотов С.А., Шумилина Л.С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1971, № 9.
9. Федотов С.А., Гусев А.А., Зобин В.М. и др. Озерновское землетрясение и цунами 22/23 ноября 1969 г. – В кн.: Землетрясения в СССР в 1969 г. М., "Наука", 1973.
10. Barasangi M., Dorman O. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey epicenter data. 1961–1967. – "Bull. Seismol Soc. America", 1969, v. 59.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ У ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ

Область разрядки основных напряжений Курило-Камчатской и других островных дуг – фокальная зона – обычно представляет собой протяженную область шириной до 250 км, которая, уменьшаясь в размерах, наклонно опускается под островные дуги до глубины 700 км. Изолинии основных полей (гравитационного, теплового, аэромагнитного и др.) повторяют простираание главных тектонических элементов островных дуг и свидетельствуют о значительных изменениях физических свойств среды в крест структур. Причем наибольших значений градиенты геофизических полей достигают над областью выхода фокальной зоны на поверхность [1–3]. Детальные аэромагнитные измерения [1] выявили аномалии, связанные с разломами, секущими островные дуги в крест простираания. На шельфе и континентальном склоне Тихоокеанского побережья Камчатки, т.е. над областью выхода фокальной зоны на поверхность, можно проследить продолжение геолого-геоморфологических структур полуострова, залегающих несогласно с основными элементами островной дуги, например, подводный хребет Шатского. Так как сгущения эпицентров повторяют упомянутые выше тектонические структуры, предполагается [4], что эти структуры развиты и в верхней мантии.

Методом кажущих скоростей [5, 6] для фокальной зоны получены повышенные значения $V_p > 8$ км/сек, в то время как в верхней мантии под полуостровом зарегистрированы низкие значения $V_p = 7,0-7,3$ км/сек в областях современного вулканизма. При анализе поля поправок к принятому для Камчатки годографу по материалам ст. Шипунский [7, 8] построен детальный скоростной разрез вдоль фокальной зоны, где значения скорости продольных волн на протяжении 100 км изменяются от 7,5 до 8,5 км/сек. Методом "разностных скоростей" [9, 10] для горизонта $H = 30-50$ км выделена высокоскоростная (до 9 км/сек) область, совпадающая с фокальной зоной Камчатских и Алеутских землетрясений, которая отделяется от малосейсмической вмещающей среды полосою высоких градиентов V_p . Относительно высокие значения скорости продольных волн получены для фокальной зоны островных дуг Японии [11,12]. Из анализа пространственного распределения скорости можно видеть, что наиболее резкие перепады значений V_p характерны для направления в крест основных структур. По-видимому, упомянутые выше определения V_p не отражают в полной мере изменения скорости в изучаемом районе, так как не учитывают зависимость скорости упругих волн от азимута. Существование подобной зависимости подтверждают многочисленные работы по землетрясениям и взрывам [13–19]. Анизотропия скорости, достигаю-

шая 10–12%, обнаружена в коре и верхнем слое мантии самых различных геотектонических районов Земли.

Сведения о диссипативных свойствах среды в районе островных дуг более ограничены. Большинство результатов [9, 11, 12] свидетельствуют, что добротность фокальной зоны выше, чем в прилегающем к ней блоке верхней мантии, который расположен непосредственно под сушей. Наряду с данными о вертикальной слоистости фокальной зоны – “полиастеносферная модель” [20] – можно отметить, что в отдельных структурах, пересекающих фокальную зону (типа подводного хребта Шатского), затухание P -волн в 2–3 раза выше, чем на трассах вдоль фокальной зоны [21].

В настоящей работе по данным детальной сейсмологических наблюдений исследуются изменения свойств среды фокальной зоны в интервале глубин до 50 км у юго-восточного побережья Камчатки. Рассматривалось распределение по площади станционных невязок времени пробега P -волн (Δt_p), полученных по принципам [22] относительно принятого для Камчатки годографа: кора мощностью 35 км имеет среднюю скорость $V = 5,8$ км/сек, под корой до $H = 120$ км значения $V_p = 7,8$ км/сек [23]. Наряду с этим изучались региональные изменения станционных невязок определения энергии (ΔK_s), равные разности между станционным значением (K_{CT}) и средним значением (\bar{K}) по совокупности n станций:

$$\Delta K = K_{CT} - \frac{\sum_{i=1}^n K_i}{n} = K_{CT} - \bar{K}. \quad (1)$$

Энергия землетрясения оценивалась по номограммам $K_{s1,2}^{ф68}$ [24]. В исходные параметры Δt_p и ΔK_s могут быть заложены погрешности, связанные с субъективным характером определения T_0 и \bar{K} . В дальнейших вычислениях предполагается, что региональные систематические искажения параметров очага (координаты, время T_0 , энергетический класс \bar{K}_s) на небольших базах ~50–70 км меняются незначительно.

Под фокальной зоной будем подразумевать часть верхней мантии, в которой регистрируются землетрясения с $M \geq 4,5$. Блок верхней мантии, лежащей с внутренней западной стороны фокальной зоны, в дальнейшем будем называть континентальным блоком; часть изучаемой среды, расположенной за осью Курило-Камчатской и Алеутской глубоководных впадин, – океаническим блоком.

Методика построений и вычислений заключалась в следующем. По материалам камеральной обработки данных изучения детальной сейсмичности для каждой из 15 экспедиционных станций строились поля осредненных невязок Δt_p ; Δt_{s-p} ; ΔK_s . Для этого из каталога 1970 г. [25] выбраны все землетрясения с $K \geq 9$ и глубиной очага 0–30 и 30–50 км (всего около 1200). В каждом интервале глубин осреднение производилось для групп из 5–50 землетрясений, зарегистрированных на небольших площадках, примерно 40×30 км. По материалам индивидуальных станций для таких элементарных площадок вычислялось среднее значение разности меж-

ду наблюдаемым временем прихода P -волн (T_p) и расчетным временем по камчатскому годографу (T_Γ) $\Delta t_p = T_p - T_\Gamma$, а также по формуле (1) величины ΔK . Одновременно для этих групп вычислялось среднее эпицентральное расстояние до регистрирующих станций.

Практически для всего изучаемого района отмечается хорошее совпадение средних значений невязок Δt_p и ΔK_s , вычисленных по материалам землетрясений с $H = 0-30$ км и $H = 30-50$ км. Поскольку в интервале $H = 0-50$ км точность и надежность определенных глубины не позволяют детализировать разрез, будем считать, что во всем интервале $H = 0-50$ км причины, вызывающие невязки Δt_p и ΔK_s , одинаковы. В дальнейшем поле невязок строилось по данным землетрясений с $H = 0-50$ км. В этом случае достоверный интервал (на уровне доверия 0,7) осредняемых невязок Δt_p не превышал $\pm 0,25$ сек, для невязок $\Delta K - \pm 0,15$ единицы K . Поскольку практически для всех станций эпицентральные расстояния обычно превышали 100 км, а мощность коры в среднем около 20-25 км, предполагается, что изменения поля невязок Δt_p и ΔK_s в основном определяются неоднородностями подкорового слоя.

На рис. 1 приводится поле осредненных невязок Δt_p и ΔK_s , построенных по материалам ст. Беринг (БРГ). Эти данные, по-видимому, наилучшим образом отражают неоднородности условий прохождения, так как при высокой чувствительности ст. БРГ из-за особенностей ее расположения значения Δt_p в меньшей степени искажены определением координат гипоцентра. На рис. 1 невязки времени вступления Δt_p для ст. БРГ отрицательны, а их абсолютная величина растет с расстоянием. Это значит, что в целом скорость в фокальной зоне выше, чем принято для годографа. Уменьшение невязки Δt_p с расстоянием по абсолютной величине - отрицательный градиент - свидетельствует о повышенных значениях скорости ($V_p > 7,8$ км/сек). Положительный градиент соответствует участкам с низкими скоростями. Это вытекает из методики построения поля Δt_p :

$$\text{grad } \Delta t_p = \frac{\Delta t' - \Delta t''}{\Delta r} = \frac{1}{V_p} - \frac{1}{V_\Gamma}, \quad (2)$$

где V_p - реальное значение скорости, V_Γ - скорость, заложенная в годограф, а $\Delta t'$ и $\Delta t''$ - осредненные значения стационарных невязок.

Сложная конфигурация изолиний, разный знак градиента свидетельствуют о сильной изменчивости скоростных характеристик в эпицентральной зоне камчатских землетрясений. Особенно это характерно для прибрежной области. Внешняя, примыкающая к глубоководному желобу часть фокальной зоны выглядит более однородной, и значения V практически не отличаются от принятых в годографе. Данные рис. 1 позволяют считать, что в целом для океанического блока скорость выше стандартной ($V_p > 7,8$ км/сек).

Положительный градиент поля ΔK_s (рис. 1) характерен для среды с повышенным затуханием. Предполагается, что configura-

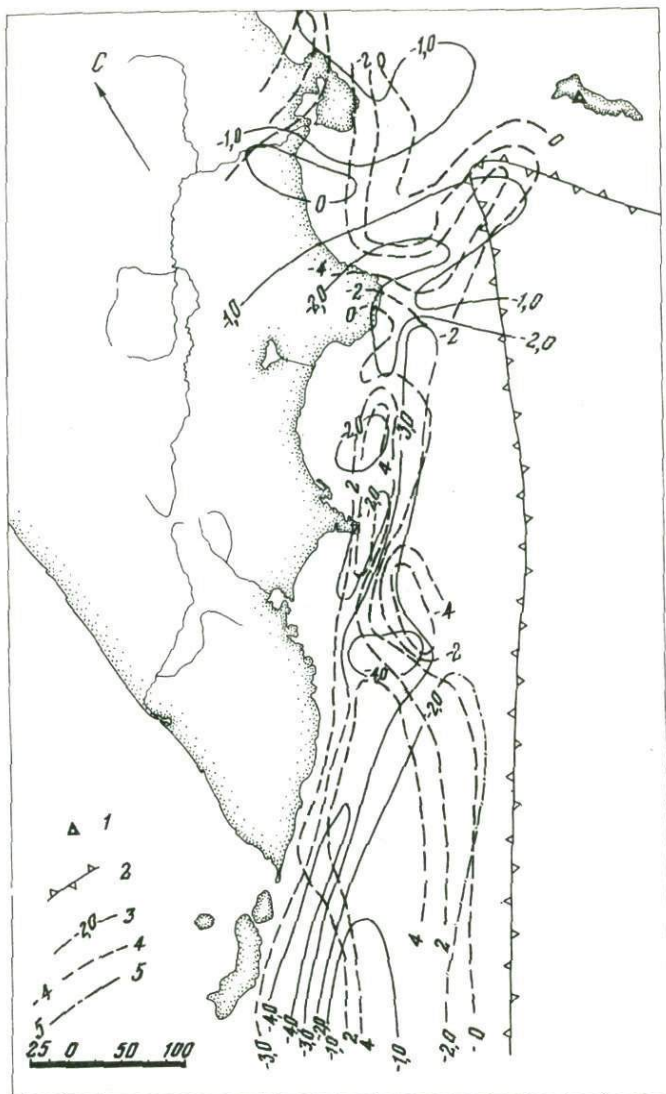


Рис. 1. Распределение невязок Δt_p времени прихода продольных волн и невязок ΔK_s на ст. Берг от землетрясений с глубиной очага $H = 0 \div 50$ км

1 - сейсмические станции; 2 - ось глубоководного желоба; 3 - изолинии невязок Δt_p (в секундах); 4 - изолинии невязок (в десятых долях единиц энергетического класса); 5 - неуверенные участки изолиний

ция изолиний ΔK_S в основном определяется поглощающими свойствами среды. На рис. 1 изолинии проведены через 0,2 единицы K , что соответствует разнице в оценках энергии в 1,5 раза. Примечательно, что карты изолиний Δt_p и ΔK_S на рис. 1 весьма похожи, даже местоположение зон с экстремальными значениями совпадает. Причем участки с положительным градиентом Δt_p обычно соответствуют положительным градиентам ΔK_S , т.е. низкоскоростные участки характеризуются пониженным затуханием сдвиговых волн. Аномалии поля невязок Δt_p и ΔK_S , построенных по материалам других станций, имеют практически такой же вид, как и на рис. 1. Направления изолиний в основном совпадают с простиранием Курило-Камчатской островной дуги, осложняясь в зоне полуостровов побережья.

Для вычисления количественных параметров среды использовалось соотношение (2), из которого для каждого отрезка Δl можно найти соответствующее значение V_p . Вычисления градиента невязок Δt_p и соответствующих значений V_p производились по данным двух групп эпицентров, лежащих на одной прямой с регистрирующей станцией. Размер оптимальной базы Δl составлял 60–80 км. В отдельных случаях приходилось изменять базу до 40–100 км. Величина $\text{grad } \Delta t_p$ в значительной степени характеризует среду между двумя группами эпицентров. Для каждой станции удалось получить по 50–70 независимых измерений градиента. Азимут каждого отрезка измерялся.

Итоговые карты строились по совокупности соответствующих данных всех 15 станций. Для этого вся зона была разбита прямоугольной сеткой с интервалом 25 км. Все ячейки сетки (350) были пронумерованы. Каждую элементарную ячейку характеризовал такой отрезок (и соответственно вычисленные значения градиента на нем), который пересекает ее на протяжении не менее 20 км. Обычно для каждой клетки имелось до семи независимых измерений V_p , вычисленных по материалам одной станции, для которых сразу определялись среднее арифметическое и дисперсия. В 90% случаев разброс значений V_p не превышал $\pm 0,2$ км/сек. Среднее значение градиента и скорости для каждой ячейки подсчитывалось по материалам не менее четырех станций. Осреднение производилось двумя способами: либо бралось среднее арифметическое различных станций, либо учитывались особенности азимутального распределения данных. Аналогичной методикой обрабатывались данные по станционным невязкам времени запаздывания Δt_{s-p} и вычислялись значения фиктивной скорости V_{s-p} .

Предварительно было проведено исследование искажений наших данных за счет вертикального градиента скорости. Необходимо было доказать правомочность сопоставления данных станций, находящихся на разных эпицентральных расстояниях. Для этого в отдельных ячейках проводилось сравнение данных разных станций, находящихся в одном азимуте. Даже при разнице эпицентральных расстояний до 200 км разброс данных не дал однозначных резуль-

татов и не превышал $\pm 0,2$ км/сек. Другой способ проверки заключался в следующем. Все имеющиеся определения скорости V_p , вычисленные по формуле (2), осреднялись на небольших интервалах эпицентральных расстояний. В диапазоне 70–500 км на фоне больших среднеквадратических погрешностей ($\sim \pm 0,75$ км/сек) центры тяжести таких групп колебались в ограниченных пределах около среднего значения 7,93 км/сек, не обнаруживая никакой зависимости от расстояния. Таким образом, мы можем считать, что погрешности, вносимые вертикальным градиентом скорости, не выходят за пределы рассеяния стационарных данных. По-видимому, градиент поля Δt_p и соответствующие значения скорости V_p отражают ее максимальное значение внутри слоя до глубины 50–60 км.

Интерпретация набора стационарных карт ΔK_s производилась по другой методике, имеющей полукачественный характер. Поле невязок ΔK_s отдельных станций разделялось на три категории по следующему признаку. В первой группе объединялись ячейки с положительным градиентом поля ΔK_s , т.е. такие площадки, на которых происходило увеличение величины $\Delta K_s = K_{CT} - \bar{K}$ не менее чем на 0,2 единицы K . Ко второй категории относились ячейки с отрицательным градиентом, т.е. участки, где на расстоянии 25–30 км происходило уменьшение невязки ΔK_s не менее чем на 0,2 единицы K . К третьей категории относились все остальные безградиентные ячейки. Повсеместно отмечается хорошее совпадение знака градиента для разных станций, расположенных в одном азимуте.

Таким образом, свойства каждой ячейки описывают совокупность данных различных станций. Сюда входят стационарные значения градиента поля Δt_p и Δt_{s-p} и вычисленные по ним величины V_p и V_{s-p} , знак градиента поля невязок ΔK_s и азимут на соответствующую станцию. Кроме того, по данным стационарных значений V_p и V_{s-p} определялось значение

$$y = \frac{V_p}{V_s} = \frac{V_p}{V_{s-p}} + 1.$$

На рис. 2 приведен вариант схемы распределения скорости P -волн, сосчитанный скалярным способом. Величины \bar{V} , по которым построена схема, представляют собой среднее арифметическое значение отдельных станций. Разброс стационарных данных от средних значений при таком способе составлял $\pm 0,4$ – $0,6$ км/сек. На схеме редкой горизонтальной штриховкой обозначены области, где значения V практически не отличаются от принятых в годографе. Косой штриховкой указаны участки с низкими (менее 7,5 км/сек) значениями V . На небольшой площадке получено $V < 7,0$ км/сек. Густой сеткой показаны области высоких значений скорости (> 8 км/сек). На схеме обращает на себя внимание расположение зон низких скоростей в Кроноцком и Авачинском заливах, которые ориентированы под одинаковым углом к простиранию островной дуги. В плане и по простиранию эти аномалии совпадают с подводными долинами. Повышенные значения \bar{V} получены для района п-ова Кроноцкого и

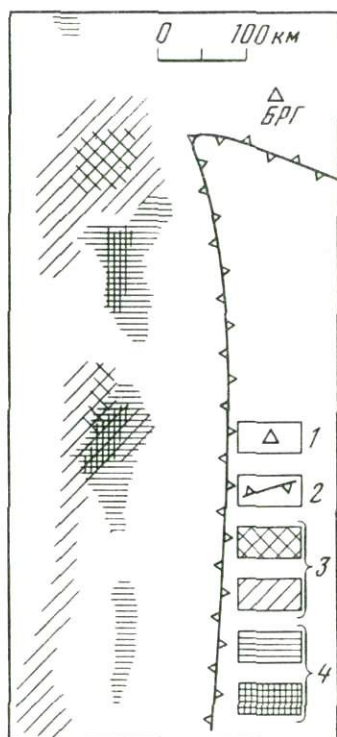
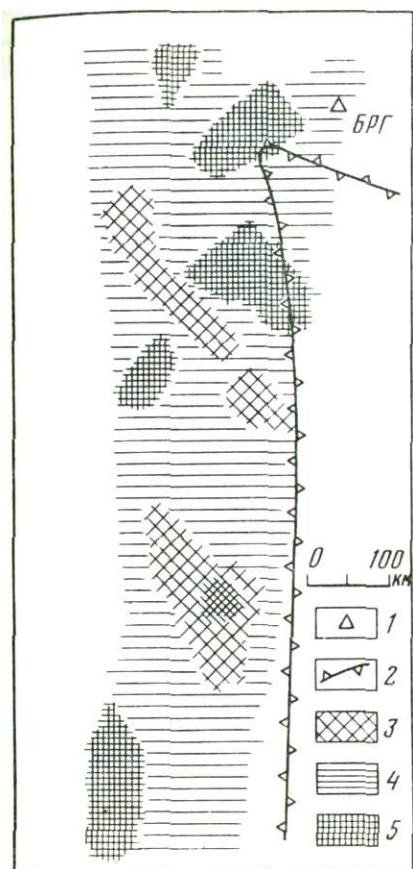


Рис. 2. Схема распределения скорости Р-волн (в км/сек) в верхнем слое мантии, рассчитанная скалярным способом

1 - сейсмические станции; 2 - ось глубоководного желоба;
3 - $V_P < 7,5$ км/сек; 4 - $V_P = 7,5-8,0$ км/сек; 5 - $V_P > 8$ км/сек

Рис. 3. Зоны аномального затухания поперечных волн

1 - сейсмическая станция; 2 - ось глубоководного желоба;
3 - зоны повышенного затухания; 4 - зоны пониженного затухания.
Объяснения в тексте

Камчатского пролива. Участки с $\bar{V} > 8$ км/сек севернее п-ова Шипунского совпадают в плане с расположением высокоскоростной зоны, полученной И.П. Кузиным [7].

На рис. 3 показаны области повышенного и пониженного затухания. Одинарная штриховка ограничивает зону, где по данным не менее трех станций получено аномальное затухание. Двойной штриховкой показаны участки, где не менее пяти станций дают аномальные значения. Ха-

рактарно, что область с повышенным затуханием S-волн протягивается вдоль всей Камчатки по границе фокальной зоны с континентальным блоком. Самые высокие значения затухания отмечаются для фокальной зоны у оконечности п-ова Шипунского и в центральной части Камчатского залива. Параллельно береговой черте Камчатки проходит зона с низким затуханием, совпадающая в плане с участками максимальной сейсмической активности. Причем зоны с различным затуханием практически нигде не пересекаются, за исключением района п-ова Шипунского, где поле невязок ΔK_S большинства станций имеет очень контрастный вид (на рис. 1 перепад невязок на расстоянии 50 км превосходит один порядок энергии). Знак градиента поля определялся азимутом на эту станцию. Следует отметить также совпадение зоны низкого затухания S-волны у южной оконечности Камчатки с областью крайне низких значений \bar{V} .

Результаты осреднения скалярным способом не полностью исчерпывают возможности имеющихся данных. Изменения скорости \bar{V}_p на рис. 2 к тому же сильно сглажены процессом определения параметров очага, так как при нахождении координат эпицентра с помощью палеток происходит механическое уменьшение суммы невязок регистрирующих станций. Поэтому более строгим представляется векторный способ, учитывающий азимутальное действие невязок. Такой подход оправдан в случае, если диапазон азимутов превышает 180° . Для каждой ячейки построены векторные диаграммы V_p станционных значений, по которым находились два взаимно перпендикулярных направления, дающие наибольшее расхождение в осредненных значениях скорости. Подобная методика основывалась на предположении, что мы имеем дело с эллиптически-анизотропной средой, для которой зависимость скорости от азимута можно выразить формулой

$$V_i = V_0 + \frac{\Delta V}{2} \cos 2(\psi - \phi_i), \quad (3)$$

где V_i - значение скорости для какой-то станции, ϕ_i - азимут на эту станцию, ψ - азимут, в котором зарегистрировано максимальное значение скорости. Из уравнения (3) следует, что $V_{\max} - V_{\min} = \Delta V$. V_0 - значение скорости, осредненное по зависимости (3).

Для описания анизотропных свойств среды необходимо указывать три характеристики. Нами были выбраны следующие: V_{\max} , ψ и коэффициент анизотропии $\kappa = \frac{\Delta V}{V_{\max}} \cdot 100\%$. По имеющимся данным

удалось построить схемы распределения всех трех параметров.

На рис. 4 приведены значения максимальной скорости продольных волн, полученные векторным способом. Погрешности построений в этом случае вычислить сложно. По-видимому, они меньше, чем при вычислении среднеарифметических значений \bar{V} . Выше уже говорилось, что разброс данных двух-трех станций, находящихся в одном азимуте, составляет $\pm 0,2$ км/сек, а дисперсия скалярного

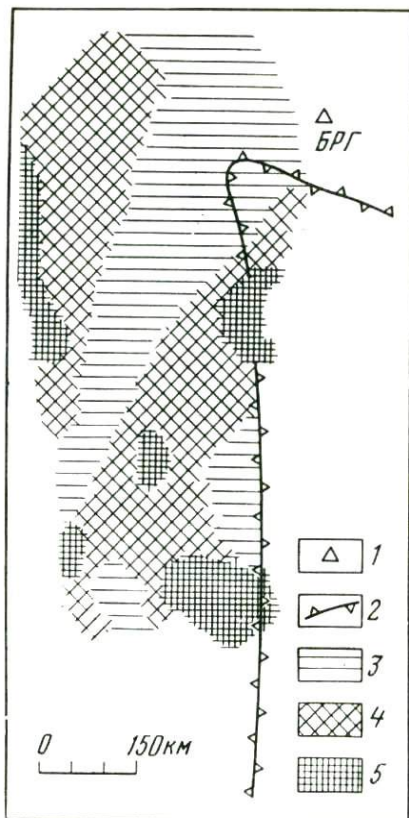
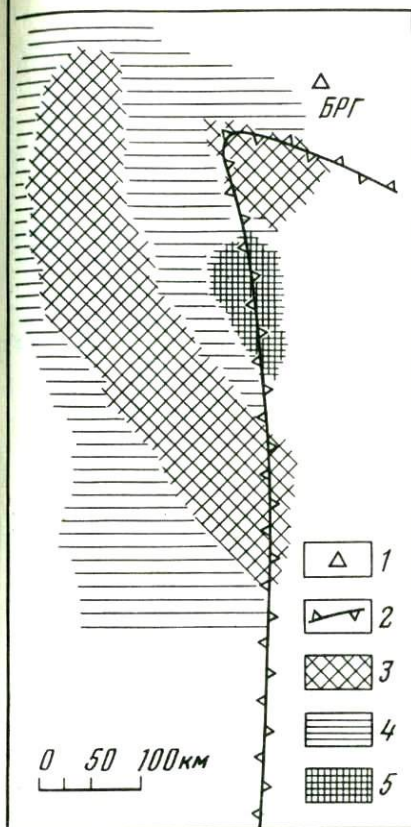


Рис. 4. Схема распределения V_{\max} (км/сек) в верхнем слое мантии (рассчитано векторным способом)

1,2 - см. рис. 1; 3 - $V_{\max} < 7,5$ км/сек; 4 - $V_{\max} = 7,5-8,0$ км/сек; 5 - $V_{\max} > 8$ км/сек

Рис. 5. Изменения по площади коэффициента анизотропии $\kappa = \Delta V/V_{\max}$

1,2 - см. рис. 1; 3 - $\kappa = 0-5\%$; 4 - $\kappa = 5-10\%$; 5 - $\kappa > 10\%$

способа определения - $\pm 0,6-0,8$ км/сек. В целом рис. 4 мало отличается от рис. 2. Наиболее принципиальные различия в обеих схемах отмечаются в районе выступа океанической плиты при смыкании Алеутского и Курило-Камчатского глубоководных желобов. В этой части схемы (см. рис. 4) значения V_{\max} по абсолютной величине почти не изменились, но оказались меньше, чем на соседних участках, где V_{\max} существенно выше средних арифметических значений \bar{V} . Сведения о сравнительно низких значениях скорости продольных волн в океаническом блоке были получены ранее [10] иной методикой.

На рис. 5 приведена схема распределения параметра $\kappa = \frac{\Delta V}{V_{\max} \Delta t_p}$, отражающего направленность действия стационарных невязок Δt_p . Редкой горизонтальной штриховкой указана область, где анизотропия не превышает 5%. Густой сеткой показаны зоны, где значения V_p в двух взаимно перпендикулярных направлениях различаются более чем на 10%. Для большей части изучаемой площади анизотропия скорости выражена слабо. Однако на границе фокальной зоны с океаническим и особенно с континентальным блоками анизотропия существенно превышает погрешности вычисления. Характерно, что наибольшие значения коэффициента анизотропии приурочены к зоне высоких значений V в районе глубоководного желоба, где $\kappa \approx 11-14\%$. Области повышенных значений κ группируются по площади в виде протяженных полос, простирающие которых почти перпендикулярно изолиниям распределения V и несогласно с основными элементами дуги.

На рис. 6 направление штриховки (сплошные линии) совпадает с азимутом, в котором получено V_{\max} (угол ψ в уравнении (3)). Достоверность схемы не хуже $\pm 20^\circ$. Из схемы следует, что для основной части фокальной зоны скорость V_p достигает наибольших значений на трассах вдоль дуги. Но в районе п-ова Кроноцкого и его продолжения направления максимальных скоростей почти перпендикулярны простираению островной дуги. В процессе построения схемы оказалось, что переход от одного направления к почти перпендикулярному очень резок и практически нет промежуточных азимутов.

Методика изучения анизотропии затухания поперечных волн принципиально не отличается от описанной выше. Знак градиента стационарных невязок ΔK_s для отдельных ячеек группируется по направлению. Наиболее надежные данные получены для прибрежных частей зоны, где поле невязок ΔK_s большинства станций очень контрастно.

Для этих участков направления повышенного и пониженного затухания взаимно перпендикулярны, насколько об этом позволяет судить расположение станций, а в районе п-ова Шипунского затухание в этих двух направлениях различается более чем в 3 раза. Однако для значительной части района, где поле невязок изменяется слабо, анизотропия затухания изучена менее надежно.

На рис. 6 направление пунктирной штриховки совпадает с направлением повышенного затухания. Распределение азимутов повышенного затухания S -волн по площади выдерживается гораздо хуже, чем по данным Δt_p , поэтому выбраны только два направления, позволяющие сгруппировать данные на значительных площадях. Для фокальной зоны курило-камчатских землетрясений повышенное затухание S -волны зарегистрировано на трассах, проходящих вдоль островной дуги. Области, где наблюдается нарушение этой закономерности, приурочены к оконечностям полуостровов Восточной Камчатки.

Здесь не приводятся схемы распределения значений V_{S-p} и V_S , так как они в деталях повторяют предыдущие построения. Более

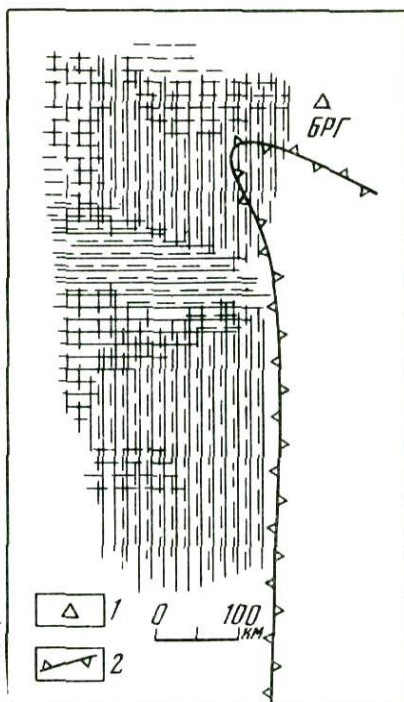
Рис. 6. Направление трасс с максимальными значениями скорости продольных волн (сплошные линии) и с повышенным затуханием поперечных волн (пунктирные линии)

1,2 - см. рис. 1. Направление штриховки совпадает с азимутами, в которых значения скорости V_p и затухания - максимальны

интересно поле значений $y = V_p / V_{s-p} + 1$, сосчитанное по значениям V_p и V_{s-p} , осредненных скалярным способом. При этом следует учитывать, что исходные данные V_p и V_{s-p} в значительной степени сглажены. Но даже в этом случае y изменяется по площади в пределах 1,63-1,86, что соответствует значениям коэффициента Пуассона от 0,2 до 0,3. Обычно увеличение y и коэффициента Пуассона свя-

зывается с уменьшением жесткости среды. При таком подходе привлекает внимание область высоких значений $y = 1,83-1,86$, в районе юго-восточного продолжения п-ова Шитунского, которая совпадает в плане и по простиранию с подводным хребтом Шатского. Для остальных участков значения y мало отличаются от средних значений (ошибка в осреднении y составляет $\pm 0,07$). Но все-таки следует отметить уменьшение y в высокоскоростной зоне около п-ова Кроноцкого. Имеющиеся сведения об анизотропии параметра y имеют очень большие погрешности, связанные с громоздкими вычислениями, но основная тенденция такова, что пониженные значения y получены в направлении простирания островной дуги, а высокие - в перпендикулярном.

При использовании сейсмологических данных для оценки горизонтальных неоднородностей в коре и мантии обычно приходится встречаться со значительными трудностями, связанными с незнанием точных параметров очага: координат, времени возникновения, энергии. Практически все работы посвящены поискам методики, сводящей эти неопределенности к минимуму. В предлагаемой работе в качестве исходного параметра используются относительные величины - невязки времен вступления Δt_p и энергетической классификации ΔK_s для принятых на Камчатке стандартных годографов и калибровочных кривых. Это позволило сопоставить данные в широких



интервалах гипоцентральных расстояний и энергии без предварительной корректировки и применить статистические методы обработки.

Распределение средних значений станционных невязок по площади - поле Δt_p и поле ΔK_s - выявило монотонный характер изменения величин невязок. Аномальные зоны в распределении этих невязок и совпадения таких зон по материалам разных станций позволили предположить их связь с неоднородностями глубинных частей эпицентральной области камчатских землетрясений. При интерпретации аномалий станционных невязок использовался метод градиентов, который позволяет сопоставить данные разных станций, так как в этом способе неидентичность условий под станциями и условий прохождения до изучаемой зоны не должны влиять на результаты вычислений. Предполагается только, что систематические погрешности в определении координат и энергии очага на небольших участках ($\sim 40-80$ км) меняются незначительно. Характер исходных данных и методика вычислений позволяют считать, что полученные результаты в основном отражают максимальные значения скорости в верхней 50-километровой толще, скорее всего - в верхнем слое мантии, в промежутке между двумя группами эпицентров.

Сопоставление материалов разных станций производилось двумя способами - с учетом и без учета анизотропии данных. Сопоставление погрешностей вычислений в обоих случаях показало большую объективность анизотропной модели среды. Результаты, полученные скалярным способом, отражают наиболее резкие и значительные изменения свойств среды.

Изучаемая часть фокальной зоны курило-камчатских землетрясений протягивается вдоль побережья от Карагинского залива до Северо-Курильских островов. Использовались также землетрясения Командорских островов - крайнего звена Алеутской островной дуги. Исходные материалы получены за один 1970 г., в сейсмическом отношении сравнительно спокойный и типичный. Особо стоят данные для района севернее Камчатского полуострова. Здесь расчеты проводились по афтершокам Озерновского землетрясения, события уникального. В целом можно считать, что приведенные здесь результаты отражают свойства фокальной зоны в 1970 г.

Фокальная зона - зона интенсивнейших глубинных процессов, и для их изучения крайне важно знать распределения ее кинематических и диссипативных свойств. Опыт определения координат гипоцентров близких камчатских землетрясений показал, что представление о горизонтальной однородности поля скоростей в районе Камчатки и прилегающих акваторий - лишь первое приближение. Из приведенного анализа следует, что если рассматривать фокальную зону как среду однородную и изотропную, то значения $V_T = 7,8$ км/сек, принятые для верхней части мантии, близки к среднему значению, вычисленному из данных рис. 2 (7,9 км/сек). Однако анализ кинематических и диссипативных параметров выявил значительные аномалии в распределении скорости и затухания упругих волн. Эти неоднородности составляют для V до 10-15%, а для затухания до

200–400% средних значений. Меняется по величине и направлению также и анизотропия. Наиболее важным представляется совпадение направления максимальных скоростей с простиранием структурных элементов дуги. В районе п-ова Кроноцкого – структуры второго порядка, резко несогласной с основными элементами дуги, – азимут анизотропии также совпадает с простиранием этой структуры, что позволяет связывать анизотропию скорости и затухания с глубинным строением земной коры и верхней мантии.

Опыт сейсморазведки [27–30] и сейсмического моделирования связывает анизотропию скорости со слоистостью. Исследования в шахтах [33] показали, что этот эффект может быть вызван анизотропией напряжений. Анизотропию в океанической мантии большинство исследователей объясняют взаимной ориентацией кристаллов оливина, вызванной действием сдвиговых тектонических сил [34]. Однако экспериментальные данные не всегда соответствуют этим гипотезам. Для шельфа Восточной Камчатки максимальные скорости зарегистрированы на трассах вдоль дуги, т.е. перпендикулярных основным напряжениям зоны [35]. Для срединного океанического хребта Тихого океана [13] наблюдается обратная картина, а в срединном хребте Атлантического океана анизотропии вообще не обнаружено [36]. К тому же расчеты [37] показали, что в океанической мантии высокие значения анизотропии скорости не могут быть обусловлены анизотропией напряжения.

Изолинии поля стационарных невязок Δt_p и ΔK_s в основном вытянуты вдоль островной дуги, а осложняющие аномалии совпадают в плане и по простиранию либо с формами рельефа, либо с известными тектоническими элементами. Эта связь становится более тесной и очевидной, когда предполагается анизотропность скорости и затухания. Совпадение выявленных неоднородностей сейсмологических данных с различными структурно-тектоническими элементами дуги позволяет предположить объективно существующие неоднородности среды, которые и определяют конфигурацию и величину выделенных аномалий. Наиболее приемлемой причиной полученных нами неоднородностей среды, которые проявляются в изменяющейся по величине и направлению анизотропии скорости, нам представляется разная степень упорядочения ориентировки структур вещества верхней мантии. Следует отметить, что полученные значения V_{\max} и κ не противоречат моделям строения верхней мантии океанов по геохимическим данным [38] и количественным оценкам связи между коэффициентами анизотропии P -волн и степенью упорядоченности кристаллов оливина [39].

На схемах, иллюстрирующих распределения различных кинематических и диссипативных параметров (см. рис. 1), видна монотонность изменения и их хорошая группируемость по площади в виде полос. В этом отношении очень характерно простирание низкоскоростных зон в центре Кроноцкого и Авачинского заливов (см. рис. 2), совпадающее с простиранием хребта Шатского и Гавайского вулканического хребта. Зоны с различной степенью анизотропии

к (см. рис. 4) также протягиваются под некоторым углом к прос-тиранию островной дуги.

Рассмотрим основные свойства некоторых тектонических зон.

По имеющимся данным можно выделить несколько типов среды. Под юго-восточным продолжением полуостровов Шипунского и Камчатского верхняя часть разреза характеризуется высокой степенью анизотропии скорости и затухания упругих волн. Здесь же отмечаются наиболее высокие значения $\gamma = V_p/V_s$, т.е. возможно понижение жесткости вещества. Затухание продольных волн под воз-вышенностью Шатского в районе п-ова Шипунского [21] в 2-3 ра-за выше, чем в целом для фокальной зоны. Показательно, что к этим же зонам приурочены подводные вулканические постройки. На участке фокальной зоны у п-ова Кроноцкого зарегистрированы аномально высокие значения скорости, а направление анизотропии резко несогласно с преобладающими в изучаемом районе. Отноше-ние скоростей $V_p/V_s < 1,70$ свидетельствует о высокой жесткос-ти среды в данном районе. В области стыка двух глубоководных желобов, под возвышенностью Обручева, в океаническом блоке сколько-нибудь значительной анизотропии скорости и затухания не обнаружено. Там же при сравнительно низких значениях скорости ($\sim 7-8$ км/сек) отмечаются и низкие значения γ . Но, по-видимому, эти данные нехарактерны для океанической мантии, так как здесь отмечается сравнительно высокая сейсмическая активность.

Граница между фокальной зоной и вмещающей ее средой харак-теризуется заметными градиентами скоростей и затухания упругих волн. К этим участкам приурочены повышенные значения анизотро-пии и низкие значения \bar{V} и \bar{V}_{\max} . Следует отметить, что горизон-тальный градиент скорости над границей фокальной зоны с сосед-ними блоками мантии не так значителен, как было показано в пре-дыдущей работе [10]. Это связано с различными способами осред-нения результатов и главным образом с резким изменением в этом районе направления анизотропии, которое не учитывалось в преды-дущей работе.

Наиболее существенные горизонтальные неоднородности верхней 50-километровой толщи у юго-восточного побережья Камчатки приурочены к тектоническим структурам типа полуостровов и зали-вов. Направление анизотропии скорости, расположение областей с различной ориентировкой максимальной скорости и затухания уп-ругих волн также хорошо совпадают с имеющимися представлениями о тектонических движениях и строении изучаемого региона. Для лучшего понимания природы анизотропии свойств фокальной зоны кам-чатских землетрясений, по-видимому, необходимо иметь более де-тальные сведения о напряжениях, действующих в ней.

В настоящей работе довольно простым способом оценено распре-деление скорости в северо-западной части Тихого океана, в области смьжания фокальных зон курило-камчатских и алеутских землетря-сений. Показана принципиальная возможность использования данных

от слабых землетрясений для детального изучения неоднородностей в эпицентральной зоне. Приведенные результаты носят предварительный характер. Разрешающая возможность метода значительно возрастает при использовании невязок более формального и объективного определения параметров очага с помощью ЭВМ. Использование машинных данных в принципе делает возможным изучение анизотропии в трехмерном пространстве, что особенно важно с точки зрения геологической, так как анизотропию скорости можно интерпретировать как индикатор тектонических напряжений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. - "Сов. геология", 1963, № 3.
2. Супруненко О.И., Декин Г.П. Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. - "Докл. АН СССР", 1968, т. 182, № 4.
3. Uyeda S., Vacquier V. Geothermal and geomagnetic data in and around Island Arc of Japan. - In: The crust and upper mantle of the Pacific Area. AGU Monograph, N 12. Washington, 1968.
4. Токарев П.И., Федотов С.А., Зобин В.М., Кондратенко А.М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов. - В кн.: Землетрясения в СССР в 1969 г. М., "Наука", 1973.
5. Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1968, № 2.
6. Славина Л.Б., Федотов С.А. Особенности распределения скорости в верхней мантии под Камчаткой. - В кн.: Вулканизм гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
7. Кузин И.П. Скорости упругих волн в фокальной зоне Камчатки. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 12.
8. Кузин И.П. Скорости волн P и S в верхней мантии Камчатки. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1973, № 2.
9. Болдырев С.А. О некоторых свойствах фокальной зоны (на примере фокального слоя курило-камчатских землетрясений). - В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, вып. 4. Южно-Сахалинск, 1972.
10. Болдырев С.А. О схеме распределения скорости упругих волн в области смыкания Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. - "Докл. АН СССР", 1974, т. 215, № 2.
11. Utsu T. Anomalies in seismic waves velocity and attenuation associated with a deep earthquakes zone. - "J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII", 1967, v. 3, N 1.
12. Oliver J., Isacks B. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and lithosphere. - "J. Geophys. Res.", 1967, v. 72, N 15.
13. Christensen N.J. Fabric seismic anisotropy and tectonic history of the Twin sisters dunite, Washington. - "Bull. Geol. Soc. America", 1971, v. 82, N 6.
14. Christensen N.J. Seismic anisotropy in the lower oceanic crust. - "Nature" 1972, v. 237.

15. Keen C.E., Barrett D.L. A measurement of seismic anisotropy in the north-east Pacific. — "Canad. J. Earth Sci.", 1971, v. 8, N 9.
16. King R. Residuals and velocities of P_n waves recorded by the San Andreas seismograph network. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v. 62, N 1.
17. Morris G.B., Raitt R.W., Shor G.G. jr. Velocity anisotropy and delay times maps of the mantle near Hawaii. — "J. Geophys. Res.", 1969, v. 74, N 17.
18. Raitt R.W., Shor G.G. jr., Francis T.J.G., Morris G.B. Anisotropy of the Pacific upper mantle. — "J. Geophys. Res.", 1969, v. 74, N 12.
19. Raitt R.W., Shor G.G. jr., Morris G.B., Kipk H.K. Mantle anisotropy in the Pacific Ocean. — "Tectonophysics", 1971, v. 12, N 3.
20. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. — "Докл. АН СССР", 1967, т. 176, № 3.
21. Болдырев С.А. Спектры упругих волн от слабых землетрясений и оценка поглощения под Камчаткой. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
22. Husebye E.S. Correction analysis of Jeffreys-Bullen travel times tables. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1965, v. 55, N 6.
23. Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961–1962 гг. — "Изв. АН СССР, геофизика", 1964, № 9.
24. Федотов С.А. Об энергетической классификации курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., "Наука", 1972.
25. Федотов С.А., Токарев П.И., Кондратенко А.М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов в 1970 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1970 г. М., "Наука", 1973.
26. Тектоническая карта Евразии. М., "Наука", 1966.
27. Епинатьева А.М., Невский М.В., Юхнин Н.Ф., Александрова Т.В. Экспериментальное изучение анизотропии скоростей в осадочных породах. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1971, № 4.
28. Епинатьева А.М., Карус Е.Н., Невский М.В. Природа анизотропии сейсмических волн в осадочных слоях. — "Докл. АН СССР", 1971, т. 201, № 2.
29. Локцик В.В. К вопросу об анизотропии упругих свойств мелкослоистых сред. — "Геология и геофизика", 1969, № 3.
30. Локцик В.В. Определение коэффициента анизотропии продольных и поперечных волн в тонкослоистых моделях и образцах горных пород. — "Геология и геофизика", 1970, № 2.
31. Ляховский Ф.М., Невский М.В. Анализ анизотропии скоростей сейсмических волн в тонкослоистых периодических средах. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1970, № 9.
32. Ляховский Ф.М., Невский М.В. Коэффициенты Пуассона для тонкослоистой среды. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1971, № 10.
33. Алейников А.Л., Зубков А.В., Халевин Н.И. О возможной связи анизотропии скоростей упругих волн и напряженного состояния земной коры. — "Докл. АН СССР", 1971, т. 197, № 1.
34. Hess S.H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. — "Nature", 1964, v. 203.
35. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
36. Whitmarsh R.B. Seismic anisotropy of the uppermost mantle absent beneath the east flank of the Reykjanes ridge. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, v. 61, N 5.

37. Dahlen F.A. Elastic velocity anisotropy in the presence of an anisotropic initial stress. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v. 62, N 5.
38. Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — "Изв. АН СССР, геология", 1969, № 10.
39. Чесноков Е.М. Об упругой анизотропии многокомпонентных моделей строения верхней мантии. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1973, № 5.

Л. Б. Славина

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ V_p/V_s В ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЕ КАМЧАТКИ

Исследования отношения V_p/V_s — скоростей V продольных P -волн и поперечных S -волн — проводились в последнее время и в полевых условиях в очаговых зонах землетрясений, и в лабораторных условиях на образцах.

В работах [1–4] по полевым наблюдениям отмечались вариации во времени скоростей V_p и V_s и их отношений V_p/V_s , и их изменения до и после землетрясения. Систематическое изучение величины V_p/V_s было начато в Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР в Гарме в связи с проблемой прогноза места и времени землетрясения [5]. В дальнейшем аналогичные работы были проведены в США, в Калифорнии [6, 7]

Во всех указанных работах отношения скоростей определялись по наклону графика Вадати, связывающего времени вступления P - и S -волн, зарегистрированных по группе сейсмических станций. Было отмечено уменьшение V_p/V_s за определенный промежуток времени до землетрясения, затем возрастание этого отношения выше нормального уровня, на фоне которого происходило землетрясение.

Лабораторные исследования на образцах показали, что имеет место возрастание упругих модулей и скоростей при увеличении давления [9, 10]. Представляют интерес лабораторные исследования скоростей V_p и V_s , при которых была сделана попытка имитировать условия, возникающие в среде при подготовке и развитии землетрясения. Эти работы показали, что при осевой нагрузке значения скоростей V_p и V_s неодинаковы в различных направлениях. Максимальная скорость обнаружена в направлении действия сил сжатия, минимальная — в перпендикулярном направлении [11–14]. По мнению авторов, эти различия возникают из-за разного поведения трещин, параллельных и перпендикулярных нагрузке. Рядом авторов [13, 15] предложены формулы зависимости между приращением скорости и направлением сжимающих усилий.

Сопоставление данных сейсмологических наблюдений и лабораторных опытов показало, что на изменения V_p/V_s могут влиять ориентация и тип тектонических движений, геометрия источника и станции

наблюдения [16]. Лабораторно исследованы азимутальные изменения V_p и V_s для простейших типов разрывов при осевой нагрузке [13,16].

Сейсмические предвестники разрушения исследовались в лабораторной работе по просвечиванию упругими волнами области подготовки трещины скола [17]. Зарегистрированные в опытах изменения V_p/V_s носили закономерный характер. Получено сходство результатов лабораторных и полевых наблюдений. Азимутальный эффект авторами не исследовался.

По-видимому, результаты упомянутых работ [13,16] могут иметь лишь качественное приложение к фокальной зоне землетрясений и нуждаются в проверке. Вероятно, имеет место многообразие поведения параметра V_p/V_s для различных типов разрывов, указанное в [14, 16].

Методика наблюдений и обработка материала

В Гарме [5] и в Калифорнии [6] V_p/V_s определялось по наклону графика Вадати, осредняющего данные группы станций. Основной же нашей методики полевых наблюдений являлась разработка иного, аналитического способа расчета V_p/V_s . Этот способ заключался в следующем. Единичные значения V_p/V_s определялись по данным одной станции по формуле

$$V_p/V_s = T_{s-p}/(P - t_0) + 1, \quad (1)$$

где T_{s-p} - разность времени вступления волн P и S , $(P - t_0)$ - время пробега волны P от источника до станции.

Для вычисления параметра V_p/V_s необходимо предварительное знание времени в очаге (t_0). Это время определялось по данным сети станций. Единичные значения V_p/V_s приписывались эпицентру. Для расчета единичных значений V_p/V_s нами использовались времена вступлений P - и S -волн для всех землетрясений, для которых был найден гипоцентр, без ограничения энергетической величины K землетрясения и глубины очага. Область наблюдений каждой станции была ограничена временным радиусом $S - P = 16$ сек. в связи с тем, что на больших эпицентральных расстояниях возможна зависимость V_p/V_s от расстояния. Существенное значение имеет выбор землетрясений с координатами очага, определенными с высокой точностью. В указанном радиусе регистрации точность их определения составляла $\pm 5-10$ км по координатам и глубине.

На основании единичных значений V_p/V_s важно иметь представление о непрерывном изменении этой величины во времени на каждой станции за длительный период.

Указанная методика была применена к району Камчатки, где сейсмическая активность одна из самых высоких на земном шаре, что, с одной стороны, делает актуальной проблему поисков предвестников землетрясений на этом полигоне, а с другой - обеспечивает достаточное количество наблюдений, необходимых для реализации

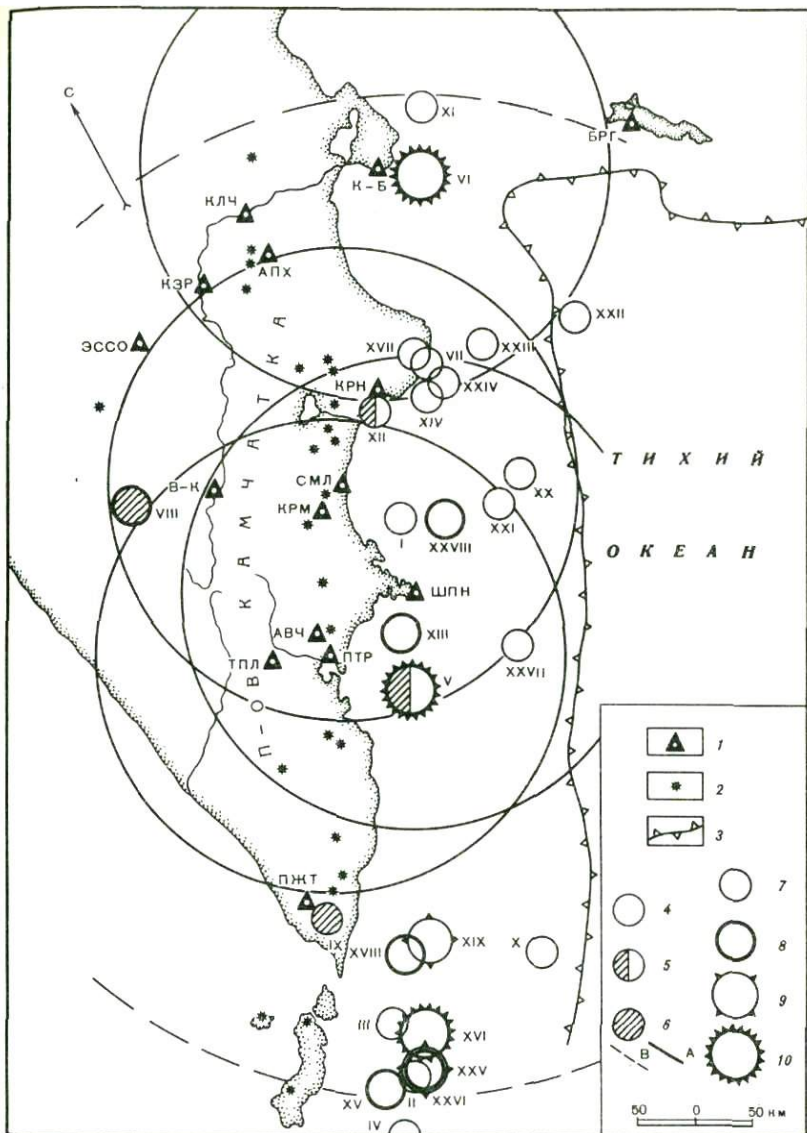


Рис. 1. Схема расположения очагов землетрясений $K > 13$

1 - сейсмические станции; 2 - действующие вулканы; 3 - ось глубоководного желоба; 4-10 - эпицентры землетрясений: 4 - глубина $h = 0 \div 100$ км, 5 - $100 \leq h \leq 200$ км, 6 - $h > 200$ км, 7 - $K=13$; 8 - $K = 14$; 9 - $K = 15$, 10 - $K \geq 16$; 11 - контуры надежного обнаружения предвестника: А - для $K > 13$, В - для $K \geq 14$; 11 - XXVIII - номера землетрясений $K \geq 13$

приведенной методики. Землетрясения происходят в фокальной зоне шириной порядка 50 км, наклоненной к континенту под углом $\sim 50^\circ$. Фокальная зона выходит на поверхность в районе Камчатских мысов.

Исследовались записи шести береговых сейсмических станций Камчатской региональной сети (рис. 1), ближайших к фокальной зоне землетрясений, а одна из станций – Шипунский (Шпн)¹ расположена непосредственно над выходом фокальной зоны на поверхность.

Сейсмические станции оснащены короткопериодной аппаратурой типа ВЭГИК с увеличением 5000–7000 и разверткой 120 мм в минуту, что обеспечивало снятие времени вступления волны P с точностью до 0,1 сек.

Исходным материалом для расчета и анализа параметров V_p/V_s являлись времена вступлений P - и S -волн от землетрясений за 1971–1973 гг.

На рис. 1 дано взаимное расположение очагов землетрясений и регистрирующих станций. Материал наблюдений был подобран таким образом, что каждый участок фокальной зоны Камчатки контролировался наблюдениями не менее двух станций: Авачинский залив – станции Птр, Шпн, Авч; район п-ова Шипунского – Птр, Шпн, Авч, Смл; Кроноцкий залив – Шпн, Крн, Смл; Камчатский залив – Крн, К-Б; Камчатский полуостров – К-Б.

Способ расчета единичных значений по формуле (1) имеет ряд преимуществ. Выбор ограниченной зоны регистрации для каждой станции позволяет не учитывать сложное скоростное строение Камчатки, наличие горизонтальных и вертикальных неоднородностей как на пути распространения волн, так и под станциями Камчатской сети, расположенными на породах различного происхождения [19–21]². Значения V_p/V_s для различных пород в этом районе колеблются в широких пределах [8]. Так, сейсмические станции Авч, Смл, расположенные в области развития вулканогенных пород, имеют средние значения V_p/V_s 1,9–2,0, в то время как станции Птр, Шпн дают значения V_p/V_s порядка 1,73–1,74.

Оказывается возможным сравнивать также характер изменения единичных значений V_p/V_s во взаимно перпендикулярных направлениях относительно отдельных участков фокальной зоны, например Птр и Шпн для Авачинского залива, Шпн, Смл, Крн для Кроноцкого залива.

Недостатком аналитического способа расчета V_p/V_s является большой разброс единичных значений, требующий применения статистических способов осреднения.

¹ Сокращенные названия станций соответствуют рис. 1.

² См. статью С.А. Болдырева "Горизонтальные неоднородности и сейсмическая анизотропия верхней мантии у юго-восточного побережья Камчатки" в настоящем сборнике.

Оценка точности расчета V_p/V_s

Оценка точности проводилась двумя способами: расчетным и статистическим.

Расчетный способ сводился к дифференцированию формулы (1). Предположим, что ошибки во временах S , P и t_0 (время в очаге) независимы, тогда

$$d(V_p/V_s) = \frac{1}{P-t_0} dS + \frac{S-t_0}{(P-t_0)^2} dP + \frac{S-P}{(P-t_0)^2} dt_0, \quad (2)$$

откуда

$$\sigma^2(V_p/V_s) = \frac{(V_p/V_s-1)^2}{(S-P)^2} \sigma_s^2 + \frac{(V_p/V_s-1)^2 (V_p/V_s)^2}{(S-P)^2} \sigma_p^2 + \frac{(V_p/V_s-1)^2}{(S-P)^2} \sigma_{t_0}^2.$$

Исходя из реальной точности снятия вступлений P - и S -волн, положим $\sigma_s = 0,3$ сек., $\sigma_p = 0,3$ сек. Заметим, что эти оценки несколько завышены при развертке записи 120 мм/мин и короткопериодной аппаратуре. Ошибке в t_0 приписывались три значения: $\sigma t_{01} = 0,5$ сек., $\sigma t_{02} = 1$ сек., $\sigma t_{03} = 1,5$ сек. Для Камчатской

сети станций А.А. Гусевым [21] оценена ошибка в t_0 при использовании не менее пяти станций для построения графика Вадаги.

Ошибка $\sigma t_0 = 0,6$ сек. Используя значения σ_p , σ_s , $\sigma t_{01,2,3}$ и

$V_p/V_s = 1,73$ в (2), получим величину $\sigma(V_p/V_s)$ в зависимости от $S-P$ и σt_0 (табл. 1).

Статистический способ оценки погрешности состоит в расчете среднеквадратичного отклонения σ для единичного значения по большой выборке данных. Оценка σ , проведенная таким способом, колеблется в пределах $\sigma = 0,031 \pm 0,046$. Таким образом, статистические и экспериментальные оценки точности единичных значений практически совпадают.

Анализ величин σ показывает, что они оказываются зависимыми от $S-P$. При уменьшении $S-P$ величина σ растет.

Рассмотрим гистограммы распределения экспериментальных значений $S-P$ для станций Шпн и Птр за 1972 г. и гистограммы распределения единичных значений V_p/V_s по $S-P$ для этих же станций (рис. 2). Для ст. Птр медиана распределения равна 11,6 сек, для

Таблица 1

$S-P$, сек	$\sigma(V_p/V_s)$		
	$\sigma t_0 = 0,5$	$\sigma t_0 = 1,0$	$\sigma t_0 = 1,5$
8	0,045	0,095	1,14
10	0,036	0,080	0,10

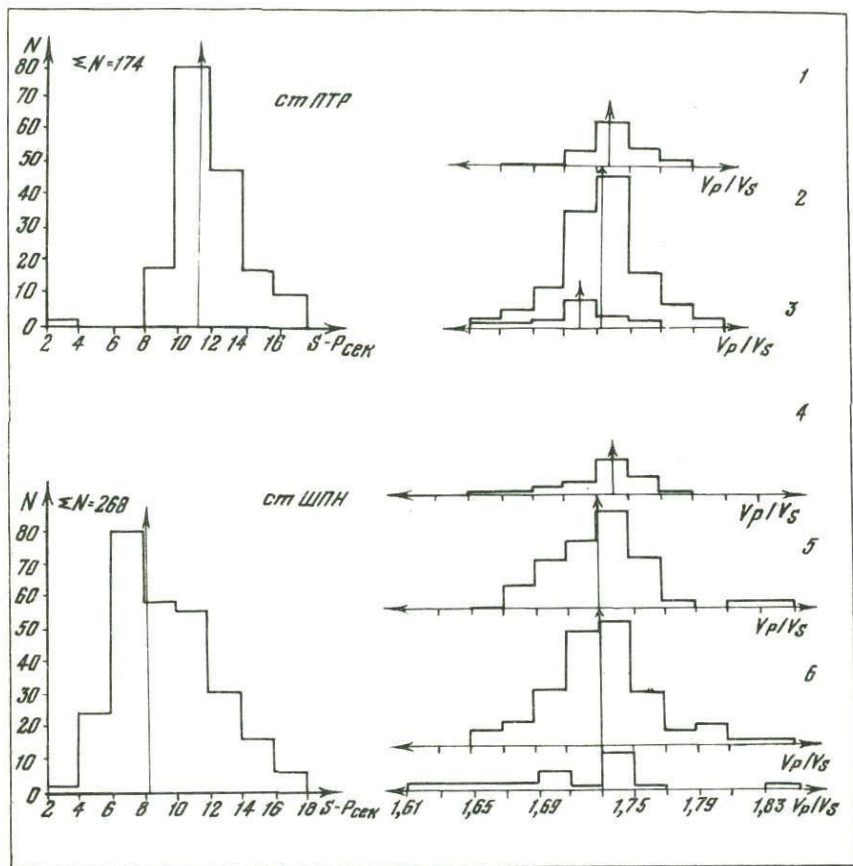


Рис. 2. Гистограммы распределения значений $S - P$ для станций Птр и Шпн (1972 г.) и параметра V_p/V_s по разным интервалам $S - P$.

1 - $S - P = 14-18$; 2 - $S - P = 10-14$; 3 - $S - P = 8-10$; 4 - $S - P = 14-18$; 5 - $S - P = 10-14$; 6 - $S - P = 6-10$; 7 - $S - P = 4-6$

ст. Шпн $\bar{S} = 8,6$ сек. Число случаев с $S - P < 10$ сек. составляет 10%. Из распределения V_p/V_s по $S - P$ видно, что как для ст. Птр, так и для ст. Шпн наблюдается тенденция к увеличению V_p/V_s с увеличением $S - P$.

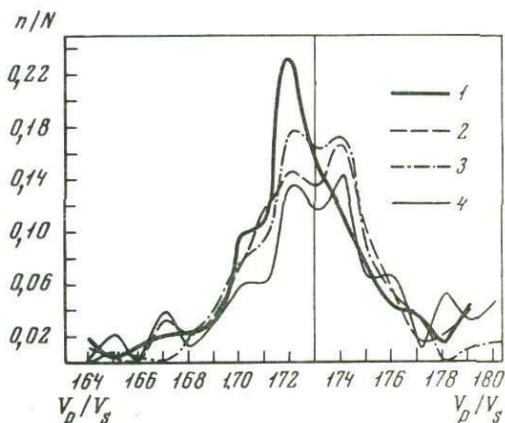
Расчеты среднего значения V_p/V_s

Для анализа изменения величины V_p/V_s по площади и во времени была произведена оценка ее среднего значения для каждой станции и контролируемого ею участка фокальной зоны. Строились нормированные гистограммы распределения единичных значений для одной

станции за трехлетний период с 1971 по 1974 г. Среднестатистические значения V_p/V_s для ст. Птр составляют $1,724 \pm 0,033$ (количество осредняемых значений - $n = 145$), для ст. Шпн - $1,726 \pm 0,0332$ ($n = 287$), для ст. Крн - $1,727 \pm 0,0306$ ($n = 258$), для ст. К-Б - $1,723 \pm 0,0461$ ($n = 146$). Средняя величина V_p/V_s для этих четырех станций колеблется в пределах $1,723-1,727$ при среднеквадратической погрешности $\sigma = 0,031 \div 0,046$.

Рис. 3. Нормированная гистограмма распределения параметра V_p/V_s для разных станций за 1971-1972 гг.

1 - ст. Птр; 2 - ст. Шпн; 3 - ст. Крн; 4 - ст. К-Б



Судя по рис. 3 и приведенным выше цифрам, наиболее устойчивой станцией для определения V_p/V_s является Птр. Другие береговые станции имеют большой разброс единичных значений и гистограммы распределения с двумя максимумами. Последнее вызвано неоднородностью выборки, использованием землетрясений из разных блоков с различными скоростями [20]. Обращает внимание растянутость и не-монотонность "хвостов" кривых, выходящих за пределы $\pm \sigma$. В дальнейшем в прогностических целях использовались именно эти участки.

Можно оценить среднее значение V_p/V_s для Камчатки, используя наши данные о скоростях P - и S -волн. Средняя скорость волн P для Камчатки оценивается $7,6$ км/сек [19], V_s - $4,4$ км/сек (по данным Л.С. Шумиловой), откуда V_p/V_s получается равным $\sim 1,73$. При анализе вариаций единичных значений V_p/V_s во времени и по площади можно принять за среднее значение V_p/V_s величину $1,73$.

Анализ распределения значений V_p/V_s по площади и их зависимость от глубины

Проводился анализ особенностей распределения единичных значений V_p/V_s по площади. На карту наносились все единичные значения V_p/V_s для i -й станции в радиусе регистрации за 1971-1973 гг. Данные для станций Птр, Шпн, Смл были разбиты на следующие интервалы во времени: с 1 января по 24 ноября 1971 г. (т.е. до момента, когда произошло сильное землетрясение с $M = 7,5$ в Авачинском заливе; см. рис. 1); с 1 января по 25 декабря 1972 г. (т.е.

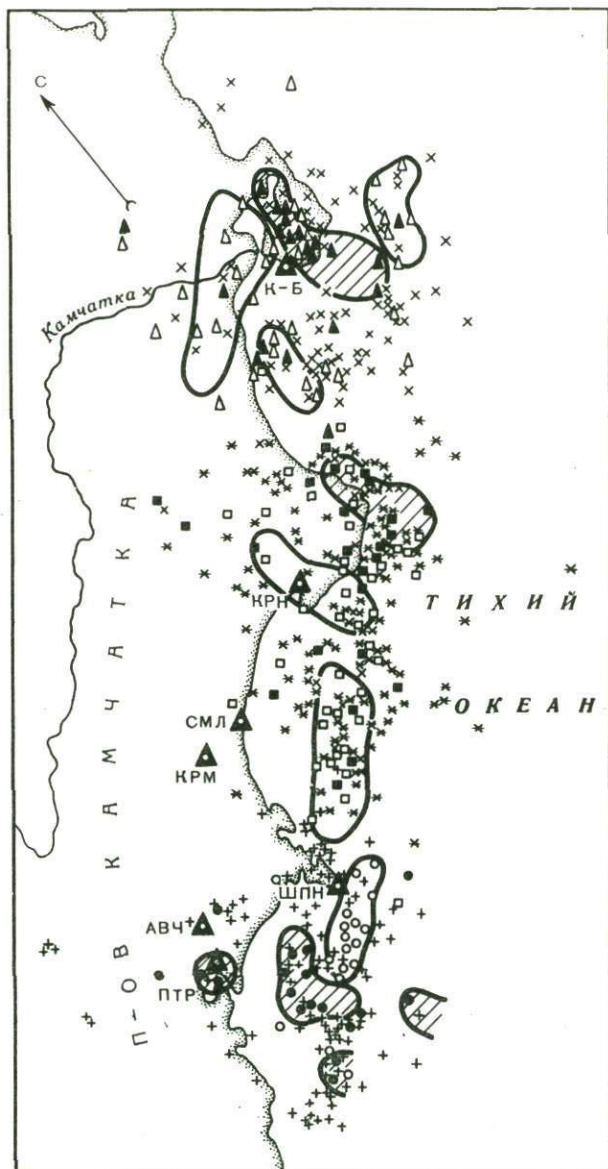
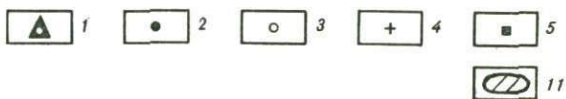


Рис. 4а



25 0 25 50 75 100 км

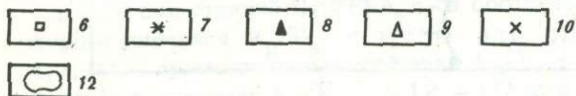
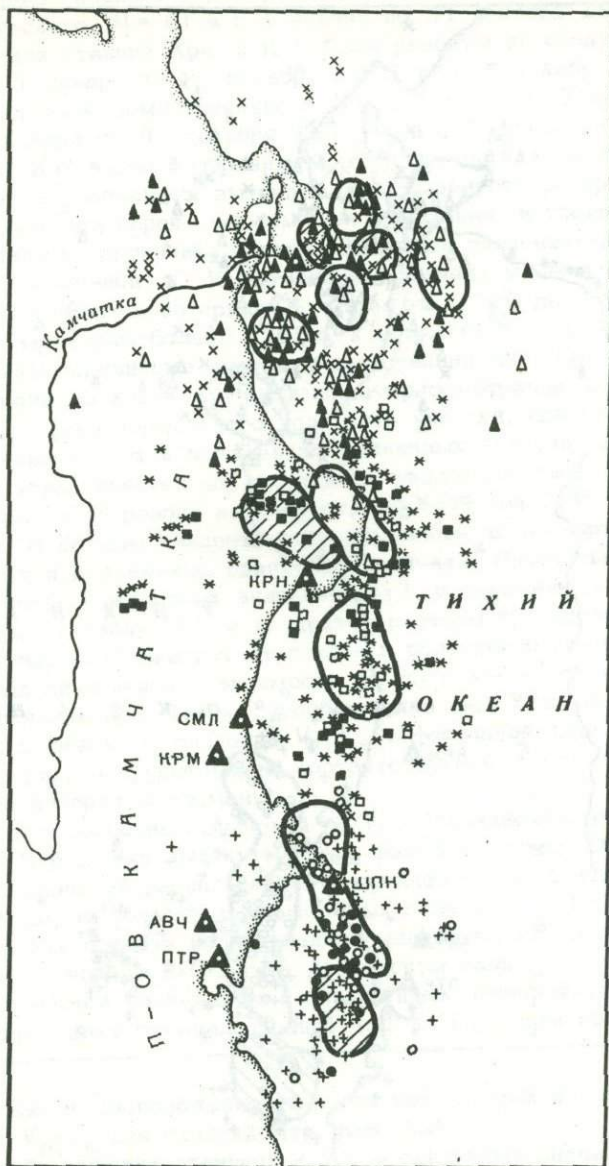
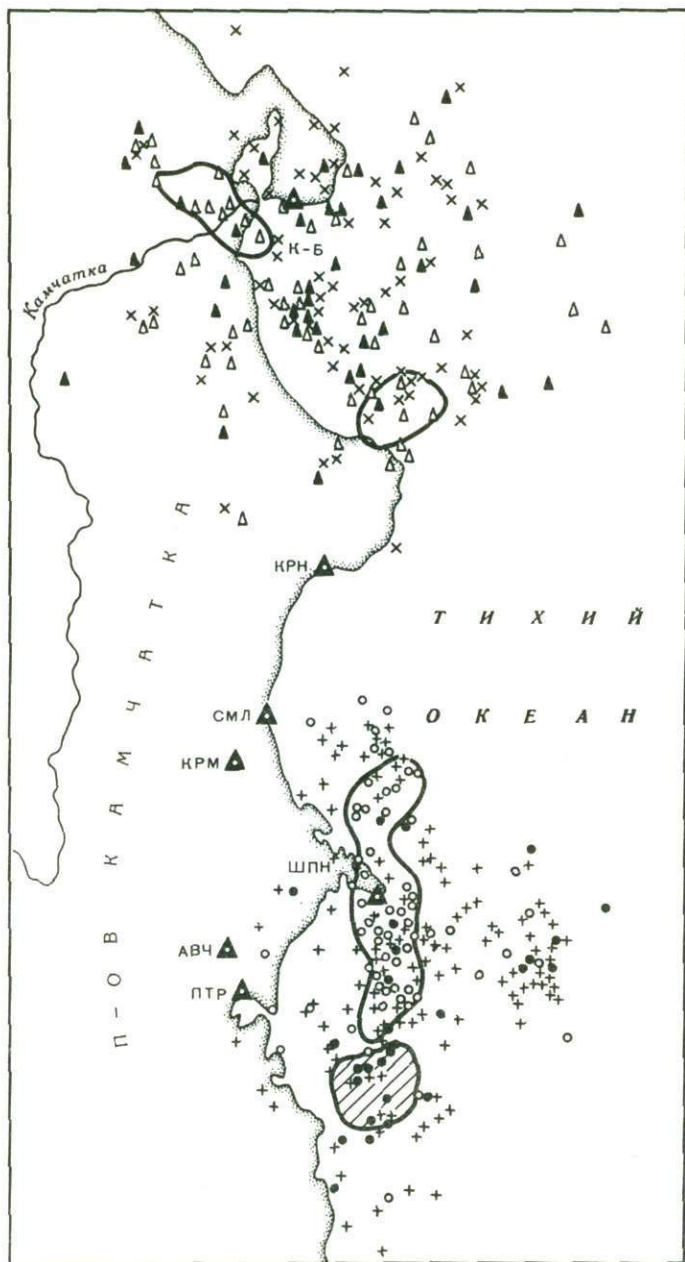


Рис. 46



до следующего сильного землетрясения в Авачинском заливе, вблизи п-ова Шипунского, $M = 6$) и с 1 января по 31 декабря 1973 г.

Данные для станций Крн. и К-Б были разбиты на следующие интервалы: с 1 января по 15 декабря 1971 г. (15 декабря 1971 г. произошло сильное землетрясение с $M = 7,7$ в районе Усть-Камчатска); с 1 января по 31 декабря 1972 г. и с 1 января по 31 декабря 1973 г. Как видно, выбранные интервалы были неравномерны, что обусловлено желанием выявить закономерности распределения V_p/V_s по площади перед сильным землетрясением и после него. Далее проводилась сортировка данных единичных значений V_p/V_s в соответствии с величиной σ . К нормальным значениям были отнесены единичные значения в интервале $\pm \sigma$, т.е. от 1,700 до 1,750, к повышенным значениям больше 1,750, к пониженным — меньше 1,700.

Полученные единичные значения для станций Птр, Крн, К-Б, Шпн были нанесены на карту. Из визуального рассмотрения можно заметить, что на фоне нормального поля есть участки, где группируются точки повышенных и пониженных единичных значений. Для оконтуривания этих областей мы применяли следующую систему расчета. Весь планшет был разбит на квадраты со стороной $0,4^\circ$ по широте и долготе. В каждом квадрате подсчитывалось число нормальных, повышенных и пониженных единичных значений. Рассчитывались отношения числа повышенных значений (n_1) и пониженных значений (n_2) к общему числу (N) в квадрате (расчеты проводились, если N было больше 5). Квадрат относился к области повышенных или пониженных значений в зависимости от того, какое отношение было явно преобладающим. Таким способом были выделены области повышенных и пониженных значений V_p/V_s в фокальной зоне вдоль Камчатки. На рис. 4 представлены соответствующие карты-схемы за указанные интервалы времени.

Области повышенных значений V_p/V_s в Авачинском заливе по станциям Птр и Шпн вытянуты вдоль фокальной зоны. Область пониженных значений располагается в средней части Авачинского залива между двумя областями повышенных значений. В 1971, 1972, 1973 гг. эти области незначительно мигрируют по площади. Землетрясение 24 ноября 1971 г. в Авачинском заливе произошло на границе областей пониженных и повышенных значений (см. рис. 4). Аналогичный факт отмечался ранее [5] на Гармском полигоне.

Рис. 4. Схема расположения областей повышенных и пониженных значений V_p/V_s для станций Птр, Крн, К-Б

1 — сейсмические станции; 2,5,8 — единичные значения $V_p/V_s < 1,700$ для станций Птр, Крн, К-Б соответственно; 3—6,9 — единичные значения $V_p/V_s < 1,750$ для станций Птр, Крн, К-Б; 4,7,10 — промежуточные значения V_p/V_s ; 11 — области пониженных значений V_p/V_s ; 12 — области повышенных значений V_p/V_s ; а — данные за 1971 г., б — то же за 1972 г., в — то же за 1973 г.

Для района п-ова Шипунского характерно неустойчивое во времени и по площади положение областей (из-за недостатка места соответствующие карты-схемы не приводятся).

В 1971 г. в северной части полуострова и на его продолжении в океане располагалась обширная область пониженных значений. В 1972 г. картина изменилась. К северу и югу от полуострова появились четко выраженные области повышенных значений, вытянутые вдоль фокальной зоны. Между ними находилась зона пониженных значений. Эпицентр землетрясения 25 декабря 1972 г. с $M = 6$, южнее п-ова Шипунского, приурочен к границам двух областей разного знака.

В 1973 г. картина опять несколько изменилась. Область пониженных значений V_p/V_s значительно расширилась, вытянувшись вдоль фокальной зоны, захватив п-ов Шипунский. К северу и югу от нее расположились области повышенных значений. Сравнение карты-схемы за 1973 г. (см. рис. 4, в), показало, что аномальные области в районе п-ова Шипунского и Авачинского залива по станциям Птр и Шпн совпадают по площади, но обратны по знаку. Если учесть, что станции Птр и Шпн расположены во взаимно перпендикулярных направлениях относительно очагов землетрясений этого района фокальной зоны, мы наблюдаем здесь яркий азимутальный эффект в распределении скоростей, отмеченный в лабораторных работах [14, 16] и связываемый с воздействием поля напряжений.

Для района п-ова Кроношского характерно, что две области пониженных и повышенных значений за 1971 г. вытянуты почти в крест оси фокальной зоны, вдоль полуострова. За 1972 г. произошло сближение этих областей. В 1972-1973 гг. к границам этих областей были приурочены эпицентры шести землетрясений 13-го класса.

На севере Камчатского залива за 1971 г. наблюдается обширная и устойчивая область пониженных значений, расположенная между двумя областями повышенных значений, непосредственно смыкаясь с ними. Землетрясение 15 декабря 1971 г. (см. рис. 1, VI) приурочено к области минимума.

Расположение и конфигурация областей резко изменились после землетрясения. Области повышенных и пониженных значений образовали лепестки правильной формы, первые вытянулись вдоль дуги, вторые — перпендикулярно дуге. В 1973 г. поле значений имело хаотический характер.

Остановимся коротко на зависимости V_p/V_s от глубины очага. Анализ зависимости показал, что практически этот параметр от глубины не зависит. Среднее значение варьирует от 1,74 до 1,70. Однако эти вариации лежат в пределах интервала $\pm \alpha$. Отмечается увеличение разброса единичных значений V_p/V_s в интервале глубин 20-50 км от 1,64 до 1,76, что, вероятно, может быть связано с особенностями скоростного строения среды. Так, в работе [20] на этих же глубинах, для этой же зоны получены низкие значения. $V_p \sim 7,2-7,4$ км/сек.

Исследование поведения V_p/V_s во времени

Для анализа временной зависимости изучались единичные значения V_p/V_s за 1971–1973 гг. Поле значений $V_p/V_s = f(t)$ изменчиво, на фоне "нормальных" значений, попадающих в "коридор" $1,73 \pm \sigma$, наблюдаются резкие аномальные выбросы как в сторону больших, так и в сторону меньших 1,73 значений, достигающие 6–12% от среднего. Оказалось, что аномальные единичные значения наблюдаются в среднем за 10–20 дней до землетрясения $K \geq 13$. Закономерностей в смене знаков аномальных отклонений перед землетрясением, как в [5,6], не обнаружено. Однако аномальные отклонения разного знака (относительно среднего значения 1,73) всегда либо появляются одновременно, либо несколько разнесены во времени, но при этом всегда имеется отрезок, когда существуют и те и другие.

Эпицентры землетрясений, дающие аномальные единичные значения V_p/V_s , располагаются как вблизи очага будущего землетрясения, так и на большом расстоянии от него (до 200–300 км). Так, для землетрясений Кроноцкого залива с $K \geq 13$ аномальные изменения наблюдались на станциях Птр, К–Б, расположенных на расстояниях, превышающих 200 км. Средний интервал времени между аномальными изменениями и последующим землетрясением $K \geq 13$ – 18–22 дня.

Из анализа распределения единичных значений во времени было найдено, что огибающие минимальных и максимальных единичных значений перед землетрясением дают аномальные отклонения, превышающие значение $1,73 \pm \sigma$ и либо совпадающие по времени, либо появляющиеся с некоторым запаздыванием относительно друг друга.

Использование аномальных отклонений для целей прогноза землетрясений затруднено при их визуальном выделении и носит субъективный характер, поэтому решалась задача стандартизации выделения аномалий на фоне нормального поля с помощью ЭВМ. Программа обработки данных была разработана Г.А. Соболевым [22] совместно с автором. Задачей разработанной программы являлось выделение устойчивых аномальных значений на фоне нормального поля и "шума", нивелирование случайных отскоков путем осреднения за длительный период времени усиление неслучайных отклонений путем введения весов.

Входными данным программы являлись значения $(V_p/V_s)_{\max} = \bar{K}$ и $(V_p/V_s)_{\min} = K$ за каждые двое суток. Эти значения заносились в память машины. Одновременно в обработке участвовало по 15 значений. Алгоритм расчета следующий:

$$A = |\Delta(V_p/V_s)|^2 = \sum_{i=1}^{i=15} [\Delta \bar{K}_i P(\Delta \bar{K}_i)] \cdot \sum_{i=1}^{i=15} [\Delta K_i P(\Delta K_i)],$$

где $\Delta \bar{K}_i$ и ΔK_i – разности между максимальным и минимальным значениями соответственно и средним значением $K = 1,73$. Причем для подчеркивания аномальных значений разностям приписывались веса P .

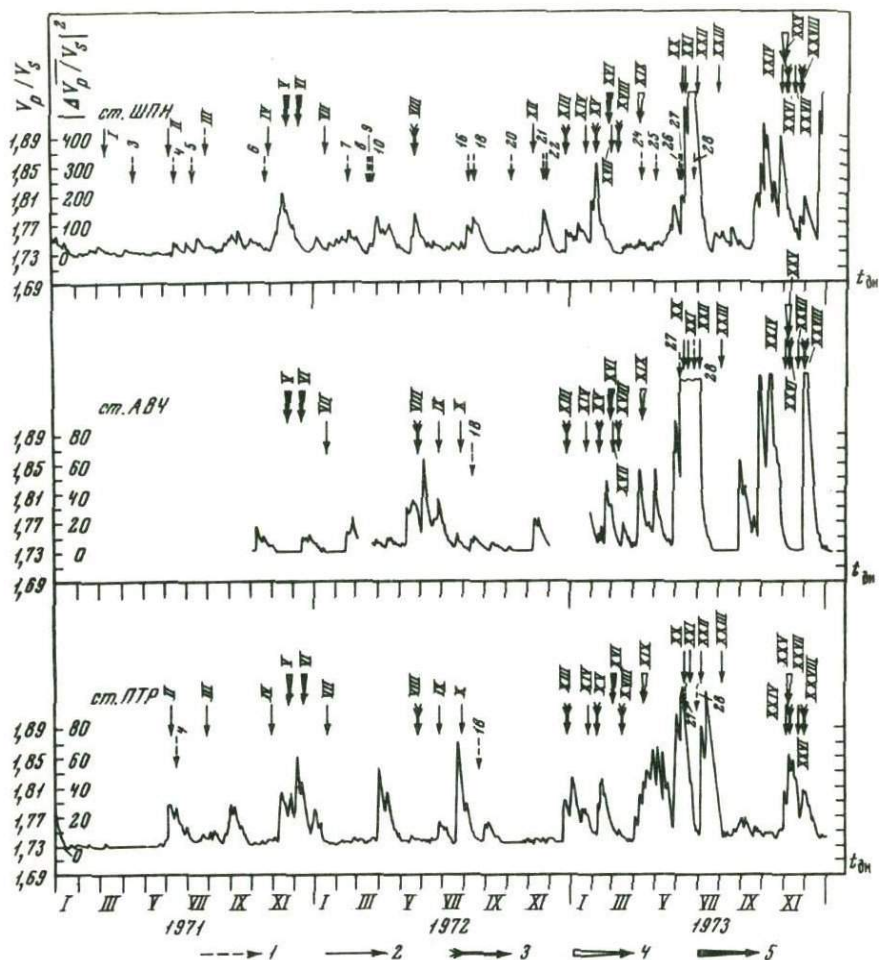


Рис.5. Графики зависимости V_p/V_s от t , рассчитанные за 1971-1973 гг. для различных станций

Стрелками показаны землетрясения разных энергетических классов: 1 - $K=12$; 2 - $K=13$; 3 - $K=14$; 4 - $K=15$; 5 - $K=15$. I-XX - номера землетрясений, соответствующие рис. 1

Применяемая система сглаживания по линейному закону была сделана для устойчивого выделения аномалий и уменьшения влияния случайных отскоков ΔK .

На выходе ЭВМ получали функцию A , совпадающую по размерности с квадратом отношения скоростей $A = |\Delta(V_p/V_s)|^2$.

Кривые машинной обработки параметра K в функции времени получены для пяти станций. В качестве примера на рис. 5 приведены

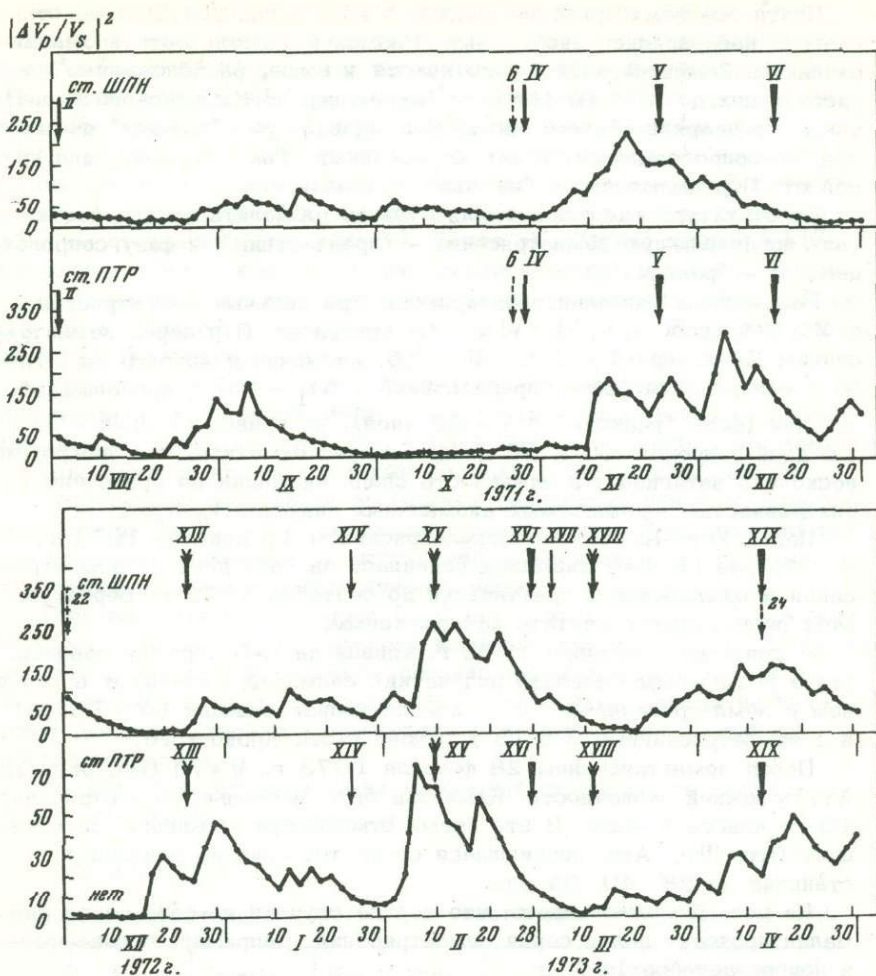


Рис. 6. Графики рассчитанных кривых $|\Delta V_p/V_s|^2$ для станций ПТР и ШПН перед землетрясениями 24. XI 1971; $M = 7,5$; 25. XII 1972, $M = 6$ в Авачинском заливе и 28. II 1973, $M = 7$ у южной оконечности Камчатки. Стрелками показаны землетрясения (см. рис. 1)

кривые для трех станций. Стрелками отмечены землетрясения с $m_b \geq 5.1$ ($K \geq 12$) с указанием энергетического класса (толщина стрелок), номера землетрясения, соответствующего номеру землетрясения на рис. 1. Римские цифры соответствуют землетрясениям энергетического класса $K \geq 13$, арабские - $K = 12$ (попадающим в радиус 75 км от станции). На кривых видны участки спокойные и аномальные.

Почти все землетрясения класса $K \geq 13$ в радиусе 200 км от станции предварялись аномалиями. Размах и длительность аномалий различны. Землетрясения 14-го класса и выше, расположенные на расстояниях до 400 км (от о-ва Парамушир до Камчатского п-ова), также предварялись аномалиями. Наблюдается ряд "ложных" аномалий, не сопровождающихся землетрясениями. Так, например, для кривой ст. Птр имеются три "ложные" аномалии.

По структуре каждую аномалию можно разделить на две части: фазу, предваряющую землетрясение - "предвестник", и фазу, сопровождающую - "реакция".

Рассмотрим аномалии, предваряющие три сильных землетрясения с $M \geq 7,5$ (рис. 6, V, VI, XVI). На кривой ст. Птр перед землетрясением 24 ноября 1971 г., $M = 7,5$, аномалия появилась за 14 дней до землетрясения (фаза "предвестник" - $\Delta t_1 - 14$) и продолжалась 42 дня (фаза "реакция" $\Delta t_2 - 28$ дней), на кривой ст. Шпн - за 18 дней и продолжалась 38 дней. Следует отметить, что программа несколько затягивает длительность спада аномалии по сравнению с длительностью наблюдаемых аномальных значений V_p/V_s .

Перед Усть-Камчатским землетрясением 15 декабря 1971 г., $M = 7,6$, на ст. К-Б аномалия появилась за один день до землетрясения и продолжалась практически до сентября 1972 г. Вероятно, этот период можно считать афтершоковым.

С сентября - октября 1972 г. кривая на К-Б нормализовалась, стало возможным выделить ряд четких аномалий, связанных в основном с землетрясениями 12-го класса вблизи станций ($\Delta = 75$ км) и с землетрясениями $K \geq 13$ в районе п-ова Кроноцкого.

Перед землетрясением 28 февраля 1973 г., $M = 7,1$ (см. рис. 1, XVI), у южной оконечности Камчатки было несколько землетрясений 13-го класса и выше. В это время отмечаются аномалии на станциях Птр, Шпн, Авч, появившиеся соответственно на указанных станциях за 28, 40, 32 дня.

На рис. 5 можно видеть, что в ряде случаев на фоне одной аномалии проходит целая серия землетрясений. Например, в июне-июле и ноябре-декабре 1973 г.

Таким образом, аномальное поведение параметра V_p/V_s перед землетрясением, вероятно, связано с его подготовкой и может использоваться как краткосрочный предвестник.

Использование параметра V_p/V_s в краткосрочном прогнозе землетрясений на Камчатском полигоне

Краткосрочный прогноз на Камчатке проводится с января 1972 г. Описанный выше способ V_p/V_s использовался в прогнозе в "ручном" и машинном вариантах. Последний с 1 января 1971 г. по август 1973 г. - ретроспективно, а с сентября 1973 г. - прогностически.

Рассмотрим эффективность ретроспективного прогноза по данным машинной обработки. В результате анализа станционных кривых за

длительный период времени был выбран для каждой станции "тревожный" уровень, ниже которого кривая считалась нормальной, выше - "аномальной". С момента пересечения кривой тревожного уровня объявлялась "тревога". "Тревожным" считался интервал времени до перехода кривой на спаде вновь через "тревожный" уровень.

Оценка эффективности прогноза по машинным данным сделана по отдельным станциям. Для каждой станции выделены два контура: контур А с радиусом 200 км от станции и контур В с радиусом 400 км от станции (см. рис. 1). Перед землетрясениями с $K \geq 13$, расположенными в контуре А, наблюдались четкие аномалии. В контуре В четкие аномалии были перед землетрясениями с $K \geq 14$, перед 13-м классом аномалии наблюдались не всегда. Приведем оценку ретроспективного прогноза по станциям Птр и Шпн (табл. 2).

Оценка результатов прогноза по машинной обработке данных V_p/V_s показывает, что вероятность обнаружения достаточно высока. Однако еще остается трудность оценки места будущего землетрясения по совокупности кривых, а также большая длительность "тревог".

Остановимся коротко на возможных физических причинах аномальных изменений V_p/V_s . В настоящий момент существуют две гипотезы процесса подготовки землетрясения, объясняющие полученные экспериментальные и лабораторные данные.

Гипотеза советских ученых [23] использует основные положения механики разрушения, а гипотеза американских ученых [13,14] объясняет ход предвестников землетрясений процессом диффузии воды в дилатирующей пористой среде. Полученные нами данные не позволяют сделать какие-либо определенные выводы в пользу той или другой концепции.

Однако ясно, что изменения отношений скоростей по площади и во времени реально существуют.

Таблица 2

Оценка эффективности ретроспективного прогноза землетрясений

Станция	Контур	Общее число землетрясений	Число предсказанных землетрясений	p	Число "тревожных" дней		
					1971г	1972г	1973г
Шпн	А $K \geq 13$	7	5	0,71			
	В $K \geq 14$	14	9	0,65	61	107	235
Птр	А $K \geq 13$	7	6	0,86			
	В $K \geq 14$	12	9	0,75	94	89	220

Наблюдаемые быстрые вариации V_p/V_s во времени, по-видимому, могут быть связаны с изменением напряженного состояния среды. Изменение поля напряжений в процессе подготовки землетрясения происходит (судя по расстояниям от очага будущего землетрясения, на которых регистрируются аномалии V_p/V_s) на большой площади.

Полученные данные свидетельствуют о том, что аномалии V_p/V_s являются результатом изменений не только в области очага будущего землетрясения, но и в самой окружающей среде.

Какие же изменения происходят в среде? Можно предположить, что появление областей пониженных значений отношения скоростей вблизи очага будущего сильного землетрясения, вероятно, является результатом разуплотнения среды.

Для установления прямой связи между полученными изменениями V_p/V_s и полем напряжений, восстановления поля напряжений по данным о скоростях P - и S -волн следует провести специальные исследования. Необходимы также сведения об анизотропии скоростей P - и S -волн, о преобладающих типах тектонических движений, выявленных по механизму очагов землетрясений в исследуемом районе.

Результаты

1. Предложен аналитический способ расчета единичных значений V_p/V_s по данным о временах прихода P - и S -волн.
2. Проведена статистическая обработка распределения единичных значений V_p/V_s по площади. В результате были выделены отдельные участки фокальной зоны у берегов Камчатки с повышенными и пониженными (относительно среднего уровня $1,73 \pm \sigma$) единичными значениями. Наблюдается миграция этих областей по площади и во времени. К границам областей разного знака в основном приурочены землетрясения с $K \geq 14$. Подобная статистическая обработка может быть использована для целей долгосрочного прогноза, уточнения места будущего землетрясения.
3. Проведен анализ временной зависимости единичных значений V_p/V_s . Показано, что аномальные значения появляются за 12–20 дней до землетрясения и продолжают в течение некоторого времени после него.
4. Предложенный способ расчета V_p/V_s в краткосрочном прогнозе землетрясений при хорошем "угадывании" числа землетрясений в настоящее время малоэффективен из-за большой длительности "тревожного" времени и неопределенности места будущего землетрясения. Требуется дальнейшее накопление экспериментальных данных в условиях меняющегося сейсмического режима.
5. Получен азимутальный эффект в распределении отношения скоростей продольных и поперечных волн, т.е. отмечена зависимость V_p/V_s от взаимного расположения источника и станции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hayakawa M. The variation of the seismic wave velocity. — "Geol. Surv. Japan Report", 1950, v.7.
2. Nishimura E., Kamitsuki A., Kishimoto Y. Some problems on Poisson ratio the Earth's crust. — "Tellus", 1960, v.12, N 2.
3. Savarensky E.F. On prediction of earthquake. — "Tectonophysics", 1968, v.6.
4. Кондратенко А.М., Нерсесов И.Л. Некоторые результаты изучения изменения скоростей продольных волн и отношения скоростей продольных и поперечных волн в очаговой зоне. — "Труды ИФЗ АН СССР", 1962, № 25.
5. Нерсесов И.Л., Семенов А.И., Симбирева И.Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., "Наука", 1971.
6. Aggarwal Y.P., Sykes L.R., Ambruster S., Abar M.L. Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes. — "Nature", 1973, v. 241.
7. Whitcomb S.H., Garmany S.D., Anderson D.L. Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake. — "Science", 1973, v.180.
8. Васильев Ю.В., Молотова Л.В. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах. — "Изв. АН СССР, геофизика", 1960, № 8.
9. Birch F. The velocity of compressional waves in to 10 kilobars. Part I. — "J. Geophys. Res.", 1960, N 4.
10. Brace W.F., Paulding B.W., Schols C. Dilatance in the fracture of crystalline rocks. — "J. Geophys. Res.", 1966, v.71.
11. Nur A., Simmons G. The effect of saturation on velocity of low porosity rocks. — "Earth and Planetary Science Letters", 1969.
12. Nur A.G. Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks. — "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, N 8.
13. Nur A.G. Dilatance pore fluids and premonitory variations of tS/tP travel times. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, v. 62.
14. Nur A.G., Bell M.L., Talwani P. A detailed study of the dilatancy mechanism and premonitory velocity changes. In: Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system, v. 13. Stanford, California, 1973.
15. Костров Б.В., Никитин Л.В. Применение методов теории разрушения к изучению очагов землетрясений. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., "Наука", 1970.
16. Gupta J.N. Dilatance and premonitory variation of P, S travel times. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1973, v. 63, N 3.
17. Шамина О.Г., Стрижков С.А. Сейсмические предвестники разрушения. — "Докл. АН СССР", 1974, т. 217, № 6.
18. Томашевская И.С. Некоторые результаты лабораторных измерений свойств горных пород при сложном напряженном состоянии. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., "Наука", 1970.
19. Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.

20. Аниконов Ю.Е., Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б. Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки. – В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. 5. Новосибирск, 1974.
21. Гусев А.А. Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки. – В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
22. Соболев Г.А., Славина Л.Б. Быстрые изменения электрических и сейсмических свойств в сейсмоактивном районе. – "Докл. АН СССР", 1974, т. 215, № 5.
23. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 10.

Ю. В. Ризниченко

ПРОТЯЖЕННЫЙ ОЧАГ И СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ МАСС

Исходя из энергетической модели очага землетрясения рассматривается интенсивность сейсмических сотрясений во внешней и внутренней по отношению к очагу области для случаев точечного, линейного, поверхностного и объемного очага.

Обсуждаются соотношения между сейсмическим моментом, падением напряжений и деформаций, размерами разрывно-непрерывного очага и сеймотектоническим течением горных масс.

В зависимости от целей и условий исследования очаг землетрясения можно представлять точкой, отрезком линии, частью поверхности или же трехмерным, объемным телом. В случае простейшего точечного представления его принято было характеризовать известными пятью параметрами x, y, z, t, E , где вместо сейсмической энергии E часто подставляют магнитуду M . В последнее время к этим пяти главным параметрам стали добавлять еще шестой – сейсмический момент M_0 . Другими параметрами точечного очага являются величины, определяющие направления осей растяжения и сжатия в очаге, направления плоскости разрыва, компоненты тензоров напряжений и деформаций; далее, величины, определяющие характеристики направленности излучения очагом разных волн и т.д. Таким образом, уже даже простейшее точечное представление очага землетрясения – довольно сложно. При использовании же моделей линейного, поверхностного и объемного очага для его характеристики приходится вводить еще ряд других параметров.

Эффект воздействия очага землетрясения на земную поверхность в точке наблюдения принято называть "интенсивностью" сейсмических сотрясений. Эту интенсивность можно характеризовать различными величинами или наборами величин, либо функциями или их наборами. В простейшем скалярном случае это – макросейсмическая ин-

тенсивность, выражаемая в баллах определенной описательной макросейсмической шкалы; это может быть также плотность энергии ϵ сейсмического импульса за все время t его прохождения через единицу поверхности, перпендикулярной к лучу в точке наблюдения, или же максимальное смещение, скорость, ускорение в этом импульсе, или его длительность и т.п. В более сложном случае интенсивность можно определять набором скалярных величин и считать тогда "многокомпонентным вектором", например трехмерным с компонентами: средней амплитудой A колебаний (смещения, скорости или ускорения), преобладающим периодом T колебаний и их длительностью t . В еще более сложном случае ее можно характеризовать функциями: частотным спектром $\Phi(\omega)$ колебаний, временной функцией $f(t)$ этих колебаний — сейсмограммой. В принципе полное описание интенсивности сотрясений в точке в линейном приближении можно получить набором из шести сейсмограмм: трех компонент поступательного движения и трех вращения. Интенсивность сотрясений на отрезке линии или на площади определится тогда набором таких наборов для множества входящих в этот объект точек. Учет нелинейных и повторных эффектов сейсмических воздействий еще осложнит дело.

Так что для интенсивности сейсмических сотрясений задача выражения ее вполне определенным образом не совсем легко обозрима. Для очага же землетрясения она и вовсе неисчерпаема.

В настоящем исследовании, направленном в своей первой части на выяснение особенностей поля интенсивности сотрясений протяженного очага по сравнению с точечным, для получения определенных ответов на конкретные вопросы мы ограничимся лишь самыми простыми моделями как очага, так и интенсивности сотрясений, а именно энергетическими моделями. Выбор энергии в качестве основы для всех расчетов вызван двумя главными мотивами. Первый — ее скалярность, аддитивность и главное — сохраняемость. Второй — ее практичность, лучшая, чем для многих других скалярных величин, коррелируемость с разрушительным эффектом землетрясения, который представляет жизненный интерес для человечества.

Во второй части работы, включающей два последних раздела, главная цель состояла в установлении определенного соответствия между разрывными движениями в очаге и непрерывными упругими движениями в его области до того, как произошел разрыв, а также между разрывными движениями в каждом из очагов и квазинепрерывными движениями среды в больших пространственно-временных ее областях — сейсмическим и тектоническим течениями горных масс. Все эти соотношения естественным образом выражаются через сейсмический момент протяженного объемного очага в тензорной форме.

Энергетические модели очага

Итак, основной величиной, характеризующей очаг в различных его моделях, будем считать сейсмическую энергию E очага в целом или его элементарных частей. Интенсивность сейсмических сотрясе-

ний будем выражать через плотность ϵ сейсмической энергии в точке наблюдения. От плотности энергии ϵ , которая представляет и самостоятельный интерес, можно перейти к макросейсмической интенсивности I . При простейшем одномерном скалярном рассмотрении вопроса будем пользоваться представлениями, развитыми в [1-3], при учете спектральной стороны дела - в [2,4,5].

Точечный очаг. Эта модель очага может рассматриваться самостоятельно или же в качестве элементарной ячейки при построении моделей протяженного очага. В случае точечного или элементарно малого, сосредоточенного очага, или же шарового очага конечных размеров с центральной симметрией излучения сейсмической энергии плотность ϵ энергии сейсмического импульса на единицу фронта волны за все время его прохождения в точке наблюдения выражается известной формулой [1,2]

$$\epsilon = \frac{E}{4\pi r_0^2} \left(\frac{r_0}{r}\right)^n e^{-a(r-r_0)}, \quad (1)$$

где $E = 10^K$, обычно в джоулях, - сейсмическая энергия очага,

$$K = a_M + b_M M, \quad (2)$$

где M - магнитуда (обычно принимают, что $K = 4 + 1,8M$), r_0 - радиус референц-сферы, к которой относится энергия E , r - расстояние от очага (гипоцентра) до точки наблюдения:

$$r = \sqrt{h^2 + \xi^2} = \sqrt{h^2 + (x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}, \quad (3)$$

где h - глубина очага, ξ - эпицентрального расстояние, x_0, y_0 - координаты очага, x, y - координаты точки наблюдения на земной поверхности, n - показатель расхождения, a - коэффициент поглощения. Приближенный смысл этой формулы в общем случае, а также частные случаи, когда она точна, обсуждались ранее [1].

В формуле (1) затухание плотности ϵ энергии с расстоянием r описывается двумя параметрами: n и a . Более формально, но вычислительно проще это может быть сделано с помощью одного параметра затухания или эффективного расхождения n_3

$$\epsilon = \frac{E}{4\pi r_0^2} \left(\frac{r_0}{r}\right)^{n_3}. \quad (4)$$

Согласно энергетической модели [2], переход от плотности энергии ϵ к макросейсмической интенсивности I осуществляется посредством зависимости

$$I = c_1 + c_2 \lg \epsilon. \quad (5)$$

Если здесь ϵ - в дж/км^2 , I - в баллах шкал ГОСТа, MMS, MSK и т.п., то весьма ориентировочно $c_1 = -1,25$, $c_2 = 0,854$. При-

няя во внимание (2), переходим от (1) к макросейсмической формуле типа Ковеслигети

$$I = C_{M1} + C_{M2}M - C_n \lg(r/r_0) - C_a(r - r_0), \quad (6)$$

а от (4) - к формуле типа Блейка - Шебалина

$$I = c + bM - s \lg r. \quad (7)$$

Зависимости между параметрами формул (1) и (6), а также (4) и (7) приведены в [2,3].

В современной практике "ручной" обработки макросейсмических данных в СССР методами Блейка и Шебалина [6-9], а также при помощи нашей макросейсмической палетки [3] пользуются обычно зависимостью (7) с одним параметром затухания s и соответственно n_3 , который равен [2,3]

$$n_3 = \frac{b_M}{b} s = n + a \frac{r - r_0}{\lg(r/r_0)} \lg e. \quad (8)$$

Здесь ориентировочно $b_M/b = 1,8/1,5 = 1,2$. Переход от n_3 к n и a возможен, если задаться в (8) определенным значением n , например положить $n = 2$, или же принять определенную зависимость $n = n(r)$ [2], или же $n = n(K, r)$ с $n \rightarrow 2$ при $r \rightarrow r_0$ ($r \geq r_0$), а r считать некоторым средним расстоянием в интервале наблюдений.

Опыт применения макросейсмической палетки [3] на Кавказе (Э.А. Джибладзе), в Таджикистане (Т.А. Киняпина) и в Туркмении (Г.Л. Голинский) свидетельствует о том, что макросейсмические данные обычно удовлетворительно описываются эмпирической зависимостью (7) во всем используемом диапазоне расстояний r , так что в первом приближении можно считать, что эффективный параметр s или n_3 не зависит от r . Это благоприятное обстоятельство для использования эффективной величины s из (7) в качестве исходной при расчете в дальнейшем, по формуле (8), имеющих более определенный физический смысл величин n и a , которые входят в нашу энергетическую модель (2).

Величину a следует считать вообще зависящей от K и r . В самом деле,

$$a = \frac{\theta}{\lambda} = \frac{\pi}{QvT}, \quad (9)$$

где θ - декремент поглощения на длину волны λ , v - скорость распространения волны, в первую очередь - поперечной, более разрушительной, T - преобладающий период колебаний в импульсе, $f = 1/T$ - частота, Q - добротность среды. В условиях коровых землетрясений обычно можно полагать, что θ и Q - не зависящие от T или f параметры среды. При желании можно включить в расчеты и возможную зависимость Q от T , например положив, что $Q = Q_0 (T/T_0)^\nu$, где Q_0 - не зависящий от T параметр среды, изменяющийся в пространстве, $T_0 = \text{const}$, а ν - подлежащий определению из совокупности

наблюдений постоянный параметр. Преобладающий период T колебаний в импульсе, как правило, тем больше, чем больше величина K землетрясения и расстояние r . Зависимость пикового для ϵ периода T от K и r может быть получена из систем средних спектров землетрясений [4]. Точнее, для целей макросейсмологии следовало бы учитывать еще частотную характеристику сооружений, по повреждениям которых судят об интенсивности I [2].

Зависимость $n = n(K, r)$ может быть установлена из условия оптимальности соответствия математической модели совокупности наблюдаемых полей интенсивности. Но этот вопрос заслуживает специального обсуждения в другом месте.

Протяженный очаг. Аналогично приему, использованному Т.Г. Раутиан [10] для источников, распределенных на части плоскости, мы синтезируем протяженный очаг из элементарных источников энергии, распределенных дискретно или непрерывно вдоль линии L , по поверхности S или в объеме V так, что суммарный поток их сейсмической энергии через поверхность сферы радиуса r_0 вокруг каждого элемента равен сейсмической энергии E очага в целом.

Если плотность сейсмической энергии обозначить E^* , то, например, для объемного очага

$$\int \int \int_V E^* dV = E. \quad (10)$$

Здесь объемная плотность E^* источников энергии, вообще говоря, есть функция точки (x, y, z) в области V (или соответственно поверхностная плотность на S , или линейная на L). Поверхностная плотность ϵ сейсмической энергии в точке наблюдения для моделей распределенных очагов типа (1) выразится интегралом вида

$$\epsilon = \frac{r_0^{n-2}}{4\pi} \int \int \int_V E^* r^{-n} e^{-a(r-r_0)} dV, \quad (11)$$

а для моделей типа (4) - интегралом, вполне аналогичным потенциалу

$$\epsilon = \frac{r_0^{n-2}}{4\pi} \int \int \int_V E^* r^{-n} dV. \quad (12)$$

В области вне источников эти интегралы не имеют особенностей. Рассмотрим их поведение в точках внутренней области, где находятся распределенные с объемной плотностью E^* источники сейсмической энергии E . Из математической физики [11] известно, что несобственные интегралы типа

$$\int \int \int_V E^* r^{-n} dV \quad (13)$$

при $r \rightarrow 0$ сходятся, и притом непрерывно, в области источников при условии, что $n < 3$, и, естественно, если E^* - величина ограниченная, что подразумевается. Наше выражение (12) относится прямо к типу (13). В выражении же (11) под интегралом имеется до-

полнительный множитель $\exp d(r - r_0)$, учитывающий поглощение сейсмической энергии на пути r_0, r . Он остается ограниченным при любом конечном r , включая $r = 0$, так что на схождение он не влияет. Можно привести еще следующее обобщение. Внутри референц-сферы r_0 , как и вне ее, на любых отрезках пути r_1, r_2 вместо этого множителя следовало бы писать

$$e^{-\int_{r_1}^{r_2} a dr}, \quad (14)$$

где a — функция точки на этом пути. Поглощение приводит только к уменьшению выхода сейсмической энергии ϵ . При этом вблизи точки $r = 0$, где исследуется сходимостъ интеграла (13), при $r_1, r_2 \rightarrow 0$ выражение (14) стремится к единице. Тогда интеграл (11) обращается в интеграл типа (13), так что вопрос о его сходимости решается так же, как и в отношении (12).

Интенсивность сотрясений внутри объемного очага. Наша энергетическая модель объемного очага отображается в общем виде формулой типа (11) с уточнением (14). При этом при малых r величина n стремится к $n = 2$, так что требование сходимости $n < 3$ выполняется с большим запасом. Это позволяет получать для этой модели ограниченную интенсивность сотрясений в виде ϵ или I и т.п. не только во внешней области, но и во внутренней, в области самого очага.

Это положение хорошо согласуется с сейсмологическими наблюдениями. Так, известно и неоднократно отмечалось в литературе [12,13], что в случае больших землетрясений с разрывами, выходящими на земную поверхность, при наблюдениях вблизи разрыва, т.е. несомненно в объемной области самого очага, интенсивность сотрясений остается умеренной и мало зависящей от расстояния до разрыва.

Теперь обратимся к формуле (12) с эффективным расхождением n_3 . При определении параметра n_3 по наблюдениям во внешней области нередко получают значения $n_3 > 3$, когда выражение (12) во внутренней области должно расходиться, что физически неоправданно. Это — еще одно свидетельство, кроме уже обсуждавшихся [2, 3, 14 и др.], в пользу весьма осторожного обращения с этим параметром в допущении его постоянства, особенно вблизи очага. Ясно, что при внедрении интервала наблюдений в область самого очага допущение о возможности получения $n_3 \gg 2$ становится неправомочным. Здесь n_3 , как и n , должно стремиться к 2.

В качестве конкретного примера поведения интенсивности сотрясений ϵ или I внутри объемной энергетической модели очага рассчитаем эти величины в центре шарового очага радиуса R с постоянной плотностью источников:

$$E^* = \frac{E}{4/3 \pi R^3}. \quad (15)$$

С этой целью воспользуемся решением, приведенным в [11] (стр. 334) в связи с исследованием сходимости интеграла (13). Пусть ρ — радиус малой сферы, окружающей центр нашего очага, где определяется значение интеграла (13). Тогда

$$\int_{V-\rho} \int \int E^* r^{-n} dv = \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi} \sin\theta d\theta \int_{\rho}^R \frac{E^*}{r^{n-2}} dr = \begin{cases} 4\pi E^* \left[\frac{1}{3-n} r^{3-n} \right]_{\rho}^R, & \text{если } n \neq 3, \\ 4\pi E^* [\ln r]_{\rho}^R, & \text{если } n = 3. \end{cases} \quad (16)$$

В пределе $\rho \rightarrow 0$, который, как видим, существует при $n < 3$, в интересующем нас здесь случае $n = 2$ получим

$$\int \int \int_V E^* r^{-2} dV = 4\pi E^* R. \quad (17)$$

Подставляя это выражение в (11), где положим $n = 2$, $a = 0$, находим поверхностную плотность $\epsilon = \epsilon_{\Pi}$ сейсмической энергии в центре шарового очага

$$\epsilon_{\Pi} = E^* R = \frac{E}{\frac{4}{3}\pi R^2}.$$

Сравним ее с поверхностной плотностью сейсмической энергии $\epsilon = \epsilon_{\Pi}$ на поверхности шара того же радиуса R для точечного очага (1). Очевидно, что та же плотность энергии ϵ_{Π} сохранится и на поверхности нашего шарового очага

$$\epsilon_{\Pi} = \frac{E}{4\pi R^2}.$$

Мы видим, что эти плотности различаются в $\epsilon_{\Pi}/\epsilon_{\Pi} = 3$ раза. С учетом формулы (5), дающей переход от ϵ к макросейсмической интенсивности I , и при указанном при ней численном значении параметра $C_2 = 0,834$ находим, что соответствующие макросейсмические интенсивности I_{Π} и I_{Π} различаются лишь на $\Delta I = I_{\Pi} - I_{\Pi} = c_2]g(\epsilon_{\Pi}/\epsilon_{\Pi}) = 0,4$ балла.

Таким образом, в трехмерном, объемном варианте энергетической модели интенсивность в области самого очага лишь слегка возрастает от периферии к центру, что хорошо согласуется с опытом макросейсмических наблюдений.

Представляется, что это согласие не случайное, что объемный очаг приблизительно правильно описывает существенные черты реальности. В самом деле, нет сомнения, что сейсмическая энергия черпается не с поверхности разрыва (здесь она лишь расходуется), а из объемной области, окружающей разрыв. В этой же области происходят и заметные нарушения идеальной упругости и сплошности, о чем позволяют судить афтершоки. По-видимому, значительная часть их происходит во время главной фазы землетрясения и сразу вслед за ней, но настолько густо в пространстве и во времени, что трудно различить каждый из них в отдельности. Об активных механи-

ческих процессах в объемной области очага в целом свидетельствуют и остаточные явления, в частности разрывы — кулисообразные и оперяющие, отмечаемые при больших землетрясениях. Подобные частные разрывы могут оставаться скрытыми под землей. Вместе с тем они могут вызывать большую долю относительно высокочастотных колебаний, с которыми и связан разрушительный эффект землетрясения.

Интенсивность сотрясений в области поверхностного и линейного очага. В двухмерном случае для источников энергии, распределенных на части плоскости S , т.е. геофизически — в плоскости разрыва в очаге, условие сходимости интеграла, аналогичного (13), как известно [11], более жесткое: $n < 2$, а в одномерном на L — еще более жесткое: $n < 1$. Поэтому в данных случаях энергетические модели с $n = 2$ перестают давать в области самого очага сходящиеся, правдоподобные результаты. Они годятся для приближенного описания явлений лишь во внешней области, на достаточном удалении от области предполагаемых источников, распределенных на S или L .

Обратимся теперь к исследованию внешнего эффекта протяженного очага по сравнению с таковым для сосредоточенного очага. Как уже упоминалось, этот эффект для протяженного очага с центральной, сферической симметрией распределения плотности источников E^* такой же, как и для точечного. В обоих случаях в однородной и изотропной среде изосейсты получаются круговые. Положение меняется в случае очага вытянутой формы. Для исследования его внешнего эффекта наиболее показателен крайний случай, когда элементарные источники размещены на отрезке прямой непрерывно или же дискретно.

Эффективные параметры длинного очага. Ясно, что удлинённый очаг вызывает растяжения близких к нему изосейст по направлению своего простирания. Для количественного анализа возникающих при этом эффектов распределения интенсивности сотрясений ϵ , I в окружающей области рассмотрим пример с дискретным равномерным распределением трех элементарных точечных источников энергии на отрезке прямой L . Полагаем, что этот "длинный" очаг располагается на глубине h под поверхностью наблюдения — земной поверхностью.

Пользуясь при расчетах моделью (4) с одним параметром затухания n_3 , в точке наблюдения M_1 (рис. 1) по направлению простирания очага, будем иметь

$$\epsilon_{||} = \frac{10 K_0^{n-2}}{3 \cdot 4\pi} \left\{ \frac{1}{[h^2 + x^2]^{n_3/2}} + \frac{1}{[h^2 + (x + \frac{L}{2})^2]^{n_3/2}} + \frac{1}{[h^2 + (x - \frac{L}{2})^2]^{n_3/2}} \right\}, \quad (18)$$

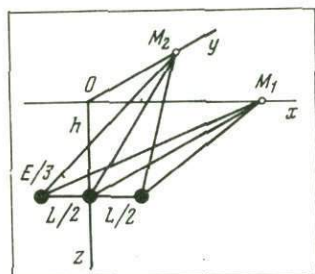


Рис. 1. Дискретная модель очага
 $E/3$ – сейсмическая энергия элемента тройного очага; L – длина очага; h – глубина очага; x – направление по простиранию; y – вкrest простирания; M_1 и M_2 – точки наблюдения

а в точке M_2 по направлению вкrest простирания –

$$\epsilon_{\perp} = \frac{10 K r_0^{n_3 - 2}}{3 \cdot 4 \pi} \left\{ \frac{1}{[h^2 + x^2]^{n_3/2}} + \frac{2}{[h^2 + (\frac{L}{2})^2 + x^2]^{n_3/2}} \right\}. \quad (19)$$

Численный расчет выполним при следующих значениях параметров: $M=5$, т.е. $K=4 + 1,8 M=13$; $r_0 = 10$ км, $h = 10$ км. Длину очага примем равной $L=20$ км; это значительно больше, чем средняя длина $L=8$ км для коровых землетрясений такой энергетической величины K или магнитуды M [15]. В макросейсмической формуле (7) положим $c = 3,0$; $b = 1,5$; $s = 3,6$ [9], так что, согласно (8), $n_3 = 1,2, S = 4,2$.

Результаты расчета ϵ_{\parallel} и ϵ_{\perp} по формулам (18), (19) для длинного очага сопоставлены со значениями ϵ по формуле (4) для сосредоточенного (или сферического) очага. Переход от $\epsilon, \epsilon_{\parallel}, \epsilon_{\perp}$ к соответствующим макросейсмическим интенсивностям $I, I_{\parallel}, I_{\perp}$ произведен по формуле (5) при указанных при ней численных значениях параметров c_1 и c_2 .

На рис. 2 показано расположение точек (I, x) и (I, y) для сосредоточенного I и для протяженного I_{\parallel}, I_{\perp} очагов с $K=13$ ($M=6$) в системе координат макросейсмической палетки [3]. Видно, что в случае протяженного очага значения интенсивностей I_{\parallel}, I_{\perp} в эпицентре несколько меньше, чем I для сосредоточенного очага землетрясения той же величины K (магнитуды M). Но на удалении $x \approx L/2$, т.е. 10 км, получается, что $I_{\parallel} > 1$, по $I_{\perp} < 1$. На больших удаленных $x, y \gg L/2$ эффекты сосредоточенного и протяженного очагов асимптотически становятся одинаковыми по всем направлениям $I_{\parallel} \rightarrow I \leftarrow I_{\perp}$.

Теми же кривыми $I, I_{\parallel}, I_{\perp}$, но в других шкалах на рис. 2 изображается и макросейсмический эффект землетрясения величиной $K=18,8$ ($M=8,2$) с очагом на глубине $h=100$ км, сосредоточенным (I) или протяженным (I_{\parallel}, I_{\perp}) длиной $l=200$ км. В данном случае величина землетрясения K (или M) выбрана так, что $L=200$ км есть средняя длина очага для землетрясения та-

кой величины [15]. Этому случаю на рис. 2 соответствуют внешние шкалы: $\xi = 0-500$ км, $I = 5-8$ баллов.

Интересно проследить, как сказывается протяженность очага на определениях эффективных параметров h и s (или n_3), которые рассчитываются методами, основанными на точечной модели (4), (7) типа Блейка-Шебалина. Рис. 2 в сопоставлении с нашей макросейсмической палеткой [2] легко позволяет исследовать этот вопрос. Для землетрясения $K = 13$ кривая I для сосредоточенного очага соответствует, понятно, кривой палетки с параметром h , равным зарнее принятому $h = 10$ км, и при этом, как и следовало ожидать, получается $s = 3,5$. Кривая $I_{||}$ для протяженного очага при расположении точек "наблюдений" по направлению простираия ни с какой кривой палетки точно не совпадает, но размещается в среднем, как бы с некоторым разбросом точек наблюдений, около той же теоретической кривой I с $h = 10$ км и при $s = 3,5$. "Наблюденная" же кривая I для протяженного очага по направлению вкрест простираия хорошо аппроксимируется кривой палетки с преувеличенной глубиной $h = 12$ км, хотя и с тем же значе-

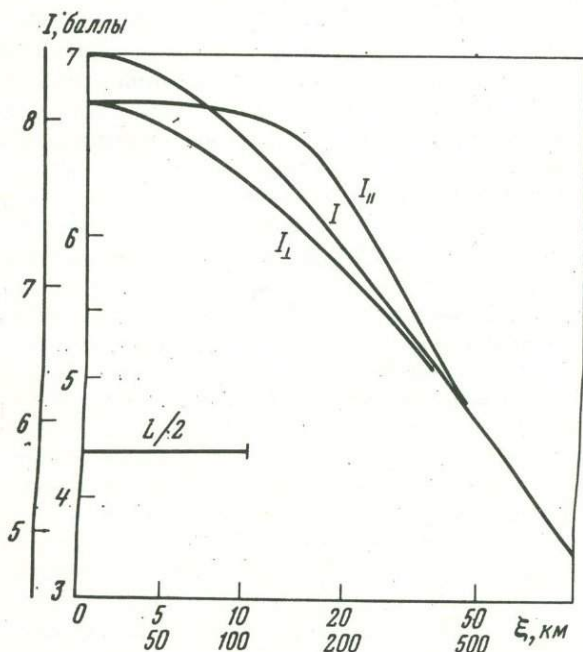


Рис. 2. Интенсивность I сотрясений от очага длиной L и глубиной $h = L/2$ на эпицентральной расстоянии ξ

$I_{||}$ - по простираию; I_{\perp} - вкрест простираия очага. I - для сосредоточенного очага. Ось $\xi = 0-100$ км соответствует $I=3-7$ баллов; $\xi = 0-1000$ км; $I = 5-8$ баллов

нием затухания $s = 3,5$. Аналогично для землетрясения $K = 18,8$ ($M = 8,2$), $h = 100$ км протяженный очаг длиной $h = 200$ км при наблюдениях вкрест простирания приводит к пропорционально преувеличенной глубине $h = 120$ км и к тому же значению затухания s .

Итак, при $L/h = 2$ преувеличение глубины h при наблюдениях вкрест простирания получается около 20% с приближенным сохранением действительного значения параметра затухания s (или n_3). С ростом относительной длины очага L/h относительное преувеличение глубины h , естественно, возрастает. Оно особенно велико для неглубоких и весьма протяженных очагов.

Рассмотренные эффекты протяженности очага, которые мы исследовали с помощью энергетической модели, конечно, не охватывают всех возможных случаев в этой области. Быть может, главное, что здесь удалось показать, — это эффективность применения при таких исследованиях энергетической модели, в частности для случая объемного очага, включая и его внутреннюю область.

Сейсмический момент разрывно-непрерывного очага

Здесь мы рассматриваем два аспекта соотношений между разрывными и непрерывными деформациями при землетрясениях. Первый касается одного очага и относится главным образом к упругим непрерывным деформациям до землетрясения и разрывным неупругим деформациям после него. В общих чертах он был разъяснен еще известной "теорией упругой отдачи" Рейда. Здесь дополнительно приводятся некоторые соображения, связанные с понятиями сейсмического момента и его тензора, которые во времена Рейда еще не были известны.

Второй аспект касается совокупности очагов землетрясений и относится к выяснению соотношений между разрывными движениями в очагах и квазинепрерывными деформационными движениями в больших пространственно-временных областях, где эти землетрясения происходят. Задача о связи тех и других движений, по-видимому, впервые была конструктивно сформулирована и обсуждена в работах [16, 17] о "сейсмическом течении горных масс". Одним из исходных положений для наших расчетов, теперь уже более чем десятилетней давности, было принято обычное в классической сейсмологии того времени представление об условно постоянных для данного материала предельных напряжениях и деформациях в духе Бень-оффа [18]. Вскоре после публикаций [16, 17] появилась известная работа Аки [19] о сейсмическом моменте M_0 , которому суждено было впоследствии в какой-то мере заменить в последующих работах об очаге и о сейсмическом течении прежние исходные предельные величины.

Наши первоначальные расчеты [16, 17] были выполнены для общего трехмерного случая. Брун [20], следуя соображениям, подобным нашим, но пользуясь уже установленным к тому времени

понятием сейсмического момента, рассчитал для более частного, двухмерного, случая средние скорости относительных смещений крыльев крупных разломов. Вслед за этим Б.В. Костров [21, 22] использовал сейсмический момент для теоретического обсуждения и трехмерного случая – собственно сейсмического течения горных масс. Попуно Рэндалл [23], а затем Б.В. Костров [21, 22] расширили понятие сейсмического момента, введя представление о его тензоре.

Развивая далее те же общие идеи, нам недавно удалось предложить элементарную оценочную теорию определения скоростей вертикальных сеймотектонических движений земной поверхности [24] по данным о сейсмическом моменте, направлениях осей растяжения и сжатия в очагах землетрясений в духе А.В. Введенской [25] и о параметрах γ , A и K_{\max} долговременного среднего сейсмического режима, которые устанавливаются в свою очередь по сейсмологическим [26, 27] или же по комплексным сейсмогеологогеофизическим и геодезическим данным [28, 29]. В нашей работе с Э.А. Джибладзе [30] был рассмотрен пример применения этой теории к обработке данных наблюдений в условиях Кавказа и показана удовлетворительная корреляция в этом регионе сейсмических скоростей со скоростями современных тектонических движений, устанавливаемыми методами геодезии и геоморфологии. Этот подход позволил дополнить ранее практиковавшееся картирование только направлений осей растяжения и сжатия сеймотектонических движений [25] картированием величин скоростей этих движений, правда, в [30] – картированием лишь их вертикальных компонент.

Здесь мы обсудим принципиальные возможности дальнейшего продвижения в том же направлении: исходя из представлений об объемном разрывно-непрерывном очаге землетрясения, тензорах его снимаемых напряжений и деформаций, тензоре сейсмического момента и о сейсмическом течения горных масс, мы наметим пути определения по данным сейсмических наблюдений количественных показателей не только вертикальных, но и горизонтальных сеймотектонических движений.

Разрывно-непрерывный очаг. Классическая дислокационная модель очага сдвигового типа рисует его в виде одной лишь поверхности, обычно – плоскости разрыва, по которому происходит смещение [22, 25]. При этом допускается, что в остальном среда остается непрерывной и идеально упругой. Этот случай показан схематически для первоначально сферического объемного очага на рис. 3, вверху. При подходе нулевого приближения, которым обычно пользуются при обработке массовых данных сейсмических наблюдений, в этом случае приходится иметь дело с известной двойственностью возможной ориентации плоскости разрыва при одном и том же расположении осей растяжения TT' и сжатия CC' .

В [24, 30] было обращено внимание на то, что один разрыв в объемном очаге можно рассматривать как предельный частный случай множества параллельных ему разрывов (рис. 3, внизу). При

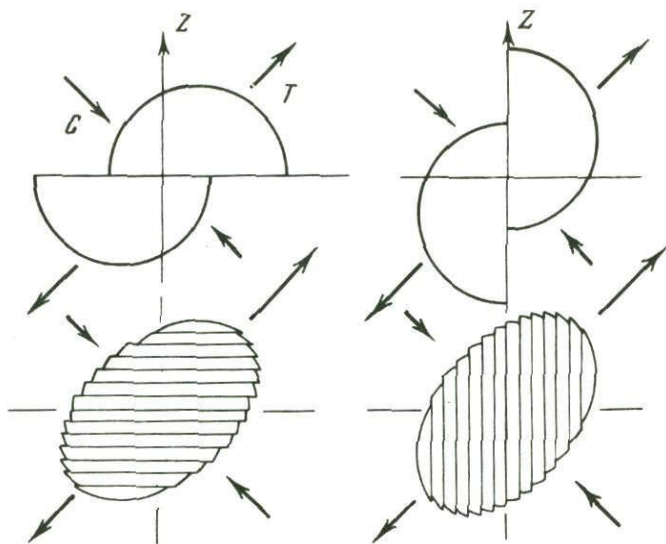


Рис. 3. Разрывно-непрерывный объемный очаг

T - ось растяжения; C - ось сжатия. Общая деформация объема очага во всех показанных четырех случаях одинакова

этом можно требовать, чтобы суммарный сейсмический момент M_0 сложного очага оставался таким же, как для простого.

От сложного разрывного очага при бесконечном увеличении числа разрывов можно перейти в другом пределе к соответствующему непрерывному объемному очагу с тем же моментом M_0 . Из рис. 3 видно, что деформированный сферический очаг переходит в этом пределе в один и тот же эллипсоид, независимо от ориентации плоскостей разрыва. При любых направлениях этих плоскостей (рис. 3, справа и слева) разные разрывные очаги представляют как бы различные ступенчатые аппроксимации общей формы этого эллипсоида. Это - эллипсоид той части упругой деформации, которая снимается в очаге в процессе землетрясения. Этими общими соображениями мы и будем руководствоваться при получении дальнейших количественных выводов.

Сейсмический момент и падение напряжений. Классическим определением сейсмического момента является известное выражение $M_0 = \mu SD$, где μ - модуль сдвига, S - площадь разрыва, D - дислокационное смещение по ней. В [30] было введено понятие объемной плотности $M_0^* = M_0^*(x, y, z)$ сейсмического момента M_0 в объеме V области, включающей очаг, такой, что

$$M_0 = \iiint_V M_0^* dx dy dz. \quad (20)$$

Физический смысл объемной плотности M_0^* сейсмического момента M_0 - снимаемое в каждом элементарном объеме $dV = dx dy dz$

области очага сдвиговое напряжение $\Delta\sigma^*$. Чтобы убедиться в этом, выберем такую систему координат, что плоскости разрыва или - в случае непрерывного очага - плоскости скольжения параллельны координатным плоскостям x, y , ось z - перпендикулярна ей, y - направление смещения. Тогда $\Delta\sigma^* = \sigma_{yz} = \mu\epsilon_{yz}$, ϵ_{yz} - деформация сдвига. Для простоты здесь полагаем, что все смещения в очаге коллинеарны. Имеем

$$\begin{aligned} \iiint_V M_0^* dx dy dz &= \iiint_V \sigma_{yz} dx dy dz = \iint_S dx dy \int_0^h \sigma_{yz} dz = S \int_0^h \mu\epsilon_{yz} dz = \\ &= \mu SD = M_0. \end{aligned}$$

Последнее из этого ряда тождеств есть классическое определение сейсмического момента, что и доказывает наше положение $M_0^* = \Delta\sigma^*$. Здесь h - размер объемного очага по направлению z , перпендикулярному плоскостям разрыва в случае разрывного простого или сложного очага или же плоскостям скольжения для непрерывного объемного очага. Заметим, что определение плотности $M_0^* = \Delta\sigma^*$ сейсмического момента остается в силе для объемного очага, при желании, и размером во всю Землю, и даже для неограниченного пространства: отдаленные от ограниченного разрыва части очага, где величины $M_0^* = \Delta\sigma^*$ малы (принцип (Сен-Венана), мало влияют на результат интегрирования.

Если допустить, что вся существенная для интеграла (20) часть плотности момента M_0^* , или, что то же, напряжения $\Delta\sigma^*$, локализована в объеме некоторой сферы радиуса R , то среднее по объему значение $\Delta\sigma = \Delta\sigma^*$ внутри этой сферы будет равно

$$\Delta\sigma = M_0 / \left(\frac{4}{3} \pi R^3 \right). \quad (21)$$

Если принять в качестве радиуса R этой сферы средний радиус поверхности разрыва простого дислокационного очага, то формула (21) даст новую оценку снимаемого на этой поверхности, как и в ее окрестности, среднего напряжения, т.е. общепотребительной в сейсмологии величины "падения напряжения" (stress drop) в смысле Аки, Бруна, Б.В. Кострова и др. [20-23]. Наша оценка величины $\Delta\sigma$ (21) отличается от вытекающей из формул Эшелби и Кейлис-Бо-рока известной бруновской оценки

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3}$$

всего лишь в $\Delta\sigma_{\text{Бр}} / \Delta\sigma_{\text{Бр}} = 0,55 \approx 1:2$ раз [14]. Это расхождение не больше, чем то, которое может быть связано с неточным знанием формы поверхности разрыва, которая может быть, например, круглой или вытянутой, прямоугольной ([22], стр. 148 [31], стр. 60). Формулой (21) вместе с другими мы уже пользовались при обработке наблюдаемых спектральных данных о землетрясениях Кавказа [14].

От падения напряжений $\Delta\sigma^*$ в точке или же от среднего $\Delta\sigma$ в объемной области легко перейти к соответствующим значениям снижаемых землетрясением упругих деформаций сдвига: $\Delta u^* = \Delta\sigma^*/\mu$, $\Delta u = \Delta\sigma/\mu$.

Непосредственный переход отсюда к высвобождаемой очагом упругой энергии остается, однако, невозможным, поскольку M_0 и M_0^* связаны не с абсолютными значениями напряжений и деформаций, которыми определяется энергия, а лишь с их разностями. В самом деле, высвобождаемая землетрясением из каждого элемента очага dV упругая энергия равна (индексы* опускаем)

$$dE = dV \int_{(2)}^{(1)} u \sigma du = \frac{dV}{2} \mu u^2 \Big|_{(2)}^{(1)} = \frac{\mu dV}{2} (u_1^2 - u_2^2) = \frac{\mu dV}{2} (u_1 + u_2)(u_1 - u_2) = \\ = \mu \frac{u_1 + u_2}{2} \Delta u dV.$$

Если высвобождение напряжений и деформаций полное, $\sigma_2 = u_2 = 0$, то

$$dE = \mu \frac{(\Delta u)^2}{2} dV, \quad (22)$$

если же оно неполное, то

$$dE = \mu \frac{u_1 + u_2}{2} \Delta u dV.$$

При одном и том же $\Delta u = u_1 - u_2$, и следовательно при одном и том же $\Delta\sigma^* = M_0^*$, в этом объемной элементе вторая величина dE будет больше, чем первая, и тем больше, чем больше напряжение и деформация, оставшиеся невысвобожденными. Аналогичные положения остаются в силе, естественно, и для очага в целом с его средними высвобожденными упругими напряжениями $\Delta\sigma$ и деформациями $\Delta\epsilon$, энергией очага и сейсмическим моментом M_0 .

Отсюда можно сделать некоторые прогностические заключения в отношении возможности возникновения больших землетрясений, для появления которых необходим достаточный запас невысвобожденной упругой энергии. Ввиду того что при одном и том же M_0 при неполном высвобождении деформации энергия очага, а следовательно обычно и сейсмическая энергия $E = 10^K$, больше, чем при полном, то при одной и той же энергетической величине K землетрясения или его магнитуде M при неполном высвобождении следует ожидать меньших значений M_0 по сравнению со средним стандартом [15], чем при полном. В тех же условиях при неполном высвобождении, как было показано в [32] исходя из вариационных соображений для энергии совокупности землетрясений, следует ожидать пониженного значения известного параметра $\gamma = -d \lg N / dK$ распределения числа N землетрясений по величине K . Таким образом, пониженные

по сравнению со стандартными значениями M_0 и γ для землетрясений данной величины K или магнитуды M — признаки повышенной опасности в отношении возможности появления здесь вскоре больших землетрясений.

Общая деформация области очага до и после землетрясения. Если говорить лишь об имеющей прямое отношение к моменту M_0 снимаемой землетрясением части упругой деформации среды в области очага до землетрясения, то она в среднем, отвлекаясь от деталей, тождественна остаточной разрывной деформации, возникающей в результате землетрясения.

Землетрясение переводит эту непрерывную упругую восстановимую деформацию в аппроксимирующую ее разрывную неупругую остаточную форму. Та и другая формы (см. рис. 3) характеризуются одним и тем же значением сейсмического момента M_0 : формула (20), где $M_0^* = \Delta\sigma^*$.

Для ряда схематических расчетов общей деформации областей гораздо удобнее пользоваться непрерывной формой, чем прерывной. Этим мы воспользуемся в дальнейшем для расчетов сейсмического течения.

При землетрясении переход непрерывной формы деформации в разрывную сопровождается выделением энергии очага, включая его сейсмическую энергию $E = 10^K$, которая пока только и изучается непосредственно по наблюдениям систематически и в массовом порядке. Деформация в очаге и соответственно сейсмическое течение, обязанное совокупности деформаций во многих очагах, детерминистски связаны не с E , а с M_0 . При желании же выразить сейсмическое течение через E приходится пользоваться известными стохастическими приближенными средними корреляционными связями M_0 с E .

Тензоры деформации, напряжения и сейсмического момента. Как уже упоминалось, понятие тензора сейсмического момента было введено Рандаплом [23] и Б.В. Костровым [21]. Они сделали это, минуя прямую связь момента с деформациями и напряжениями в объемной области очага. Мы же сделаем это, исходя именно из этой связи.

Она выражена интегралом (20), где $M_0^* = \Delta\sigma^* = \Delta u_i^*/\mu$. Для этого следует лишь рассматривать снимаемые деформации и напряжения как тензорные, а не скалярные величины, что в общем случае, конечно, и следует делать.

Определим снимаемую упругую деформацию (падение деформации) в любой точке объемного очага, как принято в механике сплошных сред [33, 34 и др.], тензором деформации u_{ik} . В подразумеваемом здесь случае упругости эту деформацию можно считать малой, и тогда [33],

$$u_{ik} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right). \quad (23)$$

Здесь немые индексы i, k пробегает все значения 1, 2, 3, соответствующие осям координат x, y, z ; u_i — компоненты вектора смещения. В данном случае мы избегаем пользоваться по-прежнему знаком Δ для обозначения разностных величин, сохраняя этот символ для оператора Лапласа.

Этой снимаемой деформации u_{ik} соответствует тензор снимаемого упругого напряжения σ_{ik} . Связь осуществляется через закон Гука, который в простейшем случае изотропии содержит две упругие константы. Но в случае существенных лишь сдвиговых (а не объемных) деформаций и напряжений, как на рис. 3, для грубых оценок, которые нас сейчас интересуют, часто бывает достаточно пользоваться только одним модулем сдвига μ . Несколько схематизируя обстановку, можно записать для тензора сейсмического момента M_{0ik} выражение

$$M_{0ik} = \int \sigma_{ik} dV = \int \mu u_{ik} dV = V \bar{\sigma}_{ik} = V \mu \bar{u}_{ik}. \quad (24)$$

Здесь V — объем, а $\bar{\sigma}_{ik}$, \bar{u}_{ik} и μ — средние в этом объеме снимаемые напряжение и деформация, а также модуль сдвига. Очевидно, что при чисто сдвиговых общих напряжениях и деформациях тензоры M_{0ik} , $\bar{\sigma}_{ik}$ и \bar{u}_{ik} — девяторы. Главные значения этих тензоров соответствуют принятым в сейсмологии скалярным величинам M_0 , $\Delta\sigma$ и Δu .

Компоненты этих тензоров могут быть приведены по известным правилам [34 и др.] к главным осям, которыми являются локальные для каждого очага системы направлений осей растяжения, сжатия и нулевой стрессовой деформации. И обратно, если направления этих осей определены заранее обычными принятыми в сейсмологии способами изучения "механизма очага" [25 и др.], а главные значения $\Delta\sigma$, Δu и M_0 установлены, скажем, по Бруну [20] или другим аналогичным способом, то от локальных систем координат можно перейти к единой общей системе, например связанной с географической сеткой, и представить компоненты всех этих тензоров, главное M_0 для всех очагов землетрясений в изучаемом регионе в одной общей системе координат. Это рационально сделать, переходя к расчетам сейсмического течения горных масс в тензорной форме.

Главным результатом настоящего раздела нам представляется введение понятия объемной плотности сейсмического момента и показ того, что в простейшем типичном случае эта плотность равна просто снимаемому землетрясением напряжению в рассматриваемом объеме. Хотя из известных формул для сейсмического момента (формула Бруна и др.) это было ясно и ранее, но мне пока не приходилось встречаться с прямым признанием этого. Возможно, что такое положение связано с тем, что в последнее время, в противоположность классическому периоду сейсмологии (Беньофф и др.), понятие объема очага оказалось не в почете. По моему мнению — напрасно.

Сейсмотектоническое течение

Сейсмическое течение. Как и прежде [16, 17], будем называть сейсмическим течением горных масс ту часть тектонических деформационных движений – тектонического течения – земной коры и верхней мантии в больших пространственно-временных областях, которая обязана совокупности происходящих здесь землетрясений. Отвлекаясь от микроструктурных деталей, которыми становятся тогда отдельные очаги, мы будем считать сейсмическое течение в целом квазинепрерывным и стараться моделировать его в простейшем случае течением ньютоновской несжимаемой вязкой жидкости. В важнейшем для нас частном случае будем считать сейсмическое течение стационарным, т.е. показатели его зависящими только от пространственных координат x, y, z , хотя, вообще говоря, их можно считать еще и функциями времени t .

Главными показателями сейсмического течения будем считать вектор \vec{v} скорости течения (или в компонентах v_i), а также тензор v_{ik} скорости деформации, компоненты которого представляют известные комбинации производных от компонент вектора скорости v_i по координатам x, y, z .

Установим связь между скоростями сейсмического течения v_i и показателями сейсмичности, включая совокупность сейсмических моментов M_{0ik} очагов, попадающих в любой данный элементарный пространственно-временной объем WT .

В первую очередь уточним представление об этом элементарном объеме. В принципе в физическом пространстве объем W должен быть гораздо больше объемов любого из возможных в нем очагов, а время T – гораздо больше, чем средний период повторения в наибольших возможных, самых редких землетрясений. Вместе с тем объем W должен быть по возможности меньшим для более детального описания пространственного распределения показателей сейсмического течения. Требования одновременно и достаточной величины и малости размеров элементарной области WT взаимно противоречивы, и приходится довольствоваться каким-то компромиссом. К этому вопросу мы еще вернемся в дальнейшем.

Заметим, что подобный подход к определению "суммарной сейсмической дислокации" использовался после [16, 17], в [36, 37].

Если воспользоваться представлением об объемном очаге и его средних показателях, то вопрос о связи v_i и v_{ik} с M_{0ik} решается чрезвычайно просто (иные и более пространственные разъяснения по этому поводу можно найти в [22] или в [23]). Средняя в объеме W деформация $u_{ik}|_W$, обязанная средним деформациям $\bar{u}_{ik}|_V$ в объемах V попадающих в W очагов землетрясений, которые произошли здесь за время T , равна

$$u_{ik}|_W = \frac{1}{W} \sum V \bar{u}_{ik}|_V = \frac{1}{W} \sum \frac{1}{\mu} M_{0ik}. \quad (25)$$

В (25) мы использовали равенства (24) для средних показателей

объемного очага. Отсюда средняя в элементарном пространственно-временном объеме WT скорость деформации равна

$$v_{ik} = \frac{\partial u_{ik}|_W}{\partial t} = \frac{1}{WT} \sum \frac{1}{\mu} M_{0ik}. \quad (26)$$

Тензорное равенство (26), т.е. система шести (по числу независимых компонент симметричных тензоров $M_{(0)ik}$) скалярных равенств, и дает искомую основную зависимость скоростей деформации v_{ik} сейсмического течения от сейсмических моментов M_{0ik} очагов в WT , которыми значения v_{ik} полностью определяются. Результат (26) был получен ранее Костровым [21, 22] в гораздо более общем виде более сложным путем, в обход понятия объема очага, но в сущности из близких и в простейшем случае сводимых к приведенным здесь рассуждений.

Для перехода от скоростей деформации к скоростям сейсмического течения в разных точках пространства надо равенства (26) проинтегрировать. В общем случае, если система данных (26) не удовлетворяет известным дополнительным условиям совместности, сделать это точно нельзя, не выходя из физического евклидова пространства. Но приближенно и в определенном оптимальном смысле это сделать можно, о чем речь идет ниже.

Гидродинамика сейсмотектонического течения. Для сейсмического течения, как и для тектонического течения в целом, можно поставить несколько нестандартную задачу гидродинамики, записи уравнений движения соответствующей жидкости, в простейшем случае — ньютоновской, и отыскания их решения при известных граничных условиях, причем такого, которое оптимальным образом соответствовало бы этим условиям и совокупности данных наблюдений (26). Граничные условия таковы: на свободной границе (поверхность Земли) нормальные напряжения равны нулю; на других поверхностях, ограничивающих область "сейсмической жидкости" (границы плит, между которыми находится подвижная сейсмическая зона, и подстилающая поверхность) векторы скоростей движения точек этих поверхностей и точек жидкости равны друг другу. Тем самым допускается, что сейсмическая жидкость прилипает к границам области.

Условия на земной поверхности универсальны. На других же границах они зависят от особенностей обстановки, предположения и допущения о которых нередко остаются спорными. В связи с этим наши первые расчеты скоростей сейсмического течения [24, 30] были выполнены лишь для вертикальной компоненты скоростей течения горных масс у земной поверхности, где граничные условия хорошо известны. Вопрос о совместности системы (26) оставался тогда в стороне, поскольку в остальном движения среды не детерминировались.

При оптимальном решении нашей общей задачи о сейсмотектоническом течении число уравнений с данными наблюдений и граничными условиями должно быть (и обычно бывает) гораздо большим, чем

число неизвестных и подлежащих определению искомым функций и постоянных параметров уравнений. При рассмотрении сейсмического течения решение задачи гидродинамики должно согласовываться с наблюдаемыми данными (26) непосредственно. При рассмотрении же тектонического течения показатели сейсмического течения могут использоваться в качестве индикаторов для измерения его интенсивности.

Первый шаг к совместному количественному изучению того и другого течения был сделан в [24, 30] и привел к выводу о существовании между ними, по крайней мере в исследованном районе, довольно тесной прямой корреляционной связи. Скорости этих течений оказались взаимно связанными в первом приближении в среднем линейно. Это позволяет предельно упростить возможную формулировку задач о едином сеймотектоническом течении. При этом, если для сейсмического течения гидродинамический подход можно рассматривать лишь как условный прием обобщения наблюдаемых данных, для сеймотектонического течения, включающего и сейсмическое, — как решение вполне определенной физической задачи.

Полная система уравнений гидродинамики, как известно [33], состоит из пяти скалярных уравнений, которые необходимы для отыскания в каждой точке величин, полностью характеризующих состояние движущейся жидкости: трех компонент скорости v_i и каких-либо двух термодинамических величин, например давления p и плотности ρ . В общем случае это — уравнение непрерывности (скалярное)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} \rho \vec{v} = 0, \quad (27)$$

уравнение Эйлера (векторное, т.е. три скалярных)

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \nabla) \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \operatorname{grad} p + \vec{g} \quad (28)$$

и уравнение состояния или заменяющее его (скалярное). Здесь ∇ и Δ — операторы Гамильтона и Лапласа, \vec{g} — ускорение силы тяжести.

При моделировании сейсмического или тектонического течения стационарным течением ньютоновской несжимаемой вязкой жидкости можно основные уравнения гидродинамики упростить. Вследствие несжимаемости $\rho = \text{const}$ уравнение непрерывности (37) переходит в следующее: $\operatorname{div} \vec{v} = 0$. Если считать, как это обычно делается в практике обработки массовых сейсмологических данных, что землетрясения имеют чисто сдвиговый характер, то тензоры M_{0ik} — суть девиаторы (чистый сдвиг), и тогда наша система уравнений с наблюдаемыми данными (26) удовлетворяет этому условию тождественно. Если, далее, ввести потенциал скорости $\phi = \phi(x, y, z)$, такой, что $\vec{v} = \operatorname{grad} \phi$, то для ϕ , взамен (27), получим просто уравнение Лапласа

$$\Delta \phi = 0. \quad (29)$$

Уравнение же Эйлера (28) в условиях стационарности $\partial v/\partial t = 0$ и с учетом уравнения состояния для несжимаемой вязкой жидкости приводит к уравнению Навье–Стокса в форме

$$(\vec{v}\nabla)\vec{v} = -\frac{1}{\rho}\text{grad } p + \vec{g} + \frac{\eta}{\rho}\Delta\vec{v}. \quad (30)$$

Здесь η – коэффициент (динамической) вязкости, $\nu = \eta/\rho$ – кинематическая вязкость.

Таким образом, для сейсмического течения при моделировании его с помощью ньютоновской жидкости искомыми функциями координат остаются три компоненты скорости течения v_i и давление p – четыре функции точки, которые определяются решением четырех скалярных уравнений (29), (30) при соответствующих граничных условиях. Подлежащими оптимальному определению постоянными параметрами этого течения являются плотность ρ и вязкость η “сейсмической жидкости”.

Для тектонического течения плотностью ρ произвольно распоряжаться нельзя, она должна приниматься той, которая присуща горным породам в изучаемой сейсмической области. Эффективная же тектоническая, макроскопическая вязкость η горных масс в этой области может быть получена из условия оптимального соответствия решения гидродинамической задачи наблюдаемым данным. Эти данные могут быть не только сейсмологические, типа равенства (26), но и другие – геологические, геофизические и иные, подобно тому как это делается в последнее время при количественном решении некоторых других задач сейсмологии [28, 29].

Построение поля скорости деформации сейсмического течения. В локальном аспекте, в малом для каждой элементарной области WT в отдельности, эта задача решается формально полностью равенством (26), где скорость деформации v_{ik} определяется из наблюдений над сейсмическими моментами M_{0ik} в той же области. Знания граничных условий и интегрирования уравнений для этого не требуется, так что связанные с этим принципиальные затруднения решения задачи в целом обходятся. Но некоторые методические трудности остаются, и мы обсудим, как их можно преодолеть. Они связаны с упоминавшимся уже вопросом о рациональном выборе размеров элементарных пространственно-временных областей, в пределах которых производится осреднение наблюдаемых величин ΣM_{0ik} . В свою очередь он тесно связан с вопросом о точности и детальности получаемого результата. В дальнейшем для простоты мы будем говорить о картировании интересующих нас величин. Подобно картам, могут строиться соответствующие вертикальные и иные сейсмические разрезы. Построение трехмерных полей может быть сведено практически к послойному картированию.

В условиях флуктуации показателей сейсмического режима, в том числе рассматриваемой в области WT средней объемной плотности момента M_{0ik} (26), точность определения этой величины тем больше, чем больше число определений M_{0ik} в области осред-

нения, и следовательно чем больше ее размеры. Но увеличение ее размеров равносильно уменьшению детальности локализации результата. С аналогичной проблемой мы встречаемся при картировании других известных показателей сейсмического режима: γ , A и K_{\max} (или M_{\max}). Этот опыт [35 и др.] может быть перенесен и на рассматриваемый случай.

Далее, энергетические величины K (или магнитуды M) землетрясений определяются в настоящее время в гораздо более массовом порядке, чем сейсмические моменты M_0 . Последние коррелируются с K или M [15 и др.], и это может быть использовано для косвенного определения M_0 по данным о K или M . Затруднение заключается в том, что корреляции M_0 с K или M проводятся лишь для скалярных величин M_0 , тогда как нас интересуют здесь тензорные величины M_{0ik} . Переход от M_0 к M_{0ik} может быть произведен с использованием результатов определения направлений главных осей "механизма очагов" [25 и др.]. Эти данные имеются, однако, не в столь массовом количестве, как данные о K или M . Чтобы обойти это затруднение, можно предложить расчленить нашу основную задачу на две части. Первая – установление скалярных плотностей M_0^* и соответственно скоростей деформации v на основе данных о параметрах сейсмического режима γ , A и K_{\max} и корреляционной зависимости $M_0(K)$. И вторая – установление полей средних направлений главных осей тензоров момента M_{0ik} и соответственно скоростей деформации v_{ik} по данным о механизме очагов. Окончательный результат получается путем соединения этих двух частей.

Скалярное значение скорости деформации сейсмического течения. Эта часть рассматриваемой задачи или близкой к ней [16, 17, 20–22, 24, 30] заключается в переходе от суммы вида ΣM_0 к соответствующему интегралу исходя из распределения $N^*(K)$ землетрясений по энергетической величине K или магнитуде M и корреляционной зависимости $M_0(K)$. Этот переход возможен в скалярном виде, если допустить, что в каждой области осреднения главные оси тензоров M_{0ik} и соответственно v_{ik} направлены одинаково. Тогда, следуя (26), но в скалярном варианте, и полагая, что $\mu = \text{const}$, для средней скорости наибольшей деформации сдвига v в этой области можно записать

$$v = \frac{1}{\mu WT} \Sigma M_0 \cong \frac{1}{\mu ShT} \int_0^{K_{\max}} \int_0^S \int_0^T M_0(K) N^*(K) dK dS dT, \quad (31)$$

где $N^*(K)$ – плотность распределения по K числа землетрясений, отнесенного к единице площади S и времени T . Здесь мы переходим от объемов W к площадям S на карте, $W = Sh$, имея в виду сейсмичность, локализованную в горизонтальном слое толщиной h . В случае коровой сейсмичности – наиболее распространенной и практически важной – достаточен в первом приближении этот рас-

чет; в общем же объемном случае нужен, как упоминалось, послыйный расчет.

Зависимости $M_0(K)$ и $N^*(K)$ примем в соответствии с известными [15, 31] средними корреляционными зависимостями

$$\lg M_0 = c_1 + c_2(K - K_0), \quad (32)$$

$$\lg N^* = \lg A^* - \gamma(K - K_0). \quad (33)$$

Плотностная (по K) сейсмическая активность $A^* = dN^*/dK$ связана с употребляемой на практике поклассовой активностью $K = K_0$ $A = A_{10}$, рассчитываемой в пределах $K = 10 \pm 0,5$, или $A = A_{15}$ в пределах $K = 15 \pm 0,5$ ($E = 10K$), формулой [30]

$$A = A^* \frac{10^{0,5\gamma} - 10^{-0,5\gamma}}{\gamma \ln 10}. \quad (34)$$

Подставив (32), (33) и (34) в (31) и выполнив интегрирование, получим окончательную формулу для выражения скорости деформации v через γ , A и K_{\max} (ср. с формулами (6) и (7) в [30])

$$v = \frac{A M_0(K_0) \gamma}{\mu h (c_2 - \gamma) (10^{0,5\gamma} - 10^{-0,5\gamma})} \cdot 10^{(c_2 - \gamma)(K_{\max} - K_0)}. \quad (35)$$

Здесь $M_0(K_0) = c_1$, см. равенство (32) – определенное фиксированное значение M_0 , которое соответствует значению K_0 , принятому в формулах (32) и (33). Формула (35) имеет физический смысл и требует выражения всех входящих в нее величин в единой взаимно согласованной системе единиц.

Оценка скоростей деформации сейсмического и тектонического течений. Для численной оценки величины v в функции A и h можно выразить K_{\max} через A , воспользовавшись средней корреляционной зависимостью [27, 30]

$$A = c_3 + c_4 (K_{\max} - K_0). \quad (36)$$

Если учесть при этом, что сейсмическую энергию $E = 10^K$ принято у нас выражать в джоулях, что активность $A = A_{15}$ относят к площади $10^{15,5}$ см² и к времени в 1 год, сейсмический момент M_0 выражают в эргах, то, приняв $\mu = 3,10^{11}$ дин/см² (для гранита), $K_0 = 15$, $\gamma = 0,5$, $c_1 = 25,177$, $c_2 = 0,889$, $c_3 = 11,340$, $c_4 = 0,39$ и пренебрегая малым различием (около 6%) между A^* и A , получим в согласии с [30] следующую приближенную формулу

$$v \approx \frac{A^2}{4h} \text{ год}^{-1}. \quad (37)$$

Здесь толщину h сейсмогенного слоя следует выражать в сантиметрах $A = A_{10}$ или A_{15} – безразлично, так как при $\gamma = 0,5$ они численно равны. Если теперь положить, что $A = 1$, – для коровых

землетрясений в континентальных условиях это очень высокая активность – и принять, что $h \approx 20 \text{ км} = 2 \cdot 10^6 \text{ см}$, то из (37) получим $v \approx 10^{-7} \text{ год}^{-1}$.

От скорости деформации для сейсмического течения $v = v_c$ в принципе можно перейти к скорости деформации для общего тектонического (или сеймотектонического) течения v_m , если бы удалось установить их достаточно тесную корреляционную связь. Пока подобная связь была изучена и установлена лишь для вертикальных компонент скоростей того и другого течения V_c и V_m и только на примере одного региона – Кавказа [30]. Эта связь оказалась в среднем такой:

$$V_m = 500V_c.$$

Если условно допустить, что отношение скоростей деформации v_m/v_c равно отношению скоростей течения V_m/V_c , что в данной ситуации, по-видимому, принципиальных возражений не вызывает, то в условиях приведенного расчета (37) получим

$$v_m \approx 500 \frac{A^2}{4h} \approx 100 \frac{A^2}{h} \text{ год}^{-1},$$

где скорость деформации v_m теперь уже тектонического течения выражена через показатели сейсмичности A и h , которые в данном случае играют роль "индикаторов интенсивности" тектонического процесса. При тех же условиях численного расчета, что и прежде (37), в случае $A = 1$ и $h = 20 \text{ км}$ для скорости деформации тектонического течения получим оценку $v_m \approx 10^{-5} \text{ год}^{-1}$.

Следует предостеречь: этот расчет надо рассматривать лишь как демонстрацию принципиальной возможности делать нечто подобное. Для того чтобы эта возможность была реализована, а результаты, конечно только приближенные, могли бы заслуживать какого-то доверия, необходимо еще основательное накопление и тщательный анализ, в первую очередь статистический, данных наблюдений обоих течений в ряде регионов в разных сейсмогеологических условиях.

Учет турбулентности. Напомним, что все последние вклады были проведены в предположении, что главные оси суммируемых тензоров M_{0ik} в исходной формуле (26) для скорости деформации направлены одинаково, что течение в области осреднения W ламинарно. В общем же случае это не так, течение лишь квазиламинарно, и есть смысл количественно оценить и по возможности учесть степень его "турбулентности". Сделаем это, введя коэффициент турбулентности течения в форме

$$\Theta = 1 - \frac{\{v_{ik}\}}{v}, \quad (38)$$

где $\{v_{ik}\}$ – главное значение этой величины, рассчитанное из тензорной зависимости (26), а v – значение, рассчитанное из анало-

гичной скалярной зависимости при условном допущении, что главные оси параллельны друг другу. Ясно, что величина $\{v_{ik}\}/v \leq 1$. В случае одинаковой направленности осей имеем $\{v_{ik}\} = v$, и тогда коэффициент турбулентности (38) равен нулю, течение ламинарно. В противном случае $\Theta > 0$, причем Θ тем больше, чем больше турбулентность.

Величина коэффициента турбулентности Θ может быть установлена по материалам наблюдений в тех областях осреднения W_i , где количество определений M_{0ik} достаточно велико. Выведенное из таких выборочных наблюдений среднее значение Θ может быть использовано для исправления вообще систематически завышенных значений скоростей деформации v для всего изучаемого региона, которые получаются по формуле (35) в общем случае, если течение лишь квазиламинарно.

Главным результатом последнего раздела, если его можно так назвать, является формулировка задачи о сейсмическом течении и аналогично – о тектоническом течении как обычной задачи гидродинамики с краевыми условиями. Следует только иметь в виду, что приведенная здесь простейшая постановка задачи для стационарного течения изотропной вязкой жидкости способна дать лишь грубейшую схему явления. В дальнейшем постановка задачи о гидродинамике сеймотектонических течений, несомненно, сможет быть улучшена.

Мы обсудили ряд возможностей применения понятия о протяженном, в частности объемном, очаге землетрясения в двух главных областях. Первая – оценка энергетического эффекта такого очага в точке наблюдения, определение в этой точке интенсивности сейсмических сотрясений. Вторая – выражение сейсмического момента отдельного объемного очага, а для совокупности таких очагов – описание сейсмического течения горных масс.

В энергетической части главными полученными результатами, по-видимому, являются следующие.

1. Для объемного очага получены выражения интенсивности сотрясений не только во внешней, но и во внутренней по отношению к очагу области. Показано, что для энергетической модели объемного очага интенсивность сотрясений во внутренней области остается ограниченной величиной, тогда как для моделей поверхностного, линейного и точечного очага интенсивность в самом очаге устремляется в бесконечность. Энергетическая объемная модель очага лучше согласуется с наблюдениями, чем две остальные.

2. Для внешнего поля интенсивности от линейно-протяженного, длинного очага проведен расчет функций и эффективных параметров этого поля: эффективной глубины очага и коэффициента затухания (эффективного показателя расхождения) интенсивности сотрясений. Показано, в частности, что использование обычных макросейсмических формул для случая длинного очага должно приводить к преувеличению его глубины.

В части, касающейся сейсмического момента и течения горных масс, главные результаты таковы.

1. Показано, что понятие объемного очага позволяет естественно и просто получить выражение тензора сейсмического момента, введенного Рандаллом и Б.В. Костровым. Объемная плотность сейсмического момента в простейшем случае есть среднее снятое упругое напряжение в объемном элементе очага; другими словами, сейсмический момент есть интеграл от падения напряжения, взятый по объему очага. В этом и заключается его простой физический смысл.

2. Рассмотрена возможность постановки задачи о сейсмическом, а также общем тектоническом (сеймотектоническом) течении горных масс как задачи об интегрировании некоторых уравнений гидродинамики при определенных граничных условиях. Обсуждены отдельные вопросы методики построения поля скоростей деформации сейсмического (или тектонического) течения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. О расхождении и поглощении сейсмических волн. - "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1956, № 35.
2. Ризниченко Ю.В. Энергетика макросейсмиков. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 8.
3. Ризниченко Ю.В. Макросейсмическая палетка. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1975, № 10.
4. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Система средних энергетических спектров землетрясений. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 11.
5. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Энергетические спектры землетрясений. - В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.
6. Blake A. On estimation of focal depth from macroseismic data. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1941, v. 81, N 3.
7. Шебалин Н.В. О связи между энергией, бальностью и глубиной очага землетрясения. - "Изв. АН СССР, геофизика", 1955, № 4.
8. Шебалин Н.В. Соотношение между бальностью и интенсивностью землетрясений в зависимости от глубины очага. - "Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР", 1957, № 6.
9. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. - В кн.: Сейсмическое районирование СССР, М., "Наука", 1968.
10. Методы детального изучения сейсмичности. - "Труды ИФЗ АН СССР", 1960, № 9.
11. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. Изд. 4-е. М., "Наука", 1972.
12. Ambrayeses N.N. Macroseismic observations from some recent earthquakes. 4th Intern. Conf. Seismic Resistant Structures, Sant Jago, Chile, 1969.
13. Современное состояние теории сейсмостойкости и сейсмостойкие сооружения. М., Стройиздат, 1973.
14. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А., Болквадзе И.Н. Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа. - В кн.: Исследования по физике землетрясений, М., "Наука", 1976.

15. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. – В кн.: Исследования по физике землетрясений. М., "Наука", 1976.
16. Ризниченко Ю.В. Связь течения горных масс с сейсмичностью. – "Докл. АН СССР", 1965, т. 161, № 1.
17. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. – В кн.: Динамика земной коры. М., "Наука", 1965.
18. Benioff H. Earthquakes and rock creep. – "Bull. Seismol. Soc. America", 1954, N 1.
19. Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Pt. 2. Estimation of earthquake moment, etc. from G-wave spectrum. – "Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ.", 1966, v. 41.
20. Brune J.N. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. – "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, N 2.
21. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., "Наука", 1975.
22. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 4.
23. Randall M.J. Elastic multipole theory and seismic moment. – "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, v. 61.
24. Ризниченко Ю.В. Элементарная теория вертикальных сеймотектонических движений. – "Докл. АН СССР", 1975, т. 15, № 3.
25. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений с помощью теории дислокаций. М., "Наука", 1969.
26. Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима. – "Изв. АН СССР, геофизика", 1958, № 9.
27. Ризниченко Ю.В. О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью. – "Докл. АН СССР", 1964, т. 157, № 6.
28. Ризниченко Ю.В. Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности. – Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана (март 1973 г.). Баку, 1974.
29. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1974, № 5.
30. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1976, № 1.
31. Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения. – В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т. 1, изд. ИФЗ АН СССР, М. – Обнинск, 1974.
32. Ризниченко Ю.В. К энергетической трактовке закона повторяемости землетрясений. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1965, № 10.
33. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. Изд. 2-е. М., Гос. изд-во техн.-теор. лит., 1954.
34. Смирнов В.И. Курс высшей математики, т. 2, 4. М.-Л., Гос. изд-во техн.-теор. лит., 1951.
35. Ризниченко Ю.В., Горбунова И.В. О методах построения карт сейсмической активности. – В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
36. Солоненко В.П., Хромовских В.С., Павлов О.В. и др. Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968.
37. Аверьянова В.Н. Глубинная сеймотектоника островных дуг (северо-запад Тихого океана). М., "Наука", 1975.

РИТМ ДВИЖЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

Широкое распространение тектонических покровов и значительная роль, которую они играют в формировании крупных структурных элементов земной коры, ставит вопрос о механизме их образования в число важных проблем геотектоники. Тектонические покровы давно привлекали к себе пристальное внимание исследователей особенностями своего строения, значительными масштабами и кажущимся резким несоответствием между большими горизонтальными перемещениями, малой мощностью смещенных, часто многослойных пластин и относительно незначительной деформированностью последних. Морфология покровов не позволяет рассматривать их образование как результат медленных тектонических движений, сопровождающихся большими пластическими деформациями горных пород.

Как пишет А. Надаи [1], "это приводит нас к механическому парадоксу больших надвигов". Сводка представлений по вопросам образования шарьяжей, структурным элементом которых являются покровы, содержится в монографии В.С. Буртмана [2]. Попытки объяснить механику движения тектонических покровов предпринимались неоднократно. Предполагалось движение покровов под действием гравитационных сил [1]. М.С. Смолуховский [3] считал, что движение тектонических пластин идет по пластичным эвалоритам. М.П. Рудский [4] предполагал, что перемещение шарьяжей происходит в условиях высоких температур, когда породы находятся в пластичном состоянии. По Р.Д. Олдхему [5], тектоническая пластина перемещается по частям, как это делает лесная гусеница. Движение тектонических пластин объяснялось исходя из механики движения гусеницы трактора И.И. Белостоцким [6] и принципа движения на гребне волны. М.К. Хаббертом и В.В. Рубеим [7] высказаны представления о том, что в формировании шарьяжей большую роль может играть давление поровых вод. Непроницаемый или малопроницаемый покров может испытывать "взвешивающее" давление поровых вод, что должно уменьшить силу трения в его подошве. По мнению В.С. Буртмана [2], решающее влияние на возможность движения и амплитуду перемещения тектонических пластин оказывают реологические свойства постели. В настоящей работе не ставится цель рассмотреть существующие представления о механизме движения тектонических покровов, поэтому обратим внимание только на то, что целый ряд явлений, которые привлекаются для объяснения движения покровов, по-видимому, не приходится отрицать. Однако часть из этих возможных причин требует особого стечения обстоятельств, и следовательно само явление образования покровов становится уникальным. Кроме того, предлагаемые механизмы вряд ли могут объяснить движение покровов вверх по сложной поверхности, а вопросы образования многослойных пакетов тонких пластин встречают непреодолимые трудности. Вероятно, причину возникновения и развития шарьяжей следует искать, рассматривая в целом механику геосинклинального процесса,

естественным элементом которого является шарьяж. Исследуя механику движения покровов, по-видимому, нужно исходить из того, что при всей своей сложности покровы перемещаются по пологим тектоническим разрывам и их движение — это просто разновидность, определенный тип движения по тектоническим разрывам. Этому вопросу и посвящена настоящая работа.

Обратимся к геологии тектонических покровов и постараемся определить те исходные положения, на основе которых может быть построена математическая модель и исследована механика их движения. В работах [8–12] показано, что шарьяжи образуются в результате горизонтального сжатия, которое приводит к значительному сокращению первоначальной ширины геосинклинали. Горизонтальное сжатие возникает во внутренних центральных частях геосинклинальных систем и постепенно охватывает их периферические области. Распространяясь во внешние зоны, горизонтальное сжатие увеличивается в центральной части, достигая там наибольших значений. Этим объясняется то, что в осевых частях складчатых поясов находятся корневые зоны шарьяжей, в которых структуры несут на себе следы максимального раздавливания. Образование покровов рассматривается как результат интенсивного сжатия основания и поддвигания его под покровы, которые формируются вследствие расслоения, например, для Альп [8] всей осадочной толщи на серию независимых элементов, причем каждый нижний элемент испытывает большее, по сравнению с соседним, верхним, сжатие. Максимально деформируется подошва покровов. Периодичность тектонических движений позволяет предполагать, что в основании покровов происходит закономерное цикличное изменение напряжений. Существенное значение для понимания механики движения покровов имеет вопрос об упорах. Геологическое строение шарьяжей свидетельствует о том, что на начальной стадии их развития роль тыльных упоров для покровов играют корневые зоны, под которые поддвигается основание. Но при перемещении покровов на значительные расстояния корневые зоны уже не могут служить упорами для них. В механике движения покровов особое место, по-видимому, занимают "скользящие" упоры, т.е. участки покрова, которые в данный период по каким-то причинам более устойчивы к перемещениям, чем другие. Причиной такого их поведения может быть, в частности, относительно большее сцепление покрова с основанием, или геометрия поверхности сместителя (наклоны, изгибы), затрудняющие движение по нему, или, наконец, местная меньшая деформация основания, связанная с его гетерогенным строением либо с общим изменением поля напряжений. Таких "скользящих" упоров в большом покрове, вероятно, может быть много, и в плане они могут иметь любую конфигурацию.

Геологические данные, таким образом, позволяют принять как исходные для построения математической модели покрова следующие положения: тектонические силы направлены горизонтально и приложены к основанию; напряжения и деформации в основании имеют определенный градиент; напряжения в основании во времени изме-

няются периодически, циклично; напряжения в покровах вторичны и вызваны деформацией основания; между основанием и покровом имеется сцепление и действуют силы трения; пластины покровов могут иметь скользящие упоры.

В работе [13] ставится вопрос о выделении двух типов тектонических движений: плавных и импульсных.

Импульсные тектонические движения рассматриваются как форма движения геологических тел в упругой области поведения горных пород и как основная форма движения по тектоническим разрывам. Тектонические разрывы покровов отличаются от других типов разрывов, по-видимому, только тем, что первоисточником напряжений по шву разрыва является основание (автохтон), к которому и приложены тектонические силы. Напряжения в покрове в этом случае вторичны и связаны с деформацией основания. Перемещение тектонического покрова, с нашей точки зрения, осуществляется импульсными тектоническими движениями в условиях ведущей роли упругих деформаций горных пород. При этом общее перемещение покрова представляет собой сумму большого числа малых местных смещений, частных срывов по плоскости тектонического разрыва. Таким образом, задачу о перемещении одной пластины относительно основания или пачек пластин с последовательным местным нарушением сцепления по их контакту и срывом отдельных площадок при достижении критических напряжений сформулируем как математическую задачу, решаемую методом теории упругости.

Исходя из сформулированных положений были построены три математические модели и на ЭВМ исследована механика движения покровов.

Первая модель. На основании лежит элемент покрова – пластина со свободными торцами. Между основанием и пластиной действуют силы трения и сцепления, последние представляют собой связи, восстанавливающиеся после срывов. Основание упруго деформируется – горизонтально сжимается или растягивается с определенным линейным градиентом. Во времени деформации растут, градиент остается постоянным. Деформация основания приводит к упругой деформации пластины. Когда в каком-то месте касательные напряжения между основанием и пластиной достигнут критического значения, т.е. величины, равной или превышающей силы сцепления и трения между ними, происходит срыв участка пластины с основания, его перемещение и некоторый местный спад напряжений в пластине.

Вторая модель. На основании лежит элемент покрова – пластины, один торец которого имеет скользящий упор. Между основанием и пластиной действуют силы сцепления и трения. Основание горизонтально и упруго деформируется, причем циклично: в первой половине цикла происходит сжатие основания, а во второй половине в результате снятия напряжений – его растяжение до первоначальных размеров. Это растяжение происходит в одном направлении и приводит к поддвиганию основания под пластину.

Таким образом, происходило поддвигание основания под покров в первой половине цикла в результате сжатия основания, а во второй – в результате растяжения его при снятии напряжений. Деформация основания изменялась следующим образом: в первой половине цикла она возрастала с определенным градиентом (линейным), причем возрастал во времени и градиент, затем деформация возрастала с постоянным градиентом; во второй половине цикла шел обратный процесс – уменьшения величины деформации, причем вначале с постоянным градиентом, потом – с изменяющимся до полного снятия деформации.

Во второй модели рассматривались два варианта: в первом – деформации основания изменялись в течение цикла так, как описано выше, во втором – на эти изменения накладывалось еще синусоидальное изменение величины деформаций. Последнее было сделано исходя из представлений о природе геологических движений, которые являются суммарным эффектом наложения друг на друга движений разного порядка. Оба варианта модели просчитывались в течение нескольких циклов изменения деформаций основания до выхода на стационарный режим, при котором суммарное смещение лобовой и тыловой частей пластин было одинаковым, т.е. началось общее движение рассматриваемого элемента покрова, и расстояние, на которое он переместится, определялось только количеством циклов изменения деформаций основания.

Третья модель. На основании лежат две пластины – одна над другой. Обе пластины в торце имеют каждая свой скользящий упор. Основание поддвигается под этот пакет пластин. Деформация такая же, как и во второй модели (второй вариант). Эта модель оказалась весьма сложной, и поэтому ее исследование пока проведено только для первого цикла изменения деформаций основания. Рассматривалась дискретная модель. Заметим при этом, что подобные модели использовались сейсмологами [14, 15] при исследовании сейсмичности тектонических разрывов и применительно к проблеме афтершоков. Наша задача имеет, однако, несколько иной аспект.

Решалась плоская упругая задача. Распределенную массу пластины (рис. 1) заменим сосредоточенными массами, связанными между собой пружинами. Коэффициент упругости, приписываемый пружинам, возьмем, исходя из условия достаточной близости общих упругостей заменяемой и заменяющей систем. Из условия близости общих упругостей имеем

$$\Delta l = \frac{Fl}{haE}, \quad c = n \frac{haE}{l};$$

отсюда

$$\Delta l = \frac{F}{c} n, \quad m = \rho hal/n \quad \text{и} \quad P = g \rho hal/n,$$

где ρ – плотность материала, E – модуль упругости (Юнга) материала, l – длина пластины, a – ширина пластины, h – высота пластины, c – коэффициент жесткости пружины, m – сосредоточенная масса,

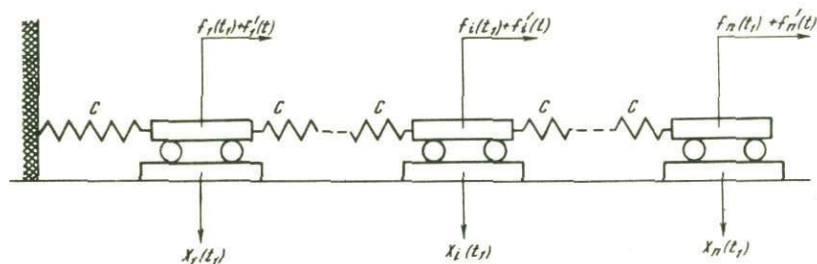


Рис. 1. Механическая модель покрова
Штриховка – закрепление в торце покрова. Обозначения в тексте

P – сосредоточенный вес, Δl – деформация пластины, F – сила, приложенная к торцу пластины, n – число сосредоточенных масс.

Для описания движения пластины относительно основания была принята модель (см. рис. 1). $f_1(x_1(t_1)), \dots, f_i(x_i(t_1)), \dots, f_n(x_n(t_1))$ – заданные возмущающие силы. Это могут быть гравитационные силы в случае, если поверхность основания является негоризонтальной, или любые другие силы, действующие на массу груза. $f_1'(t), \dots, f_i'(t_1), \dots, f_n'(t)$ – силы трения, действующие во время импульсного движения. $x_1(t_1), \dots, x_i(t_1), \dots, x_n(t_1)$ – заданные смещения площадок основания во времени. $y_1(t), \dots, y_i(t), \dots, y_n(t)$ – отклонения сосредоточенных масс от положения равновесия (от положений, при которых отсутствуют деформации пружин) в моменты их колебаний.

Движение этой системы сосредоточенных масс рассматривается при следующих предположениях: 1) задается закон смещения площадок основания x во времени t_1 ; 2) задается сила сцепления сосредоточенных масс с площадками, т.е. условие того, что колебания n -й массы могут начаться только тогда, когда $[c(y_{i+1}(t_1) - y_i(t_1)) - c(y_i(t_1)) - y_{i-1}(t_1))] \geq R$, где R – сила сцепления. Величина спада напряжений принимается равной $10^6 - 10^7$ дин/см² как при землетрясениях [13], отсюда оценивается сила сцепления $R =$ сила трения + $(10^6 - 10^7)$ дин/см².

Процесс движения системы сосредоточенных масс во времени развивается следующим образом. Сначала происходит медленное неравномерное смещение площадок основания, которое вызывает изменение усилий в пружинах системы сосредоточенных масс. После того как сумма сил, действующих на какую-либо из масс по абсолютной величине превзойдет силу сцепления или сравняется с ней, масса срывается и ее колебания происходят под действием сил, вызвавших этот срыв и силы трения, приводящей в конечном счете к затуханию колебаний. Колебания сосредоточенной массы, сорванной первой, могут привести к срыву соседней и т.д. Считается, что колебания массы после срыва вследствие силы трения быстро затухают и в течение этого времени можно пренебречь изменением смещения площадок основания. Таким образом, относительные смещения $z_i(t_1)$ площадок основания и сосредоточенных масс, как функция времени, бу-

дут иметь ступенчатый характер. Скачок функции $Z_i(t_1)$ в момент срыва системы будет определяться из решения уравнений колебаний системы сосредоточенных масс.

Дифференциальные уравнения движения системы сосредоточенных масс в момент срыва имеют вид

$$m \frac{dy_i(t)}{dt^2} = F_i(t), \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

при следующих начальных данных:

$$y_i(t) \Big|_{t=0}^{t_1=t_1^0-} = x_i(t_1^0) + z_i(t_1^0-), \quad (2)$$

$$\frac{dy_i(t)}{dt} \Big|_{t=0}^{t_1=t_1^0-} = 0$$

где $F_i = 0$ для $0 \leq t \leq t^i$; t^i — время срыва массы для момента срыва системы t_1^0 ; $F_i = c [y_{i+1}(t) - 2y_i(t) + y_{i-1}(t)] + f_i(t) + f_i'(t)$

для $t^i \leq t \leq t^*$; t^* — время, в которое считается, что все колебания системы сосредоточенных масс для данного момента t_1^0 затухли. Надо помнить, что в течение этого времени $t^i \leq t \leq t_{i-1}^*$ масса может останавливаться и возобновлять колебания, исходя уже не из условий срыва, а из условий, что сумма всех сил, действующих на нее, по абсолютной величине превосходит силу трения f_i' . Скачок функции $z_i(t_1)$ в момент срыва системы масс определяются следующим образом:

$$z_i(t_1^0+) - z_i(t_1^0-) = y_i(t) \Big|_{t_1=t_1^0+}^{t=t} - y_i(t) \Big|_{t_1=t_1}^{t=t} = 0. \quad (3)$$

Система дифференциальных уравнений (1) с начальными условиями (2) решалась численно методом Рунге-Кутты.

После затухания колебаний системы сосредоточенных масс для момента срыва t_1^0 считалось, что происходило сцепление их с площадками основания и при дальнейшем изменении $x_i(t_1)$ процесс происходил точно так же, только с новыми относительными смещениями $z_i(t_1^-) = z_i(t_1^0+)$, где t_1^- — следующий момент срыва после t_1^0 системы сосредоточенных масс.

В первой модели были взяты относительные величины. Напряжения (деформации) в основании постепенно возрастали во времени с постоянным градиентом. Пластина делилась на семь сосредоточенных масс. Исследовались два случая движения: по горизонтальной поверхности и вверх по падению, по поверхности наклоненной под углом 17° .

Остановимся на принятых условиях и исходных данных второй и третьей моделей.

Закон смещения площадок основания во времени имеет следующий вид.

Вариант А

$$\begin{aligned}
 x_i(t_1) - x_{i-1}(t_1) &= f(t_1, i) \\
 f_3(t_1, i) &= (n - i) a \sin(t_1) \quad \text{для } 0 \leq t_1 \leq a \\
 f_3(t_1, i) &= (n - i) a \sin a + b(t_1 - a) \quad \text{для } a \leq t_1 \leq \beta, \\
 f_3(t_1, i) &= (n - i) a \sin a + b(2\beta - t_1) \quad \text{для } \beta \leq t_1 \leq 2\beta, \\
 f_3(t_1, i) &= (n - i) a \sin(2\beta - t_1) \quad \text{для } -a \leq t_1 \leq 2\beta,
 \end{aligned} \tag{4}$$

где $a, b = \text{const}$, $a = \frac{\pi}{2}$. В этом случае цикл смещения площадок основания во времени происходит следующим образом. На участке $0 \leq t_1 \leq a$ нулевая площадка, соответствующая упору, не смещается, а скорости относительного сближения площадок влево для фиксированного момента времени пропорциональны деформации основания и во времени меняются от максимальных значений до нуля. На участке $a \leq t_1 \leq \beta$ нулевая площадка покоится, а остальные площадки смещаются влево с одинаковой скоростью. На участке $\beta \leq t_1 \leq 2\beta - a$ последняя площадка покоится, а остальные площадки смещаются влево с одинаковой скоростью. На участке $2\beta - a \leq t_1 \leq 2\beta$ последняя площадка покоится, а остальные смещаются влево и их относительные скорости разбегания для данного момента времени пропорциональны $n - i$, и во времени скорости меняются от нуля до максимального значения.

Вариант В

$$x_i(t_1) - x_{i-1}(t_1) = f_3(t_1, i) + c [x_n(t_1) - x_0(t_1)] \sin [d_i + l(x_n(t_1) - x_0(t_1))],$$

где $f_3(t_1, i)$ те же, что и в варианте А, $c, d, l = \text{const}$.

Этот вариант отличается от варианта А лишь тем, что на смещение площадок для варианта А накладывается синусоида с амплитудой, пропорциональной величине сближения нулевой и последней площадок, и с изменяемой во времени фазой. В момент времени $t_1 = 2\beta$ цикл движения площадок заканчивается и начинается новый, который проходит точно так же и т.д. Расчеты проводились до того времени, когда циклическое движение верхнего пласта относительно основания не становилось пропорциональным, т.е. смещение упора и последнего груза за цикл становятся равными. Во второй модели рассматривался слой "базальта" мощностью 700 м, длиной 45 км, который заменялся десятью сосредоточенными массами. Для него имеем: $E = 0,85 \cdot 10^{12}$ дин/см² (модуль Юнга), $\rho = 2,8$ г/см³ = 2,8 дин/сек²см⁴ (плотность); коэффициент трения брался $k = 0,255$ ($k = \text{tg } 14^\circ$), $c = 1,333 \cdot 10^{13}$ дин/м, $m = 0,8882 \cdot 10^{13}$ дин·сек/м, $P = 8,652 \cdot 10^{13}$, $f_{\text{тр}} = kP = 2,25 \cdot 10^{13}$ дин, $R = \text{сила сцепления} = \text{сила трения} + 10^7$ дин/см, $0,45 \cdot 10^6$ см² = $2,7 \cdot 10^{13}$ дин,

Константы брались следующие: $a = 0,3$; $b = 0,05$; $c = 0,2$;
 $d = \pi/5$; $e = 0,5$; $\beta = \pi/2 + 0,2$; $\alpha = \pi/2$.

Результаты получались для смещения - в метрах, для сил, сжимающих или растягивающих пружины - в 10^{13} дин.

В третьей модели на основании лежат две пластины. Сосредоточенные параметры были введены таким же образом, как и в случае с одной пластиной. Расчет был произведен для закона изменения смещений площадок основания, рассмотренного в варианте А для второй модели. Смещение подвижного упора задавалось как половина смещения нулевой площадки. Рассчитывался только один цикл изменения напряжений (деформаций) в основании.

Исходные данные. На основании лежит пластина "гранита" мощностью 500 м, длиной 1 км. На граните лежит пластина "базальта" мощностью 500 м, длиной 1 км. $E_1 = 0,8 \cdot 10^{12}$ дин/см² (модуль Юнга для базальта), $E_2 = 0,4 \cdot 10^{12}$ дин/см² (модуль Юнга для гранита), $\rho_1 = 2,8$ г/см³ (плотность "базальта"), $\rho_2 = 2,6$ г/см³ (плотность "гранита"), $n = 10$ - число сосредоточенных масс, $k = 0,1$ коэффициента трения, $c_1 = 4000 \cdot 10^9$ дин/см², $m_1 = 1,4 \cdot 10^9$ дин сек²/см; $P_1 = 1372 \cdot 10^9$ дин; f_1 трения $= kP_1 = 137,2 \cdot 10^9$ дин; R_1 сцепления $= f_{1\text{тр.}} + 10^7$ дин/см²; $\frac{l}{n}$ см $= 237,2 \cdot 10^9$ дин; $c_2 = 2000 \cdot 10^9$ дин/см; $m_2 = 1,3 \cdot 10^9$ дин; $P_2 = 1274 \cdot 10^9$ дин; $\alpha = \pi/2$; $\beta = 1,01\pi/2$; $a = 0,05$; $B = 1$; $f_{1\text{тр.}} = K(P_1 + P_2) = 264,6 \cdot 10^9$ дин; $R_{\text{сцеп.}} = 364,6 \cdot 10^9$ дин.

Результаты получались для смещения - в сантиметрах, для напряжений - в 10^9 дин.

Остановимся на некоторых результатах анализа моделей.

Первая модель. Механизм движения пластины следующий. В соответствии с градиентом упругой деформации основания (рассматривалось растяжение), напряжения в пластине увеличиваются от левой части модели к правой. Когда напряжения в правой части модели достигают критического значения, происходит срыв участка пластины с основания, его перемещение и спад напряжений. Дальнейшее возрастание деформаций в основании приводит к срыву, смещению и перераспределению напряжений в следующем участке пластины и т.д.

Исследовались два случая: первый - движение покрова по горизонтальной поверхности, второй - по поверхности, наклоненной под углом 17° . Это критический угол. При более крутом наклоне покров будет скользить вниз под действием гравитационных сил [1]. Результаты расчета приведены на рис. 2, на первом графике показано смещение на площадках. В процессе деформации основания напряжения в покрове постепенно увеличиваются, и в момент времени 5 происходит первый срыв на площадках 4-6, начиная с площадки 6,

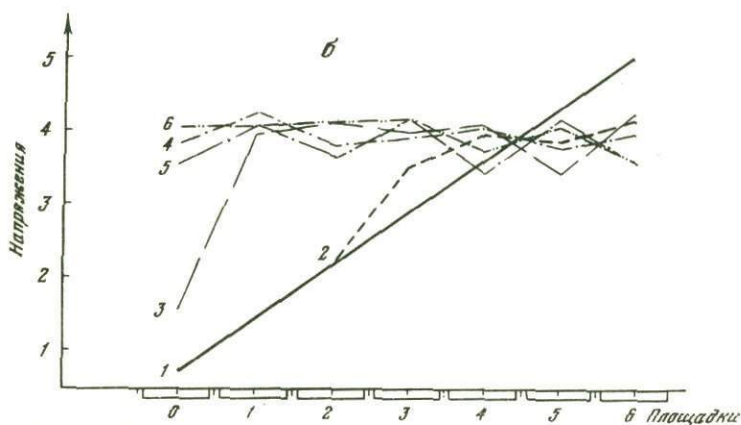
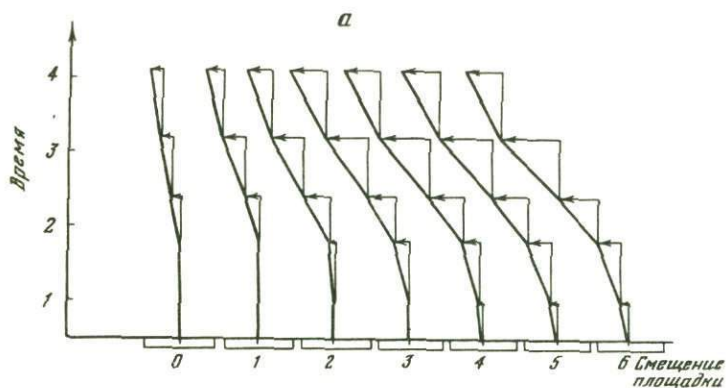


Рис. 2. Графики: а — смещений площадок покровы перед срывами; б — напряжения на площадках покровы перед срывами (1-6)
 Цифрами указаны номера площадок

затем идет период накопления напряжений в покрове до следующего момента времени, когда происходит срыв на площадках 2-6, после следующего периода накопления напряжений срыв происходит по всем площадкам. Далее через равные промежутки времени происходят срывы на всех площадках, но с различной величиной смещения и в различной последовательности (последовательность срывов по площадкам указана цифрой для каждой площадки). Интересно меняются напряжения в покрове. В процессе установления движения покровы четко выделяются два периода. Первый период — дифференциального распределения напряжений с резкими перепадами от одной площадки к другой. В процессе движения покровы идет общее повышение напряжений и постепенное нивелирование резких перепадов. Второй период — высокого общего напряженного состояния покровы с неболь-

шими перепадами напряжений между площадками, их волновым распределением и пробеганием во времени волны напряжений через все площадки.

Расчет движений покрова вверх по наклонной плоскости в принципе дает аналогичную картину. Элемент покрова перемещается вверх по падению в результате срывов и смещений на отдельных площадках, происходящих через определенные промежутки времени.

Вторая модель. Закономерность движения здесь такая же, как и в первой модели: периоды относительного покоя, периоды накопления напряжений в покрове чередуются с периодами срыва по одной или нескольким площадкам – импульсами движений. Интересно изменение режима в процессе его становления. Рассмотрим сначала первый вариант модели. Напряжения на площадках у тыльной части пластины максимальны, и они уменьшаются к площадкам, расположенным в ее лобовой части. Деформированность пластины возрастает от лобовой части к тыльной. Напряжения в пластине от цикла к циклу растут и при выходе на стационарный режим движения приближаются к некоторому максимуму. Пластина при этом оказывается сильнонапряженной. Смещение в первых циклах начинается около закрепленной тыльной части пластины, т.е. разрыв зарождается около упора, затем при следующих циклах он прорезается до лобовой, причем в некоторых циклах лобовая часть смещается больше тыльной, т.е. становится подвижной, чем тыльная.

Во втором варианте деформации основания общий уровень напряжений при выходе на стационарный режим движений ниже, чем в первом. Пробегающие в основании волны изменяющихся по синусоидальному закону деформаций увеличивают местные перепады напряжений и приводят к срыву на площадках с максимальными напряжениями, понижая, таким образом, общую напряженность покрова. Образуется волны сжатия, охватывающие ряд площадок и пробегающие вдоль пластины в течение каждого цикла изменения деформаций в основании. Особенно хорошо во втором варианте модели прослеживаются волны движения – постепенное перемещение зон максимальных смещений, состоящих из нескольких площадок. Создается впечатление, что основное перемещение идет на второй стадии цикла, когда под предварительно напряженную пластину поддвигается основание. Покров после выхода на стационарный режим движения находится в состоянии общей высокой напряженности и приобретает большую подвижность, он начинает работать весь интенсивно, перемещаясь почти как единое целое. Если (в первом варианте модели) в первом цикле было 12 срывов по площадкам и 28 срывов во втором, то в последнем из рассмотренных циклов при выходе покрова на стационарный режим движения их было соответственно 17 и 38. Суммарное смещение по всем сорвавшимся площадкам в первом цикле равнялось 20,3 м для первого варианта модели и 46,3 м – для второго, в последнем из рассмотренных циклов они соответственно имели размер 178,4 и 180,5 м. Само по себе это явление заслуживает внимания. Получается, что предварительно-напряженная струк-

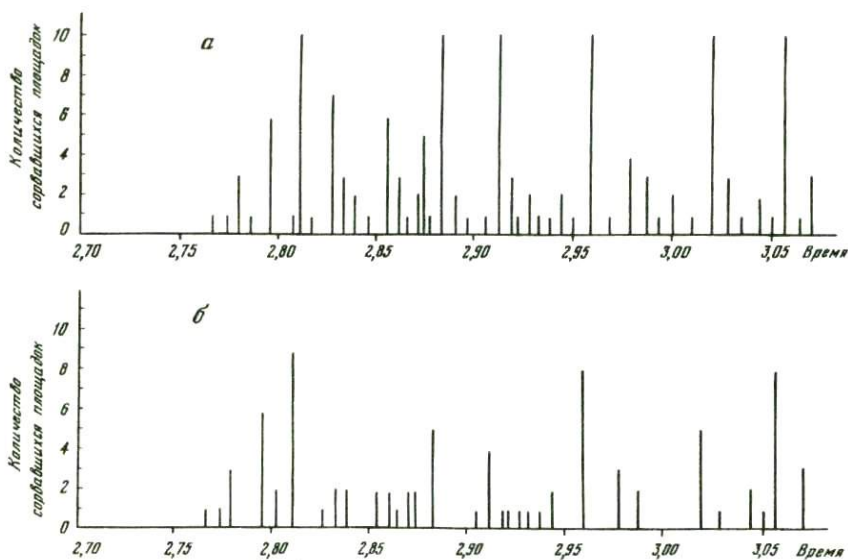


Рис. 3. Графики (а,б) количества сорвавшихся площадок покрова в конкретный момент времени

Объяснения в тексте

тура, в данном случае пластина, обладает совершенно иными свойствами, чем ненапряженная.

Третья модель. Оказалось, что в этой модели покровы обладают очень большой подвижностью. В течение первого цикла изменения деформаций в основании произошло 136 срывов по границе между основанием и первым покровом и 167 срывов по границе первого и второго покровов. Резко различались режимы движения покровов и их напряженное состояние в первой и во второй половине цикла. В первой половине цикла, когда происходило сжатие основания, нижняя пластина испытала 8 срывов по площадкам, верхняя — 10, средние смещения при срывах соответственно 0,12 и 0,63 см, т.е. верхняя пластина оказалась более подвижной, чем нижняя, как по количеству срывов, так и по величине смещения, что, вероятно, определяется соотношением их модулей упругости. Постепенно и сильно возрастали напряжения в верхней и нижней пластинах. Срывы разделены большими интервалами времени. При срывах происходили значительные перемещения и резко изменялось напряженное состояние.

Во второй половине цикла, очевидно в связи с тем, что пластины находились в состоянии высокой общей напряженности, процесс движения покровов шел совершенно иначе. Происходило очень большое число срывов, несоизмеримое с числом срывов в первой половине цикла. На границе основания и первого покрова произошло 128 срывов, на границе первого и второго покровов — 157, средний размер смещений соответственно 0,06 и 0,24 см. Напряжения при срывах менялись мало, срывы вызывали небольшие падения напряжений на

фоне общего высокого напряженного состояния в нижней и верхней пластинах. Создались условия как бы общего скольжения пластин в результате большого числа мелких срывов. Общее же смещение значительно больше, чем в первой половине цикла: для нижней пластины примерно в 7,5 раза, для верхней – в 6,5 раза. Во второй половине цикла большей подвижностью обладала верхняя пластина.

Во второй половине цикла резко различно в нижней и верхней пластинах количество общих срывов (рис. 3), т.е. таких срывов, при которых одновременно происходит смещение по всем десяти площадкам или по большинству из них (семи-девяти). В верхней пластине значительно больше таких общих срывов (29), чем в нижней, где их всего 6. Общие срывы идут примерно через равные промежутки времени, перед ними, как правило, наблюдается пауза, т.е. происходит повышение напряженного состояния почти без срывов, затем следует общий срыв, после него пауза и период разрозненных срывов, пауза и снова общий срыв. Большие перемещения со срывом одновременно по семи-десяти площадкам происходят только в условиях высокого общего напряженного состояния в пластинах.

За полный цикл первая площадка сместилась относительно основания на 3,9, последняя – на 5,5 см; суммарное смещение по всем площадкам – 45 см. В нижней пластине первая площадка сместилась на 0,2, последняя – на 2,3 см, суммарное смещение по всем площадкам за цикл – 7,48 см.

Подведем некоторые итоги. С изложенных позиций механизм движения тектонических покровов не представляет собой ничего исключительного. Это, так сказать, нормальное тектоническое явление, составная часть общего геотектонического процесса, результат импульсных тектонических движений и частный случай движения по тектоническим разрывам, отличающийся от других только тем, что первоисточником напряжений является подошва разрыва. Если движение покровов осуществляется посредством дискретных локальных импульсов, то становится механически возможным перемещение покровов по сложной поверхности сместителя, и в частности вверх по падению, а также движение покровов, оторвавшихся от своих корней. Естественным является формирование сложных пакетов покровов, причём верхние пластины в своем движении могут обгонять нижние.

Заметим, что величины смещений и напряжений, полученные в результате расчета по второй и третьей моделям при заложении в них натуральных значений параметров, численно вполне согласуются с известными в геофизике величинами.

Представляется заслуживающим внимания вопрос о резко различном поведении покровов при небольших общих напряжениях и в условиях высокого общего напряженного состояния, когда покров чутко реагирует на изменения напряжений, очень подвижен и ведет себя монолитно. Изучение влияния общего напряженного состояния на формирование и развитие структур, по-видимому, может иметь большое значение для решения многих вопросов тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

1. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М., "Мир", 1967.
2. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М., "Недра", 1973.
3. Smoluchowski M.S. Some remarks on the mechanics of overthrusts. — "Geol. Mag.", new ser., 1909, dec. V, VI.
4. Rudzki M.P. Physik der Erde. Leipzig, 1911.
5. Oldham R.D. Eaton, "know your faults". — "Geol. Soc. London, Quart. J.", 1921, v. 77, pt 1.
6. Белостокский И.И. Тектонические покровы. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., "Недра", 1970.
7. Hubbert M.K., Rubbey W.W. The role of fluid pressure in mechanics of overthrust. — "Geol. Soc. America. Bull.", 1959, v. 70, N 2.
8. Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М., "Наука", 1971.
9. Руженцев С.В. Некоторые особенности формирования сорванных покровов. — "Геотектоника", 1970, № 6.
10. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. — "Геотектоника", 1967, № 5.
11. Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., "Недра", 1964.
12. Гансер А. Геология Гималаев. М., "Мир", 1967.
13. Казимиров Д.А. Импульсные тектонические движения. — "Геотектоника", 1974, № 4.
14. Burridge R., Knopoff L. Model and theoretical seismicity. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1967, v. 57.
15. Dieterich J.H. Time dependant friction as a possible mechanism for after-shocks. — "J. Geophys. Res.", 1972, v. 77, N 22.

*Н. Н. Бакун, О. И. Силаева,
В. А. Терентьев, В. Н. Шоло*

ИССЛЕДОВАНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ

Актуальность изучения современного напряженного состояния горных пород в различных частях земной коры и верхней мантии не требует специальных пояснений. Совершенно особое значение приобретают такие исследования в тектонически активных областях, где устанавливаемая повсеместно связь землетрясений с накоплением энергии в зонах разрывов выдвигает на первый план задачу исследования сложной картины распределения напряжений в зонах разломов разного рода и вокруг них. При этом важно установить хотя бы относительные размеры этих напряжений и свойства вещества горных пород, чтобы оценить их реакцию на существующие напряжения.

Для многих геологических наук, особенно для тех разделов, которые прямо связаны с потребностями народного хозяйства (сейсмология, инженерная геология, поиски и разведка месторождений неф-

ти, газа и других полезных ископаемых), одним из важнейших объектов детального изучения являются пликативные и дизъюнктивные структуры земной коры. Процессы развития напряженного состояния горных пород, обычно понимаемые как основное механическое условие формирования структур, традиционно рассматриваются на основе морфологического изучения, дополняемого анализом соответствия структурных планов, изменений мощностей отложений, анализом различий макроскопических остаточных деформаций, микроструктур и физических свойств пород с учетом экспериментов с отдельными образцами. По существу метод актуализма, широко применяемый, например, для расшифровки палеоусловий образования осадков на основе изучения их современных аналогов, очень мало используется при реконструкциях напряженного состояния пластов.

В то же время несомненно, что исследование современного напряженного состояния горных пород в их естественном залегании и систематические наблюдения за его изменением на складках и у разрывов разных порядков и морфологических типов, особенно в сейсмоопасных районах, имеет не только практический интерес для целей сейсмологии, но и принципиальное методическое значение для оценки реального развития полей напряжений и представительности тех макроскопических явлений, которые используются при реконструкциях палеопроцессов.

Для получения данных о напряженном состоянии горных пород в массиве могут быть применены в зависимости от задач исследования различные методы [1]. Характер напряжений, испытанных породами в прошлом, в момент развития деформаций изучается в основном геологическими методами: структурно-статистическими, микроструктурным анализом, исследованием эпигенетических изменений в породе. Современное поле напряжений в горных породах изучается тензометрическими, геодезическими, сейсмологическими, сейсмоакустическими и другими методами.

В настоящей работе делается попытка получить данные о современном напряженном состоянии горных пород в естественном их залегании сейсмоакустическими методами. При этом ставится задача

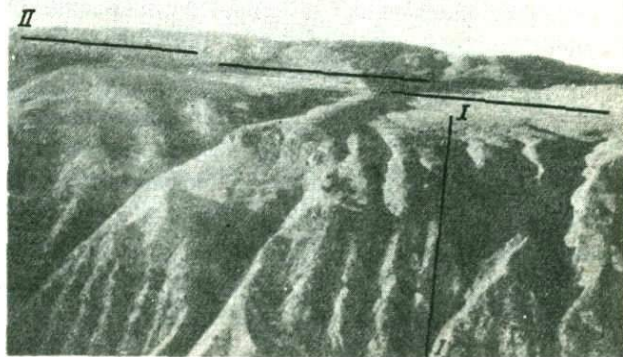


Рис. 1. Кадарская антиклиналь. Видны разбитый разрывами коробчатый свод и южное крыло. Показано положение профилей I и II

изучить закономерности изменения напряженного состояния в зависимости от положения точек наблюдения в структуре деформированных осадочных толщ. Решение этой задачи было основано главным образом на изучении анизотропии упругих свойств горных пород, выявляемой по скоростям прохождения ультразвука. Были привлечены геологические методы: структурно-тектонический и литологический. Для привязки точек наблюдения была проведена структурная съемка изучаемой площади, а в каждой точке (пикете) давалась детальная литологическая характеристика породы на основе макро- и микроскопического ее изучения.

Для наших исследований была выбрана Кадарская антиклиналь (рис. 1) — одна из коробчатых складок Известнякового Дагестана, располагающаяся в северо-восточной части этой области. Она является одной из крайних внешних складок, отделяющих Известняковый Дагестан от расположенной севернее области Третичных Предгорий. Антиклиналь обладает всеми основными типичными чертами, присущими складкам этой области. Плотные известняки нижнего баррема, создающие бронирующий горизонт в рельефе, слагают поверхность антиклинали и четко обрисовывают ее коробчатую форму. Как и другие антиклинали Известнякового Дагестана, Кадарская антиклиналь имеет плоский, пологий, почти горизонтальный свод, резко изгибающийся к круглым крыльям. Вдоль простириания складки шарнир ее испытывает погружения и воздымания. В наиболее приподнятой части шарнира образовалось куполовидное вздутие. При его денудации возникла эрозионная Ирганайская котловина, в которой обнажаются подстилающие карбонатную пачку более древние нижне- и среднеюрские терригенно-глинистые породы. В Кадарской антиклинали свод складки эродирован на таком куполовидном вздутии наиболее глубоко. Это одна из трех антиклиналей Известнякового Дагестана, где в ядре обнажаются нижнеюрские толщи. В этих нижних горизонтах складка уже теряет свою коробчатую форму, становится более полой, а наиболее древние нижнеюрские породы деформированы дисгармонично, образуя серию мелких, тесно сжатых складок изоклиналильного облика.

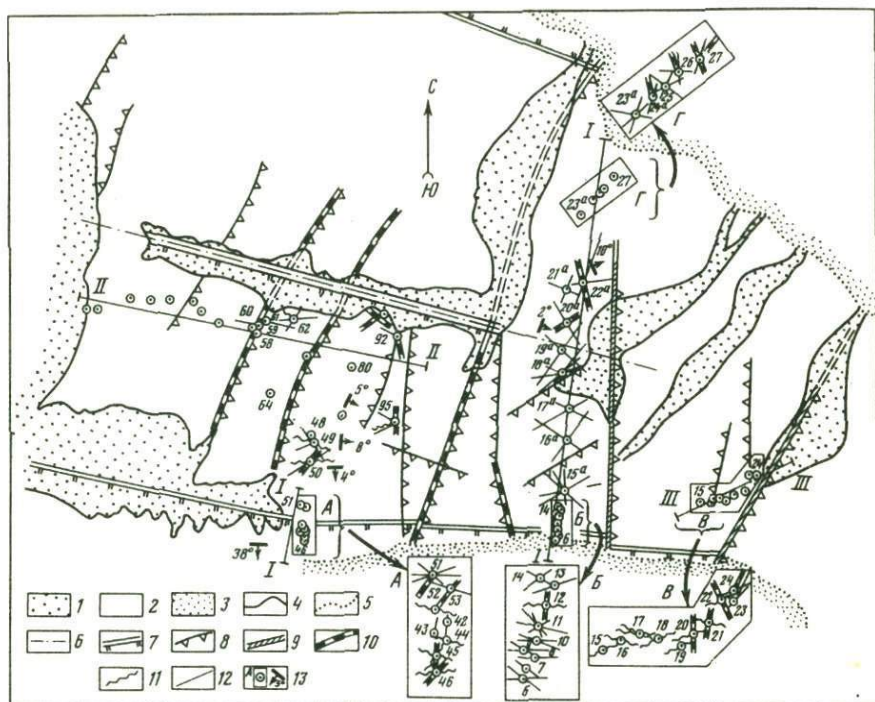


Рис. 2. Схема геологического строения восточной части Кадарской антиклинали. Составил Н.Н. Бакун

Выходы пород: 2 – подстилающих карбонатную пачку баррема; 2 – карбонатной пачки баррема; 3 – залегающих выше баррема; 4,5 – границы карбонатной пачки баррема: 4 – нижняя, 5 – верхняя; 6 – ось антиклинали; 7 – флексура; 8,9 – разрывы: 8 – сбросы, 9 – сбрососдвиги; 10 – кальцитовое выполнение; 11 – сутуро-стилолитовые швы; 12 – трещины; 13 – пикеты

Крылья антиклинали асимметричны: южное крыло круче северного и на нем развиты характерные флексуры, образующие лестницу ступеней, осложняющих кругое залегание пород на крыле. На перегибах от крыла к своду, обычно в местах наибольшего воздымания шарнира складки, развиты характерные для коробчатых складок дисгармоничные антиклинальные складки второго порядка, так называемые "уши". Они захватывают только покрывающую пачку карбонатных пород и практически не выражены в подстилающей терригенной толще.

Коробчатый каркас складки, образованный на поверхности пластами нижнего баррема, хорошо обнажен и доступен во всех своих частях как на своде, так и на крыльях. Это дает возможность задавать точки наблюдения гам, где это нужно. Немаловажное значение имеет также то, что из всех складок Известнякового Даге-

стана Кадарская антиклиналь наиболее близко расположена к эпицентральной области Дагестанского землетрясения 1970 г.

Участок исследований расположен к востоку от Ирганайской эрозионной котловины и протягивается вдоль простирания складки примерно на 6–7 км до дороги Аркас – Аракань. Поперечные размеры участка определяются выходами известняков нижнего баррема на крыльях и составляют примерно 4–5 км. Строение Кадарской антиклинали на исследованном участке обладает своими собственными специфическими чертами, отличающими ее от других складок (рис.2). Прежде всего – это четко выраженные поперечные сбросы, пересекающие плоский свод складки. На исследованном участке выделяются по крайней мере пять таких сбросов, причем во всех случаях опущенным является восточное крыло. Таким образом, свод складки оказывается разбитым на серию блоков, ступенчато опускающихся с запада на восток. Амплитуда сбросов по вертикали сравнительно невелика и изменяется от 10–12 (самый западный) до 2–3 м. По трем восточным сбросам наблюдается заметное горизонтальное смещение, которое отчетливо видно на южной кромке свода антиклинали по смещению флексуры, отмечающей перегиб от свода к крылу. Во многих сбросах заполнителем являются кальцит, который частично брекчирован, и арагонит.

Кроме сбросов, на своде складки наблюдаются небольшие флексуры, ориентированные поперечно и диагонально к простиранию складки. Эти флексуры выражены уступами в рельефе и легко дешифрируются на аэрофотоснимках. Амплитуды смещения по ним изменяются от 6–7 до 0,5–1,0 м. На поперечных флексурах опущенным оказывается, в отличие от сбросов, то восточное, то западное крыло. Так, в центре изученного участка (профиль II) навстречу серии сбросов, осложняющих погружение оси складки к востоку, обращена флексура со смещением по вертикали 6–7 м. Здесь свод нарушается поперечным грабеном.

Диагональные флексуры в центральной части свода простираются с северо-востока на юго-запад. Опущенными являются их юго-восточные крылья. Характерно, что на простирании этих флексур к северо-востоку в барремских известняках образовались эрозионные ложбины, где обнажаются подстилающие породы готерива. Аналогичные формы рельефа образуются и на продолжении других разрывных смещений или флексур. Наиболее крупная и глубокая долина, местами ущелье, располагается на продолжении среднего поперечного сброса, протягиваясь от свода складки на север через все северное крыло.

Точки наблюдения (пикеты) образуют один поперечный профиль I–I через Кадарскую антиклиналь, расположенный примерно посередине рассматриваемого участка. Продольный профиль II–II пересекает западную часть участка в центральной части свода. Кроме того, точками, сгруппированными в профиль III–III, охарактеризована восточная часть свода складки вблизи крупного поперечного сброса там, где к нему подходит диагональная флексура и параллельно рас-

полагается другая флексура – поперечная, но с обратным по сравнению со сбросом смещением. По этим трем группам точек и будет охарактеризовано дальше современное напряженное состояние горных пород.

Изученные 57 точек наблюдения (пикетов) располагаются по профилям равномерно с некоторой корректировкой по условиям обнаженности. Ступение точек производилось у разрывов и флексур.

Карбонатная пачка нижнего баррема образована переслаиванием известняков – светло-серых, крепких, оолитовых и органогенно-детритовых, с прослоями ракушнякав и глинистых известняков, общей мощностью около 50 м. Это мелководно-морские отложения [2]. В верхней части пачки, образующей бронирующую поверхность, преобладают оолитовые известняки, обычно имеющие примесь окатанных обломков мшанок иглокожих и двустворок. На площадках обнажений, образованных этими известняками, располагались пикеты инструментальных замеров.

Исследование остаточных макро- и микродеформаций

Макроскопическое изучение площадок, где расположены пикеты, имело целью выявление естественных остаточных макродеформаций пласта – массива, в котором определялись скорости продольных волн. Было установлено развитие трещин и сутуро-стилолитовых швов, пересекающих под разными углами пласты известняков. Основная трудность заключалась в выявлении среди них систем, наиболее поздних по времени формирования. Эти образования рассматривались нами в качестве макродеформаций, характеризующих особенности последнего, возможно современного, этапа развития Кадарской антиклинали и осложняющих ее разрывов. Задача облегчалась в тех случаях, когда наблюдалась последовательность наложения трещин или сутуро-стилолитовых швов. При этом обычно можно было установить самое позднее образование. Для других пикетов, где установлено развитие двух и более систем трещин или сутур, возрастные соотношения которых определить не удалось, они рассматривались совместно. В случае присутствия только одной системы, последняя также привлекалась к обсуждению, так как, очевидно, условия деформации не изменились настолько, чтобы возникли новые остаточные деформации.

Наиболее распространенными являются трещины, которые в пределах обнажения образуют одну или несколько систем. Трещины чаще прямолинейны, имеют ровные стенки. Реже трещины извилисты. На стенках трещин в отдельных случаях отмечаются следы пригибания – зеркала скольжения и борозды. Трещины местами выполнены кальцитом. Менее распространены сутуро-стилолитовые швы, обычно образующие одну, реже две-три системы. Возникновение сутуро-стилолитовых швов объясняется [3] избирательным растворением неоднородной породы при ее сдавливании. Выступы-зубцы имеют субпараллельную ориентировку и характеризуют направление сдавливания. Формирование сутуро-стилолитовых поверхностей, секущих слоистость, связано, по-видимому, с релаксацией тектонических напряжений [4].

Изучение петрографических шлифов показало, что известняки состоят из форменными компонентами (оолиты, обломки фауны) и цементом, заполняющим промежутки между ними. Цемент — тонкозернистый карбонатный, без заметной примеси глинистых частиц. Встречается также крупнокристаллический кальцитовый цемент. Отмечается доломитизация. Число контактов между соседними форменными компонентами определяется компактностью их расположения, что зависит в основном от количества цемента. Резкие микроструктурные изменения известняка, определяющиеся его интенсивным уплотнением, наблюдались у разрывов. Оолиты и обломки фауны здесь сближены, деформированы и подвергались частичному растворению. Среднее число контактов с соседними частицами, подсчитанное по шлифам, увеличивается до пяти. Обычные касательные контакты частиц преобразуются в сложные конформно-инкорпорационные и микростилолитовые их сочленения, возникающие, как и сутуро-стилолитовые швы в пласте, при избирательном растворении в условиях сдавливания. Они составляют в этих случаях свыше 60% числа подсчитанных в шлифе контактов частиц. За пределами зон разрывов развитие сложных сопряжений оолитов и обломков является нехарактерным.

Рассматривая особенности проявления макродеформаций, следует отметить, что только на трех пикетах в центральной грабенообразной межсбросовой зоне они не обнаружены. На остальных изученных площадках макродеформации отмечены. Среди них выделены два основных морфологических типа: трещины и сутуро-стилолитовые швы (с подтипами в каждом из них "а", "б", "в" и т.д.). Их комбинации рассматриваются как третий сложный тип.

Тип 1 — трещины: 1а — одна система (встречено на нескольких пикетах); 1б — две системы равнозначных (преимущественно в сводовой части антиклинали); 1в — две системы, одна из которых встречается чаще и рассматривается как основная (характерно для крыльев антиклинали); 1г — более двух систем, максимально встречено пять систем (встречается на перегибах).

Тип 2 — сутуро-стилолитовые швы: 2а — одна система (наблюдались в нижних частях крыльев антиклинали и в зоне сочленения сбросов и сбрососдвига на восточной периклинали); 2б — две системы, одна из которых встречается чаще и принимается за основную (в нескольких точках, там же).

Тип 3 — сочетание трещин, прожилков и сутуро-стилолитовых швов (в нескольких точках, там же).

Распределение наблюдавшихся типов макродеформаций на площади показано на структурной схеме (см. рис. 2).

Ультразвуковые исследования скоростей упругих волн

Аппаратура и методика. Определение скорости распространения упругих волн в горных породах в естественном залегании и на образцах, отобранных из тех же точек, проводилось с помощью специально разработанной для горных условий ультразвуковой аппа-

ратуры С-70. Эта аппаратура сделана на базе серийного прибора Р5-5 [5]. Излучателем и приемником упругих волн служили пьезоэлектрические датчики сегнетовой соли с основной частотой колебаний около 140 кгц. Исследования проводились ультразвуковым импульсным методом с использованием методики продольного профилирования и на просвет. Погрешность определения скорости упругих волн в массиве горных пород не превышала 2-4, а на образцах - 1% [6-8].

Известно, что скорость распространения упругих волн является функцией напряженного состояния массива (образца) горных пород [9-11]. В лабораторных опытах с образцами горных пород скорость продольных (а также поперечных) волн увеличивается с давлением, если не происходит разрушение образца, т.е. скорость v_0 продольных волн в образце при атмосферном давлении меньше, чем скорость продольных волн при любом давлении сжатия. Таким образом, сравнение значения скорости v_M продольной волны, измеренной в массиве горных пород, и скорости v_0 в образце, взятом из места измерения в массиве, дает возможность судить о поле напряжений, существующем в массиве. По получаемому знаку $\Delta v = v_M - v_0$ можно выявить области сжатия и растяжения. Так, если $v_0 < v_M$ - наблюдается область сжатия, а если $v_0 > v_M$ - область растяжения. Поэтому для выявления напряженного состояния пласта горной породы определялись скорости v_M продольных волн в массиве на плоскости напластования в намеченных пикетах по четырем профилям, расположенным через 45°: первый профиль был ориентирован по простиранию пласта, третий - по падению, второй и четвертый - промежуточные профили; далее, из мест расположения пикетов отбирались ориентированные образцы, в которых также определяли скорости v_0 продольных волн по тем же самым направлениям, что и в массиве, и находили разницу Δv между скоростями v_M в массиве горных пород и v_0 в образце $\Delta v = v_M - v_0$.

Результаты. При проведении исследований макроскопически не отмечалось заметных различий естественной влажности массива и отобранных образцов. Образцы не подвергались дополнительному высушиванию. По-видимому, естественная влажность соответствовала в основном остаточной водонасыщенности пород. Чтобы оценить возможное влияние этого и некоторых других переменных факторов, для ряда контрольных точек были повторно (через год) проведены измерения скоростей продольных волн в массиве (рис. 3). Было установлено, что области положительных и отрицательных значений Δv сохранили свои места. Полученная некоторая разница в величинах Δv , определенная по измерениям, проведенным в 1970 и 1971 гг. (отмечена на рисунке штриховкой), является, очевидно, суммарным эффектом точности измерений, изменения напряженного состояния и естественной влажности. Поскольку в нашу задачу входило исследование общей картины современного поля напряжений Кадарской антиклинали, без количественной оценки существующих напряжений, то все наши измерения Δv были выполнены при наличии естественной влажности и массива и образца.

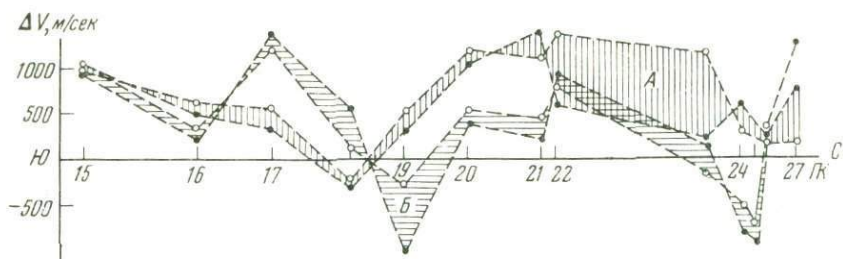


Рис. 3. Значения Δv по профилю I-I, определенные в 1970 г. (кружки) и в 1971 г. (точки)

A - по простиранию, B - по падению пласта

Перейдем теперь к рассмотрению результатов определения Δv . На рис. 4-6 представлены данные определения $\Delta v = v_M - v_0$ по выбранным направлениям: на рис. 4 для профиля I, расположенного между двумя поперечными сбросами перпендикулярно оси Кадарской антиклинали, на рис. 5 - в направлении вдоль оси Кадарской антиклинали (профиль II - II) через центральную часть свода и на рис. 6 - профиль III - III для зоны сочленения поперечного сброса с диагональными флексурами, осложненной серией разрывных нарушений.

Измерения по профилю I, практически не осложненному тектоническими нарушениями, характеризуются следующей картиной расположения областей преимущественно положительных и отрицательных значений Δv . Незначительная ундуляция свода проявляется в появлении отрицательных значений Δv . Крылья складки характеризуются знакопеременными значениями Δv . В более крутом южном крыле преобладают отрицательные значения Δv .

На профиле II - II, пересекающем тектонические нарушения, наблюдаются преимущественно положительные значения Δv в верхней части свода. Отрицательные значения появляются лишь в зоне, где намечается развитие трещины отпора. В области сброса его приподнятое крыло и сама зона характеризуются отрицательными значениями Δv , а край опущенного крыла - положительными значениями Δv . В самой опущенной части складки, расположенной между поперечными сбросами, наблюдаются отрицательные значения Δv .

На профиле III - III, пересекающем наиболее нарушенную часть складки, наблюдается очень сложное знакопеременное распределение Δv .

Работами различных авторов [6-8, 12-14] показано, что условия деформации пластов, которые существовали во время длительной геологической истории, находят свое отражение в формирующейся взаимосвязи между ориентированным строением горных пород и картинами пространственного распределения скорости продольных волн (анизотропия скорости). Вопрос о влиянии на внутреннее строение горных пород палеонапряжений является сложным и требует спе-

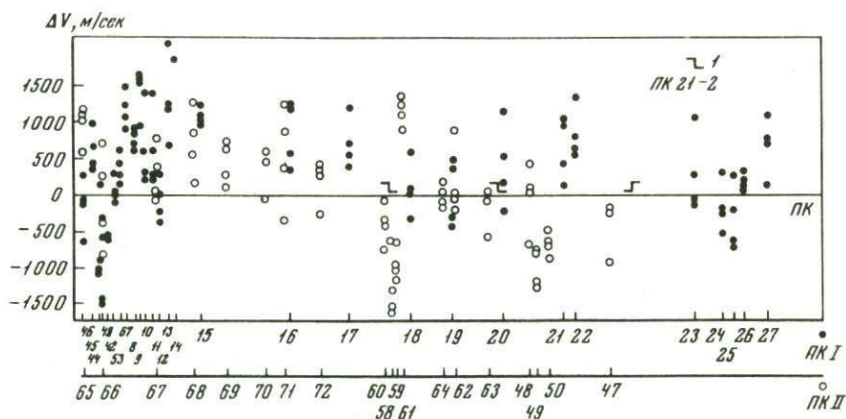


Рис. 4. Изменение ΔV

Точки - в направлении, перпендикулярном оси антиклинали (профиль I-I), звездочки - вдоль оси антиклинали через разрывы (профиль II-II).

1 - сбросы, пересекаемые профилем II-II (ступени указывают соотношения поднятого и опущенного крыльев); 2 - пикеты и их номера по профилям I-I и II-II

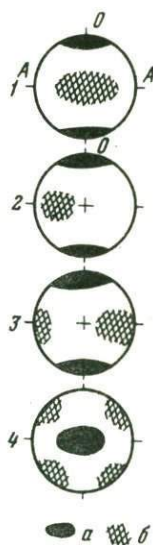
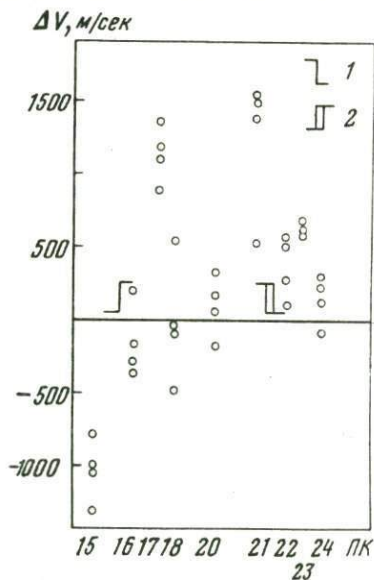


Рис. 5. Изменения Δv в зоне сочленения разрывов (профиль III-III)
1 - сбросы; 2 - сбрососдвиги

Рис. 6. Характерные виды пространственного распределения скорости продольных волн в образцах пород, представленных на сетке Вульфа

a - области максимальных и б - минимальных значений скорости

циального рассмотрения. Однако представляет принципиальный интерес для нашего конкретного района исследований дополнение данных о современном поле напряжений, определяемых по скоростям продольных волн, данными о пространственном распределении скорости в образцах, которое осталось в "памяти" породы как отражение тех процессов, которые она претерпела на предшествующих этапах геологического развития.

Измерения скорости v_0 в образцах в виде многогранников показали, что исследуемые горные породы обладают анизотропией скорости. Зарегистрированные в образцах картины пространственного распределений скорости продольных волн можно разделить на несколько характерных видов (см. рис. 6). Разделение проведено по степени их усложнения. К первому отнесено такое пространственное распределение скорости v_0 , которое лишь незначительно отличается от вида, характерного для квазианизотропии слоистых сред [15]. Для длинных волн (длина продольной волны больше, чем толщина слоя) скорость распространения продольной волны в этих средах вдоль слоев больше скорости распространения поперек слоев.

Для первого характерного вида анизотропии, выделенного нами; в плоскости слоя появляется ось максимального значения скорости (см. рис. 6, 1). Это можно объяснить влиянием ориентированного давления, которое привело к стойким микроструктурным изменениям горной породы.

Второй вид анизотропии по характеру диаграммы близок к первому. Отличие состоит в некотором сближении всей минимального и максимального значений скоростей. Очевидно, такое изменение осей могло возникнуть за счет усложнения поля действующих тектонических сил (см. рис. 6, 2).

Третий и четвертый виды являются отражением длительного воздействия сложного поля тектонических сил, которые привели для третьего вида к перемещению оси минимального значения скорости в плоскость слоя (рис. 6, 3), а для четвертого — даже к перемене мест направлений максимального и минимального значений скорости (см. рис. 6, 4).

Таким образом, исследование пространственного распределения скорости продольных волн в образцах (многогранниках) показало, что породы карбонатной пачки Кадарской антиклинали претерпели в определенных точках значительные изменения свойств. Оказалось, что первичное влияние слоистости на вид пространственного распределения скорости продольных волн может иметь подчиненное значение. В зонах тектонических нарушений влияние неоднородного поля палеонапряжений превалирует; оно привело к таким видам анизотропии скорости, в которых влияние слоистости не сказывается.

Как указывалось выше, три изученных профиля характеризуют различные особенности структурной обстановки, которые являются типичными для крупной антиклинальной структуры. Это определяет необходимость обсуждения данных по каждому профилю в отдельности.

Профиль I—I. Центральная часть профиля характеризует зону четко выраженного коробчатого свода антиклинали, где пласты залегают горизонтально или с малыми углами наклона ($3-5^{\circ}$). Свод характеризуется в основном положительными значениями Δv . Это дает основание считать, что в сводовой части складки в плоскости пласта преобладает давление сжатия с характерными видами анизотропии — 1, 2, редко 3. Макродеформации пласта на всем этом участке отличаются однообразием и представлены двумя равнозначными системами грешин, ориентированных диагонально относительно оси складки (грешины скальвания). Необходимо отметить, что, судя по слабой выраженности макродеформаций, морфологический тип и ориентировка которых отличалась бы от деформаций, отнесенных к современному этажу, можно предположить не только выдержанность характеристики поля деформаций, но и высокую степень его унаследованности.

Северная и южная части профиля соответствуют крыльям антиклинали. Эти участки отделяются от свода четкими перегибами, к которым приурочены зоны интенсивной грешинчатости. Углы падения возрастают до 10° и более (до $60-70^{\circ}$). Здесь наблюдаются знакопеременные значения Δv в плоскости пласта, свидетельствующие о том, что пласт находится в основном под влиянием растяжения. Воздействие тектонических напряжений на породу проявилось не менее интенсивно, чем в своде структуры. Характерный вид анизотропии преимущественно 2.

Макродеформации в пределах крыльев характеризуются преобладанием одной системы грешин или сугур. В разных участках ориентировка преобладающей системы может быть различна. На более полном северном крыле развита система грешин, протягивающихся исключительно вдоль падения пласта, перпендикулярно оси складки. На более кругом южном крыле чередуются участки, где преобладают трещины аналогичного простирания с участками развития грешин вдоль простирания пласта и отдельными местами, где выявлены только системы сугуро-стилолитовых швов вдоль простирания пласта.

Характерные виды анизотропии скорости являются, по-видимому, отражением длительного действия направленного поля тектонических сил, что подчеркивается четкостью ориентировки макродеформаций.

Профиль II—II. Западная часть профиля соответствует участку свода складки. Здесь наблюдаются те же характерные виды анизотропии 1 и 2, редко 3, что и в сводовой части профиля I, т.е. характеризующиеся в основном положительными значениями Δv . Эта закономерность нарушается в зонах сбросов. На примере одного из поперечных сбросов, охарактеризованных пикетами 58—61, можно видеть следующее. На приподнятом крыле и в кальцитовом заполнении зоны сброса регистрируются отрицательные значения Δv , в то время как в кромке опущенного крыла значения Δv положительны. Это дает основание считать, что в плоскости пласта известняки приподнятого крыла разрыва и кальцитовое заполнение зоны сброса подвергаются растяжению, тогда как опущенное крыло находится в сжа-

тии. Эти различия достаточно четко проявляются и в особенностях макродеформаций. Если в приподнятом крыле развита одна система трещин, ориентированных перпендикулярно простиранию сброса, то в опущенном крыле к ней добавляется вторая система трещин, субпараллельная простиранию зоны сброса.

Профиль III—III. Для этого профиля характерным является четвертый, наиболее сложный вид анизотропии, хотя в единичных случаях имеется и второй вид. Значениями Δv свойственна знакопеременность. Остаточные макродеформации в пределах участка разнообразны. В его западной части развита система сугуро-стилолитовых швов, ориентированных диагонально по отношению к простиранию зоны разрыва. В восточной части, у восточного крыла сбрососдвига, установлена одна преобладающая система трещин, сменяющаяся двумя равнозначными системами трещин, отличными по своей ориентировке от первой системы. Установленные по изменениям скоростей и по макродеформациям особенности могут указывать на существование неоднородного поля напряжений. Это находит свое объяснение в сложном сочетании зон сбрососдвига и сбросов, развившихся в периклиналильной части Кадарской антиклинали.

Исследования скоростей распространения продольных ультразвуковых волн и остаточных макродеформаций известняков маркирующего горизонта баррема на гипичных элементах Кадарской антиклинали показали, что различным элементам антиклинали структуры соответствуют характерные виды анизотропии скорости в образцах известняков, положительные или отрицательные значения Δv^1 , указывающие на существование областей сжатия или растяжения, и определенные типы остаточных макродеформаций. Так, в сводовой части в плоскости пласта проявляется сжатие, в то время как на крыльях преобладает растяжение. В зонах разрывов, осложняющих антиклиналь, наблюдаются разнообразные сочетания сжатия и растяжения. Сравнение с остаточными макродеформациями показывает наличие участков как с унаследованным развитием деформаций пластов (сводовая часть складки), так и с отсутствием четкой унаследованности (крылья и зоны разрывов).

Опыт применения комплексного подхода к изучению напряженного состояния горных пород на складке и в зонах разрывов показывает его большие возможности в отношении реконструкций полей напряжений и анализа изменений современного поля напряжений. Эти исследования представляют методический и прикладной интерес для изучения напряженного состояния горных пород как с точки зрения условий возникновения землетрясений на активно развивающихся тектонических структурах в сейсмоопасных зонах, так и для изучения и прогнозирования структур, благоприятных для образования залежей полезных ископаемых.

¹ Δv является разницей между скоростями v_M продольных волн в массиве горных пород и v_0 в образце.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре. - В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., "Наука", 1971.
2. Ренгартен В.П. Опорные разрезы нижнемеловых отложений Дагестанстана. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.
3. Бушинский Г.И. О стилолитах. - "Изв. АН СССР, геология", 1961, № 8.
4. Бакун Н.Н. Анализ эпигенеза мезозойско-кайнозойских отложений в разрывных зонах на локальных структурах восточных районов Средней Азии. - "Труды ВНИГНИ", 1970, вып. 61.
5. Терентьев В.А. Малогабаритный полевой импульсный ультразвуковой сейсмоскоп. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1973, № 11.
6. Силаева О.И. Ультразвуковые исследования зависимости упругих свойств горных пород от давления. - В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
7. Силаева О.И., Баяк Е.И. О природе анизотропии упругих свойств горных пород. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1967, № 12.
8. Силаева О.И., Короткова О.Н., Паленов А.М., Терентьев В.А. Анизотропия скорости продольных волн в горных породах Кавказа. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1971, № 2.
9. Ризниченко Ю.В. и др. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве. - "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1956, № 34 (161).
10. Физические свойства горных пород при высоких давлениях. - "Труды ИФЗ АН СССР", 1962, № 23 (190).
11. Ультразвук в геофизике. Пер. с англ. О.И.Силаевой и О.Г.Шаминой. Под ред. Ю.В.Ризниченко. М., "Мир", 1964.
12. Christensen N. Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. - "J. Geophys. Res.", 1965, v. 70, N 24.
13. Скорикова М.Ф. Об анизотропии упругих свойств горных пород о.Сахалина. - "Изв. АН СССР, геология", 1965, № 8.
14. Звягинцев Л.И., Левушкин Л.Н., Короткова О.Н. Природа анизотропии упругих свойств мономинеральных карбонатных пород. - "Изв. АН СССР, геология", 1970, № 5.
15. Ризниченко Ю.В. О сейсмической квазианизотропии. - "Изв. АН СССР, география и геофизика", 1949, № 6.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
ОЧАГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ	
Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент	9
Раутиан Т.Г. Роль очага и среды в формировании сейсмических колебаний при местных землетрясениях	27
Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А. Моделирование сдвиговой подвижки по готовому разлому с трением	55
Виноградов С.Д. Упругие волны, излучаемые трещиной отрыва и сдвиговой подвижкой по готовому разлому	67
Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А., Болквадзе И.Н. Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа	74
Костров Б.В., Шебалин Н.В. Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения	87
Кузнецова К.И., Аптекман Ж.Я., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В. Афтершоки последействия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения	94
СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ	
Кузнецова К.И. Схема распространения трещин в неоднородной среде и статистическая модель сейсмического режима	114
Артамонов А.М. Оценка прочностных свойств среды с помощью энергетической модели сейсмического режима	127
Аверьянова В.Н., Бурымская Р.Н. Дефицит афтершоков, сопровождающих форшоки катастрофических землетрясений	132
Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейгельбаум Ю.М. Эффект сейсмического затихия при больших землетрясениях	149
Пономарев В.С., Тейгельбаум Ю.М., Трегьякова Н.В. Особенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений	169
Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Закономерности миграции очагов землетрясений Крыма	184
СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОДИНАМИКА	
Гусев А.А., Шумилина Л.С. Геометрия сейсмоактивного объема коры и мантии в районе Камчатки и Командорских островов	194
Болдырев С.А. Горизонтальные неоднородности и сейсмическая анизотропия верхней мантии у юго-восточного побережья Камчатки	201
Славина Л.Б. Методика и результаты изучения V_p/V_s в фокальной зоне Камчатки	217
Ризниченко Ю.В. Протяженный очаг и сеймотектоническое течение горных масс	236
Казимиров Д.А., Гордеев А.В. Ритм движения тектонических покровов	263
Бакун Н.Н., Силаева О.И., Терентьев В.А., Шолпо В.Н. Исследование напряженного состояния горных пород в складчатой структуре	275
	289

УДК 550.348.

Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент, Ризниченко Ю.В. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

На основании литературных данных выделены взаимно согласованные средние зависимости между средним радиусом, длиной, шириной и смещением в очаге корового землетрясения и его энергетической величиной K и магнитудой M . Получены численные значения средних параметров очага, приемлемые в широком диапазоне K , M .

Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 22 назв.

УДК 550.344.094.042.

Роль очага и среды в формировании сейсмических колебаний при местных землетрясениях, Раутиан Т.Г. Сб. "Исследования по физике землетрясений", М., "Наука", 1976.

Рассмотрена схема формирования сейсмограммы как выходного сигнала, в которой преобразователем является среда, а входным сигналом – излученные очагом колебания в области периодов, более коротких по сравнению с временем, в течение которого излучает очаг. На основе схемы дается метод расчета спектрально-временных функций сильных землетрясений по известным из наблюдений спектрально-временным функциям слабых землетрясений. Расчет дается как для точечного, так и для протяженного очага сильного землетрясения.

Ил. 7. Библиогр. 32 назв.

УДК 550.341.

Моделирование сдвиговой подвижки по готовому разлому с трением, Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Описана методика моделирования сдвиговой подвижки по готовому разлому с трением. Предложен способ определения коэффициента трения на разрыве с помощью сопоставления результатов теоретических расчетов и наблюдений шпирен-методом градиентов средних напряжений. Приведены данные о скорости распространения подвижки и о характере изучения упругих волн при сдвиге.

Ил. 5. Библиогр. 13 назв.

УДК 550.341.

Упругие волны, излучаемые трещиной отрыва и сдвиговой подвижкой по готовому разлому, Виноградов С.Д. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Проведены исследования изучения продольных волн и распространения трещин отрыва и сдвига по готовому разрыву. Получено, что средняя скорость распространения разрыва может сильно отличаться от максимальной. Деятельность изученного импульса отражает время движения в источнике. Форма импульсов, излучаемых при чистом отрыве (без изгиба) при сдвиге, – односторонняя. Наблюдается изменение формы импульса от сдвигового источника при приближении к нормальной линии.

Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 10 назв.

УДК. 550.348.

Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А., Болквадзе И.П. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Рассмотрены результаты определения параметров 54 землетрясений Кавказа в диапазоне энергетической величины $K=4-12$ или магнитуды $M=0-4,5$ на основании рассчитанных на ЭВМ частотных спектров Фурье для смещения и энергии сейсмических колебаний. Определены сейсмический момент M_0 , средний радиус очага R и среднее падение напряжений $\Delta\sigma$. Получены корреляционные зависимости между указанными параметрами и величиной землетрясения K или M . Оказалось, что кавказские точки корреляционных полей K , M_0 и K , R обычно попадают в пределы 70%-ной полосы рассеяния мировых данных для не слишком малых землетрясений $K > 8$ ($M > 2,2$), а точки поля K , $\Delta\sigma$ — практически полностью укладываются в соответствующую мировую полосу.

Ил. 6. Библиогр. 20 назв.

УДК 550.348.

Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разгрузки. Костров Б.Б., Шебалин Н.В. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Обсуждаются закономерности знаков вступления продольной волны на ст. Махачкала от афтершоков, возникших в разных частях очаговой области Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. Делается вывод, что афтершоки, имевшие знак движения, обратный знаку движения при главном толчке, и возникавшие вблизи его гипоцентра, являются "афтершоками разгрузки", при которых было снято больше половины имевшегося в среде напряжения.

Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.348.

Афтершоки последствия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения. Кузнецова К.И., Аптекман Ж.Я., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Рассмотрены пространственно-временные характеристики афтершоков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. Выделены две зоны афтершоков, одна из которых расположена вблизи центральной части основного разрыва на глубинах 8–12 км, а другая — у его западного края на глубинах 2–7 км и которые различаются как параметрами сейсмического режима афтершоков (графики повторяемости, графики Бенъоффа и др.), так и параметрами их очагов (спектр, сейсмический момент, сброшенное напряжение). Обсуждается физический смысл установленных корреляций.

Табл. 3. Ил. 7. Библиогр. 15 назв.

УДК 550.348.

Схема распространения трещин в неоднородной среде и статистическая модель сейсмического режима. Кузнецова К.И. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

С помощью параметризованной модели среды описываются статистические условия начала распространения трещины и ее остановки у препятствия, а также местные изменения поля напряжений вблизи возникшей трещины, в результате которых изменяется вероятность возникновения новых трещин и тем самым осуществляется их взаимное положительное и отрицательное влияние. Процесс трещинообразования описывается в условном времени как случайная функция с известным в каждый момент распределением. Строится распределение, аналогичное графику повторяемости землетрясений. Обсуждается влияние физических факторов на его форму.

Ил. 3. Библиогр. 27 назв.

УДК 550.348.

Оценка прочностных свойств среды с помощью энергетической модели сейсмического режима. Артамонов А.М. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

С помощью аналитических зависимостей параметров сейсмического режима от времени и координат, полученных из исследования энергетической модели сейсмического режима, оцениваются и сравниваются эффективная прочность среды и времени падения и восстановления прочности среды участков Камчатского и Балканского регионов.

Ил. 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.347.23.

Дефицит афтершоков, сопровождающих форшоки катастрофических землетрясений. Аверьянова В.Н., Бурымская Р.Н. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Понижение сейсмической активности в период подготовки крупных землетрясений объясняется уменьшением числа афтершоков, сопровождающих форшоки. Магнитуда максимального афтершока и угловой коэффициент графика повторяемости рассмотрены в качестве количественных мер серий афтершоков. Теоретически рассчитан дефицит магнитуды максимального афтершока у форшока по сравнению с независимыми землетрясениями для разного времени возникновения форшока в очаговой зоне крупного землетрясения. Эмпирические данные из северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса подтверждают результаты теоретических оценок.

Табл. 2. Ил. 6. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.348.

Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях. Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Исследованы кратковременные изменения в поле эпицентров землетрясений энергетического класса $K = 9$ и их связь с возникновением относительно больших землетрясений ($K = 12-13$). Количественно такие изменения оценивались по величине отклонений кратковременных значений повторяемости землетрясений от ее более долговременных значений (с учетом пространственной неоднородности повторяемости и длительных изменений ее среднего уровня). Показано, что в некоторой пространственной окрестности эпицентров землетрясений с $K = 12-13$ в большинстве случаев им пред-

шествует существенный дефицит землетрясений с $K > 9$. Такого же рода области дефицита, но не связанные с землетрясениями указанной энергии, отмечены как гораздо более редкие события, что дает возможность использовать появления областей дефицита в качестве признака наступления сейсмически опасной ситуации.

Табл. 3. Ил. 9. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.348.

Особенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений. Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М., Третьякова Н.В. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Проведено комплексное рассмотрение отдельных пространственных проявлений сейсмичности в Гармском районе: распределения плотности сейсмического фона, положения эпицентральных зон сильных землетрясений в поле плотности сейсмического фона, распределения значений коэффициента группированности землетрясений, пространственных особенностей возникновения роев слабых землетрясений и землетрясений, различающихся интенсивностью серии афтершоков. Показано, что значения коэффициента группированности землетрясений значимо различаются в пределах геологических структур Юго-Западного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии, причем более низкие значения его приурочены к более консолидированным объемам среды. Получено, что значения коэффициента группированности от уровня сейсмической активности не зависят.

Табл. 4. Ил. 5. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.348.

Закономерности миграции очагов землетрясений Крыма. Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

По материалам макросейсмических и инструментальных наблюдений за 1853-1972 гг. рассмотрено пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений Крымского региона. Отмечена тенденция перемещения среднего положения эпицентров землетрясений с $M > 4$ от берега в сторону глубоководной впадины со средней скоростью 0,4 км/год и вдоль простирания региона в направлении с востока на запад со скоростью около 1 км/год. В направлении выявленной миграции эпицентров происходит перемещение со временем максимума сейсмической активности и нарастание суммарных деформаций, по Беньоффу, в зонах региона. Проведено сравнение квазипериодических изменений сейсмичности зон с вариациями силы тяжести.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 11 назв.

УДК 550.348.64.550.343.4.

Геометрия сейсмоактивного объема коры и мантии в районе Камчатки и Командорских островов. Гусев А.А., Шумилина Л.С. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

На основе анализа данных о сейсмичности района Камчатки и Командорских островов по материалам детальных наблюдений в 1964-1972 гг. делается попытка обрисовать форму объема, занятого очагами землетрясений.

Приводятся поперечные вертикальные разрезы сейсмоактивного объема и его изометрическое изображение.

Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.347.23.

Горизонтальные неоднородности и сейсмическая анизотропия верхней мантии у юго-восточного побережья Камчатки. Болдырев С.А. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Предложен статистический метод исследования невязок времен пробега сейсмических волн и невязок энергетической классификации землетрясений. Показано, что анизотропная среда лучше удовлетворяет материалам наблюдений местных землетрясений региональной сетью камчатских станций. Получено, что горизонтальные изменения скорости (достигающие 10–15%) и затухания поперечных волн (до 200–400% от средней величины) в верхней 50-километровой толще проявляются не только по абсолютным значениям этих параметров, но и по меняющейся анизотропии. Предполагается, что подобная картина распределения скорости и затухания сейсмических волн определяется полем напряжений, действующим в эпицентральной зоне.

Ил. 6. Библиогр. 39 назв.

УДК 550.341.5.

Методика и результаты изучения V_p/V_s в фокальной зоне Камчатки. Славина Л.Б. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

Предложена методика исследования во времени и по площади изменений отношений скоростей продольных и поперечных волн от камчатских землетрясений. Показано, что аномальные отклонения в сторону как больших, так и меньших значений наблюдаются за 10–20 суток до землетрясения с $m_b \geq 5,5$ и продолжаются некоторое время после него. Наблюдаются устойчивые зоны эпицентров, которые дают повышенные и пониженные значения, медленнее мигрирующие по площади и во времени. Обнаружен азимутальный эффект в распределении параметра.

Табл. 2. Ил. 6. Библиогр. 23 назв.

УДК 550.348.

Протяженный очаг и сеймотектоническое течение горных масс. Ризниченко Ю.В. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

формулирована энергетическая модель протяженного, в частности объемного, очага. Показано, что для объемного очага интенсивность сотрясений во внутренней области остается ограниченной величиной, тогда как для моделей поверхностного, линейного и точечного очага интенсивность в самом очаге устремляется в бесконечность. Проведен расчет внешнего поля для линейного очага и определены эффективные значения его параметров. Показано, в частности, что использование обычных макросейсмических формул для расчета линейного очага должно приводить к преувеличению его глубины. Показано, что понятие объемного очага позволяет просто получить выражение тензора сейсмического момента. Объемная плотность сейсмического момента в простейшем случае есть среднее снятое напряжение в объемном элементе очага. Рассмотрена возможность постановки задачи о сейсмическом и тектоническом течении горных масс как задачи гидродинамики.

Ил. 3. Библиогр. 37 назв.

УДК 550.341.551.22.

Ритм движения тектонических покровов. Казимиров Д.А., Гордеев А.В. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

На основании данных по геологии шарьяжей построена математическая модель движения одного покрова (слоя) относительно другого по горизонтальному или наклонному контакту. Анализ этой модели на ЭВМ позволил показать, что движения тектонических покровов механически возможны, если осуществляются посредством локальных импульсных перемещений.

Ил. 3. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.22.035.

Исследование напряженного состояния горных пород в складчатой структуре. Бакун Н.Н., Силаева О.И., Терентьев В.А., Шолпо В.Н. Сб. "Исследования по физике землетрясений". М., "Наука", 1976.

По полевым измерениям скоростей ультразвуковых волн и остаточных макродеформаций известняков Кадарской антиклинали Дагестана показано, что различным элементам антиклинальной структуры соответствуют характерные виды анизотропии скорости продольных волн в образцах известняков. Положительные или отрицательные значения изменения скоростей указывают на существование областей сжатия или растяжения и на определенные типы остаточных макродеформаций.

Ил. 6. Библиогр. 15 назв.

**ИССЛЕДОВАНИЯ
ПО ФИЗИКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Утверждено к печати
Ордена Ленина Институтом
физики Земли им. О.Ю. Шмидта

Редактор И.С. Сидоров
Редактор издательства Н.А. Никитина
Обложка художника Н.К. Нырковой
Художественный редактор А.Н. Жданов
Технический редактор Е.К. Полукарлова

Подписано к печати 13/IX - 1976 г. Т-15272
Усл.печ.л. 18,5+вкл 0,25. Уч.-изд.л. 20,9
Формат 60x90/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1349
Цена 1р. 80к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 80 к.

1953



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»