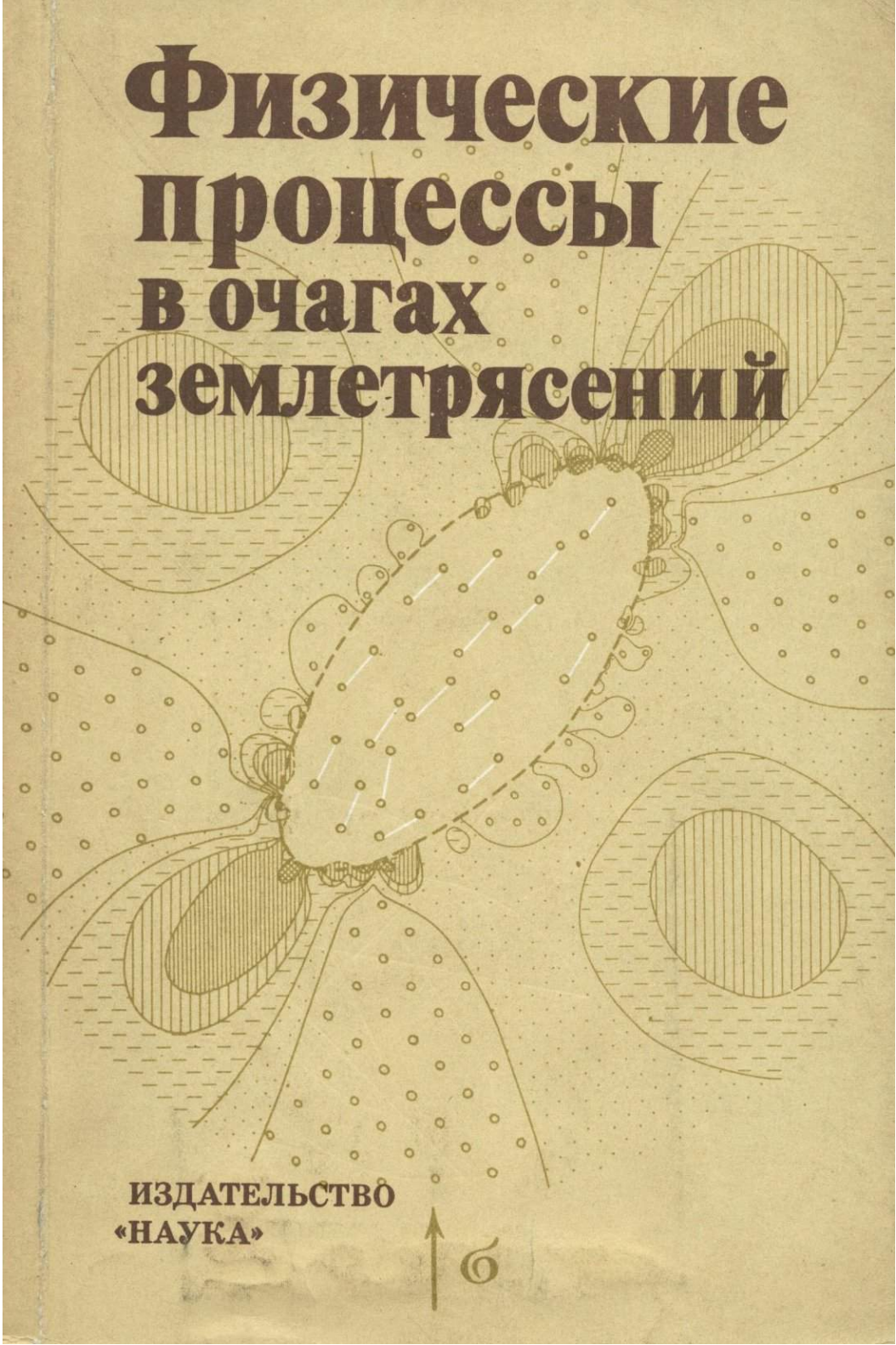
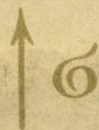


Физические процессы в очагах землетрясений



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

им. О. Ю. ШМИДТА

3195



Физические процессы в очагах землетрясений



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1980



Сборник содержит материалы Всесоюзной научной сессии "Физические процессы в очагах землетрясений", состоявшейся 16–19 мая 1977 г. в Москве. Представленные статьи отражают успехи, достигнутые в СССР за последние годы в области всестороннего изучения физических процессов в очагах землетрясений и нашедшие признание в мировой геофизике. Работы, посвященные динамике очаговых зон, показывают существенный прогресс в исследовании процессов, происходящих в настоящее время в очагах сильных землетрясений прошлых лет.

Материалы сборника дают физическую и методическую основу для решения важной народнохозяйственной задачи "Прогноз времени, места и силы землетрясений" и намечают пути решения вопросов прогноза воздействия землетрясений на сооружения на основе физических и расчетных моделей очага землетрясения.

Книга рассчитана на геофизиков, сейсмологов, геологов.

Ответственные редакторы

академик М. А. САДОВСКИЙ,

доктор физико-математических наук В. И. МЯЧКИН

В настоящее время закладывается фундамент нового этапа в изучении землетрясений. Исследование очаговых процессов, оставаясь составной частью сейсмологии и геологии, перестало быть их монополией — оно стало значительной ветвью и проблемой геофизики в целом, продвигая также создание геодинамики земных недр. На самом деле, теперь уже достаточно очевидно, что без изучения деформаций земной коры, исследования электромагнитных явлений — естественных и искусственных, геотермальных и гидрологических режимов, без понимания физико-геохимических процессов изменений состояния вещества не обходится ни одна достаточно полная попытка объяснения и описания очаговых процессов, их возникновения, проявления, а также влияния на динамику земных недр.

С другой стороны, классическое основание сейсмологии — теория упругости — никак не может обеспечить современное развитие этой науки.

Новой физической опорой настоящего этапа сейсмологии все больше становится теория разрушения материалов, и в первую очередь — механика разрушения. Процесс этот сложный, подчас неоднозначный, поскольку физика и механика разрушения находятся в процессе своего становления, переживая бурное развитие с начала шестидесятых годов.

Наконец, немаловажным фактором является то, что в отличие от теорий упругости, вязкости, пластичности применение достижений физики разрушения технических материалов и образцов горных пород к пространственно-временным масштабам разрушения горных масс является принципиально значительно более сложным и намного менее очевидным.

Рассматривая этот краеугольный методологический вопрос, мы приходим к важному выводу: только непосредственные геолого-геофизические полевые наблюдения за разрушением земных масс могут и должны установить границы и очертить области применения теорий разрушений, разработанных для малых масштабов, позволят выяснить общие законы разрушения, начиная от внутризерновых и межзерно-

вых трещин и кончая разрывами внутри и между гигантскими блоками неоднородной земной коры и мантийного вещества.

Забегая вперед, можно утверждать, что и физика микроразрушения нуждается в результатах исследований особенностей разрушения земных масс: последняя стадия предразрушения, предваряющая образование "сквозного" магистрального разрыва (третья стадия ползучести в механике), протекает в очагах землетрясений в миллионы раз медленнее и, следовательно, в принципе доступнее детальному исследованию, чем микросекундные процессы в образцах. Поэтому к тем наукам, от достижений которых зависит, по утверждению крупнейших специалистов по современной механике разрушения, становление физики разрушения, с полным правом следует добавить геофизику.

Настоящий сборник содержит материалы первой Всесоюзной сессии, посвященной процессам в очагах землетрясений, центральными вопросами которой были проблемы физики очага землетрясений и даже более широко — физические основы современной сейсмологии. Сейсмология была и остается самой информативной областью геофизики в изучении глубинного строения. Однако определения границ раздела в Земле, упругих свойств и некоторых других особенностей глубинного строения все же не являются достаточно полными характеристиками свойств Земли.

Изучение же очага землетрясений, по-видимому, открывает возможность проникнуть как в более "интимные" реологические свойства вещества Земли, так и в динамику процессов ее верхней оболочки.

Приведенные в сборнике материалы наряду с другими материалами по физике разрушения, лабораторному эксперименту и наблюдаемым изменениям геофизических полей в очаговых зонах землетрясений позволяют, по нашему мнению, сделать три весьма общих вывода физического и методологического характера применительно к проблемам прогноза и управления землетрясениями.

Первый заключается в том, что магистральные разрывы, образующиеся динамически или квазистатически (медленно), имеют внешне одинаковые постадийно рисунки предваряющей трещиноватости. Это значит, что и сильное землетрясение, и образование или вскрытие разрыва такой же длины со скольжениями без существенного излучения упругих волн должны предваряться аналогичными возмущениями геофизических полей — предвестниками, т.е. могут существовать бухтообразные "нормальные" предвестники без землетрясения. Здесь возникает принципиальная, по-видимому, но бесперспективная задача о нахождении тонкого различия между аналогичными возмущениями на стадии кратковременных предвестников.

Наличие временных бухт в геофизических полях отмечалось при исследованиях на Камчатке; возможно, эту физическую природу имеют и аномалии на Ашхабадском полигоне.

Второй вывод относится уже к возможности управления землетрясениями. В лабораторных экспериментах показано, что переход от стабильного скольжения по готовому разрыву к динамическому срыву зависит от всестороннего давления и физического состояния гауч-зоны

(прокладки между блоками). Здесь, по-видимому, открываются принципиальные возможности предотвращения землетрясений, по крайней мере в разломных зонах, выходящих на поверхность, при воздействии техническими средствами (взрывами, закачкой или откачкой воды и др.) на напряженное состояние среды или физическое состояние прокладки.

Этот вывод сам по себе не является сверхновым, некоторые эксперименты на образцах и в натуре уже проводились в США и подготавливаются в СССР. Очевидно также, что при этом возникают принципиальные вопросы о том, не спровоцируется ли еще более сильное землетрясение в другом месте, на продолжении разрыва и т.д. Однако важно, что пути физического исследования становятся все более ясными.

Последний вывод, практически, может быть, наиболее важный, хотя в целом уже известный, говорит о необходимости специализации систем наблюдений и интерпретации в зависимости от масштабов (величины) землетрясения, которое должно прогнозироваться. Эта специализация должна заключаться, во-первых, в самих методах наблюдения: чем больше готовящееся землетрясение, тем более крупными предваряющими разрывами оно готовится, следовательно, методы наблюдения должны в принципе позволять осреднение изменений полей в соответствующих пространственных масштабах. Во-вторых, методы интерпретации должны обеспечивать сглаживание отдельных локальных возмущений как в пространстве, так и во времени в подходящих масштабах.

Взгляд с этой точки зрения на ведущиеся, а частично и планируемые прогностические работы, показывает их недостаточность для поисков предвестников и прогноза катастрофических землетрясений, процессы подготовки которых должны захватывать площади в сотни и миллионы квадратных километров.

В этой связи представляется очень важной разработка методов долгосрочного прогнозирования, дабы избежать излишних объявлений об опасности землетрясений по локальным возмущениям, наблюдавшимся в отдельных точках.

В заключение следует подчеркнуть, что современная физика уже проложила дорогу в изучение очаговых процессов. Направление это признано и в мировом масштабе: в 1977 г. на сессии МАСФНЗ в Англии физике очага землетрясений посвящен специальный симпозиум, в ноябре того же года в ГДР состоялась специальная конференция КАПГ по физическим процессам в очагах.

Совершенно очевидно, что решение проблем прогноза землетрясений и прогресс в физике очага землетрясений в Советском Союзе требует совершенствования экспериментальной базы и вычислительной техники.

Нам представляется, что сессия, организованная Межведомственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству, кроме дискуссий научных результатов и их перспектив, явилась также мес-

том, где были обсуждены и рекомендованы пути решения задач технического перевооружения.

Выражаем благодарность член-корр. АН СССР С.Л. Соловьеву, акад. АН КазССР Ж.С. Ержанову, докт. физ.-мат. наук Г.А. Соболеву, канд. физ.-мат. наук О.Г. Шаминой, канд. физ.-мат. наук С.Д. Виноградову, которые провели большую работу по редактированию и подготовке к печати настоящего сборника, а также Л.Е. Борисовой и Л.И. Макеевой за техническую подготовку рукописи.

М. А. Садовский,

В. И. Мячкин

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ ОЧАГОВЫХ ЗОН И ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М. К. Курбанов, В. И. Лыков, В. И. Мячкин

ФИЗИКО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОПЫТ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В АШХАБАДСКОМ СЕЙСМОАКТИВНОМ РАЙОНЕ

С развитием исследований по прогнозу землетрясений и накоплением данных по предвестниковым явлениям все больше укрепляется мнение о необходимости построения конкретных физико-тектонических моделей процессов деформирования и разрушения горных масс в очаговых зонах землетрясений с учетом пространственного и временного масштабов, отвечающих энергии прогнозируемого события. Основу для таких моделей составляют представления об общей направленности геологических процессов, о поле тектонических напряжений, кинематике современных движений, строении и свойствах блоков земной коры соответствующего ранга. Нацеленные на прогноз долговременные режимные наблюдения поля деформаций, проявлений сейсмичности, геофизических, геохимических и гидрологических полей содержат сведения о разномасштабных флуктуациях различной природы. После исключения помех и аппаратных ошибок необходимо разделить "нормальные" временные изменения геолого-геофизических процессов и "аномальные" флуктуации, вызванные подготовкой землетрясения. При отсутствии длительных рядов равнооточных площадных наблюдений приходится для выделения предвестниковых аномалий привлекать различного рода представления и гипотезы, проверяя их достоверность методом проб и ошибок.

В настоящей работе в сжатой форме излагаются некоторые аспекты такого подхода: представления об общем характере тектонических процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе и выделение из временного хода сейсмичности наклонных и уровня воды в глубоких скважинах "аномальных" флуктуаций, соответствующих нашим представлениям о подготовке землетрясения согласно теории лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ). Эта часть статьи соответствует докладу, прочитанному на сессии в 1977 г. Авторы сочли необходимым добавить к статье информацию о сейсмических событиях 1978—1979 гг. и о прогнозных заключениях перед этими событиями, сделанными в 1978 г. на основе принятых представлений и новых данных по тем же видам наблюдений. Нам также кажется целесообразным кратко перечислить научно-организационные мероприятия по усилению наблюдений за краткосрочными предвестниками, представляющими, на наш взгляд, общий интерес.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ КОПЕТДАГСКОГО РЕГИОНА

Определяющей структурной особенностью Копетдагского региона является наличие протяженного линейного разлома земной коры, возникшего на контакте двух разновозрастных платформ (рис. 1). Сильнейшие землетрясения последнего столетия приурочены к участкам нарушения линейности разлома. Кинематика движений по разлому (правосторонний взбросо-сдвиг) задается меридиональным горизонтальным сжатием. Сопоставление сейсмического режима с данными геологии и геодезии (первые измерения в 1895 г.) позволяет предположить, что в эпохи спокойного сейсмического режима Копетдаг деформируется как единая тектоническая структура, а в периоды сейсмической активности монотонность и однородность процесса деформирования резко нарушаются.

Ашхабадский сейсмоактивный район включает крупные элементы структуры Копетдагского региона на стыке с Туранской плитой. Двадцатилетний период после Ашхабадского землетрясения 1948 г. ($M=7,3$) характеризуется ослабленной, постепенно возрастающей сейсмичностью

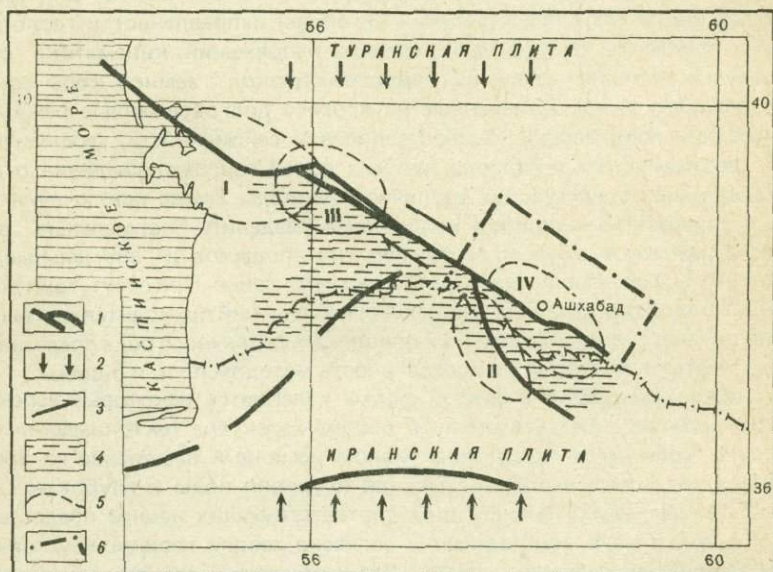


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов и очаговых зон сильных землетрясений Копетдагского сейсмоактивного района

1 — глубинные разломы земной коры; 2 — направление сжимающих тектонических напряжений; 3 — направление преимущественных смещений крыльев Передового разлома Копетдага; 4 — горно-складчатое сооружение Копетдага; 5 — контуры очаговых зон сильнейших землетрясений Туркмении: I — Красноводское, $M=8,3$, 1895 г., II — Гермабское, $M=7,2$, 1929 г., III — Казанджикское, $M=7,0$, 1946 г., IV — Ашхабадское, $M=7,3$, 1948 г.; 6 — контуры Ашхабадского сейсмоактивного района

Центрального Копетдага. Поэтому мы считаем, что до 1968—1970 гг. сеймотектонические процессы в Ашхабадском районе (афтершоки, вертикальные и горизонтальные движения крыльев разлома, соотношение между накапливаемой упругой деформацией и ее разгрузкой путем криппа и сейсмического течения горных масс) определялись главным образом постепенно затухающим влиянием магистрального разрыва, образовавшегося при землетрясении, и монотонным деформированием всего Копетдага в целом. С 1970 по 1974 г. включительно Ашхабадский район был вовлечен в общий монотонный ритм тектонической жизни Копетдагского региона. Есть основание считать, что с 1975 г. ход тектонических процессов в этом районе складывается под влиянием нарушения монотонности деформирования Центрального Копетдага, отражающегося в усилении его сейсмической активности. Чрезвычайно важным, но далеко не ясным, остается вопрос о степени залеченности магистрального разрыва землетрясения 1948 г. и повторного землетрясения 1968 г. ($M=5,6$) и его влиянии на характер перемещений вдоль разлома и концентрацию локальных напряжений на его концах.

РЕЖИМНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПО ДАННЫМ ДО 1978 г.

Институтом сейсмологии АН ТССР при участии ИФЗ АН СССР, Управления геологии СМ ТССР, подразделений ГУГК СМ СССР и других организаций проводятся исследования широким комплексом методов на всей территории Южной Туркмении со сосредоточением наибольшего числа методов и пунктов наблюдений на территории Ашхабадского сейсмоактивного района. Региональные сейсмологические наблюдения (14 станций в настоящее время), повторные нивелировки и наклономерные измерения, изучение гидрорежима скважин и источников, измерения поля силы тяжести и магнитометрические наблюдения имеют длинные ряды в 10—15 лет и более. Детальные сейсмологические исследования, сейсмическое просвечивание очаговых зон, лазерные измерения горизонтальных смещений, электротеллурические, электромагнитные, термодинамические, геохимические и некоторые другие наблюдения имеют более короткую историю, от 2 до 5 лет. При этом часть из них носит пока методический характер. Развитие взаимосвязанной сети комплексных наблюдений ведется в рамках проекта создания Ашхабадского прогностического полигона, призванного заменить имеющийся в настоящее время геодинамический полигон.

По данным режимных наблюдений установлено наличие временных флуктуаций большинства измеренных параметров. На основании теории ЛНТ были сделаны попытки интерпретировать "вперед" данные наблюдений. Использовались только результаты методов, по которым имелись длинные устойчивые ряды наблюдений: изменение земной поверхности (станция "Ашхабад"), сейсмичность⁴ (параметр $\Sigma E^{2/3}$, где E — выделяемая сейсмическая энергия во временных скользящих интерва-

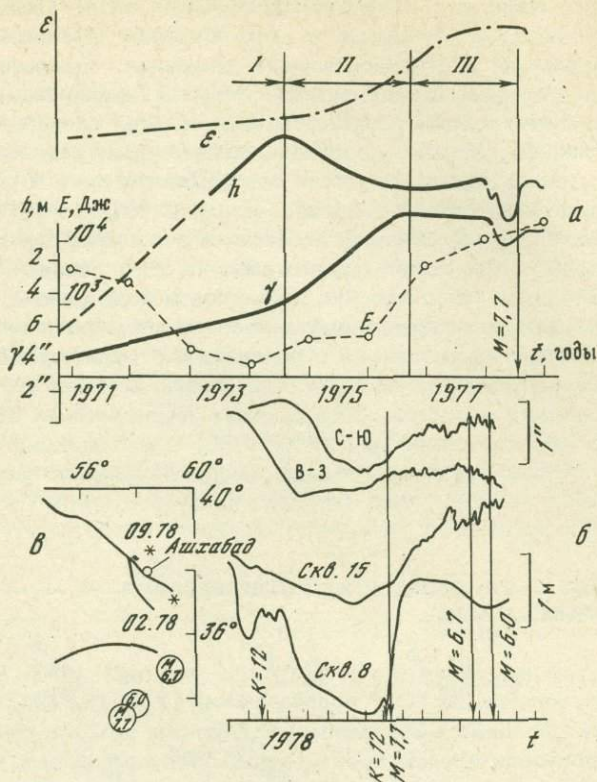


Рис. 2. Временные вариации параметров в очаговой зоне ашхабадских землетрясений

а — сопоставление во времени обобщающей кривой деформирования очаговой зоны готовящегося землетрясения ϵ с изменениями уровня воды h в глубокой скважине, наклоном земной поверхности γ в направлении с—ю и излучением сейсмической энергии E в Копетдагском регионе.

Толстые линии — данные до 1978 г., по которым проведена интерпретация и сделан в 1977 г. прогноз на землетрясение с $M \geq 7,0$; тонкие линии — данные 1978–1979 гг. б — детальные данные наблюдений за наклонами (с—ю, в—з) и уровнями воды в глубоких скважинах (№ 8, 15) в 1978–1979 гг. в — расположение эпицентров землетрясений, отмеченных стрелками на графиках

лах по 2 года с годовым перекрытием по площади с $r = 400$ км) и гидрорежим глубоких скважин. Примеры этих данных представлены на рис. 2, а. Основанием отнесения точечных наклономерных и гидрорежимных данных к деформированию всего Ашхабадского района послужило сопоставление с данными многократных повторных нивелировочных ходов. На рис. 2, а видно, что в конце 1974 г. подъем уровня воды сменяется снижением и в то же время ускоряется наклон земной поверхности в направлении север—юг. В 1976 г. уровень воды достигает минимума и начинает возрастать с одновременным прекращением изменения наклона и последующим переходом к изменению в обратную сторону

рону. Все это происходило на фоне повышения с 1974 г. сейсмической активности региона. Исходя из представлений теории лавинно-неустойчивого трещинообразования (кривая ϵ на рис. 2,а), мы предположили, что нормальный режим деформирования Копетдага, существовавший до 1975 г. (стадия I) сменился в 1975 г. стадией II, отвечающей началу процесса непосредственной подготовки землетрясения, а в конце 1976 г. процесс вступил в завершающую стадию III. Ко времени сдачи в печать настоящей статьи (конец 1977 г.) длительность аномальной флуктуации уровня воды и наклонов составила 3 года, и мы оценивали минимальную энергию готовящегося землетрясения E примерно в 10^{16} Дж.

Основные выводы, сделанные в 1977 г.:

- 1) до 1975 г. Копетдаг испытывал действие сжимающих тектонических напряжений;
- 2) начиная с 1975 г. внутренние напряжения в зоне Передового разлома падают, что характерно для состояния неустойчивости;
- 3) графики временного хода наклонов и уровня воды имеют форму, характерную для долговременных предвестниковых явлений сильного землетрясения;
- 4) точечные наблюдения не дают возможности оконтурить зону подготовки землетрясений, однако величины аномалий и изменение активности Центрального Копетдага дали некоторые основания предполагать, что район наблюдений входит в зону подготовки землетрясений.

НАБЛЮДЕНИЯ 1978 — НАЧАЛА 1979 г.

Динамичные и синхронные изменения наклонов и уровня воды в скважинах за этот период (рис. 2,а,б) были восприняты как завершение III стадии прогнозируемого события. В.И. Лыковым и М. Курбановым 9 сентября было сделано официальное заключение о чрезвычайно высокой вероятности возникновения сильного землетрясения в течение ближайших нескольких дней. 16 сентября на расстоянии 550 км от пунктов наблюдений на территории Ирана произошло землетрясение с $M = 7,7$. Во время землетрясения произошло кратковременное (2 мин) понижение уровня воды на 4,5 см с последующим резким (в течение 25 дней) возрастанием его до уровня января 1978 г. В ноябре 1978 г. был проведен дополнительный детальный анализ всей имеющейся информации, в том числе флуктуаций уровней и наклонов перед местными землетрясениями 27.11 1978 г. ($K = 12$, $M = 4,4$, $\Delta = 145$ км), 07.1X 1978 г. ($K = 12$, $M = 4,6$, $\Delta = 30$ км), параметров сейсмичности, отношения скоростей v_P/v_S для определения возможного места следующего землетрясения. В этом анализе, кроме авторов статьи, принимали участие сотрудники ИФЗ АН СССР (Б.В. Костров, Л.Б. Славина) и ИС АН ТССР (Т.Н. Городкова, Т. Аширов, А. Ювшанов). В дальнейшем материалы анализа были рассмотрены Прогнозной комиссией при Президиуме АН ТССР под председательством вице-президента АН ТССР академика О.О. Овезгельдыева и Советом по прогнозу землетрясений.

ИФЗ АН СССР под председательством академика М.А. Садовского.

В результате обсуждений было сделано заключение, что основные аномалии 1978 г. по своей длительности (порядка 9 месяцев) и выраженности (колебания уровня в пределах от 1 до 2 м, изменения наклонов до 2") не соответствуют известным данным о краткосрочных предвестниках события с $M = 7,7$ или долгосрочных предвестниках землетрясений с $M = 4,5$ и могут являться свидетельством подготовки землетрясений с $M = 6-6,5$ на расстояниях порядка 200 км от пункта наблюдений. Ожидаемое наиболее вероятное время события было первоначально определено в течение декабря 1978 г., а затем, после обсуждения в ИФЗ АН СССР, продлено на январь 1979 г. По решению Прогнозной комиссии при Президиуме АН ТССР заключение о результатах научной интерпретации выявленных аномалий и недостаточности данных (в первую очередь из-за отсутствия площадных систем наблюдений) для определения места землетрясения было доведено до сведения директивных органов ТССР и Президиума АН СССР. Был принят ряд мер по усилению наблюдений за явлениями, которые могли бы быть интерпретированы как краткосрочные предвестники, и срочному анализу флуктуаций сейсмического режима в Ашхабадском районе. В кратком виде часть наших данных доложена на конференции ЮНЕСКО по прогнозу землетрясений в 1979 г. [2]. Здесь мы отметим, что резкие синхронные краткосрочные флуктуации в начале января 1979 г., часть которых представлена на рис. 2,б, были проинтерпретированы как краткосрочные предвестники, о чем были официально уведомлены Прогнозная комиссия и руководство АН СССР. Землетрясение с $M = 6,7$ произошло 16 января 1979 г. в 400 км к юго-востоку от Ашхабада (рис. 2,в).

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

1. Предложена обобщенная модель цикличности сеймотектонических процессов Копетдагского региона, включающая период однородного деформирования всего региона при относительно слабой сейсмической активности и период неоднородного деформирования, сопровождающийся резким повышением сейсмичности и сильной дифференциацией взаимных перемещений отдельных частей региона.

2. Предложена схема этапов современного состояния тектонических процессов в Ашхабадском сейсмоактивном районе, рассматриваемом как элемент краевой структуры Копетдага, с учетом последствий Ашхабадского землетрясения 1948 г. и взаимодействия с общим характером деформирования Центрального Копетдага:

- 1) 1948–1968 гг. — афтершоковая деятельность и снятие локальных напряжений;
- 2) 1968–1974 гг. — общекопетдагский характер деформирования;
- 3) 1975–1978 гг. — нарушение процесса деформирования, связанное с подготовкой землетрясения 16.IX 1978 г. с $M = 7,7$.

3. На основе обобщенной модели направленности тектонических процессов и долговременных данных о временном ходе наклонов, уровней

воды в глубоких скважинах и пространственно-временном высвобождении сейсмической энергии в 1977 и 1978 гг. впервые сделаны в рамках теории ЛНТ заключения о подготовке землетрясений с $M \geq 7$ и с $M \sim 6,0 \div 6,5$. Общее заключение о готовящемся землетрясении в Копетдагском регионе с $M \geq 7$ было сделано в 1977 г. Время реализации события было отнесено к концу 1978 г. и последующим годам. 9.IX 1978 г. время этого события определено как наиболее вероятное в течение нескольких дней. 16.IX 1978 г. произошло землетрясение с $M = 7,7$, $\Delta = 550$ км, в Иране. Заключение о вероятности землетрясения с $M \sim 6,0 - 6,5$ было сделано в ноябре 1978 г. с временем реализации декабрь 1978 — январь 1979 г., $\Delta \sim 200$ км. 10.I 1979 г. было сделано заключение, что появившиеся флуктуации наклонов и уровней воды могут интерпретироваться как кратковременные предвестники. 16.I 1979 г. в Иране произошло землетрясение с $M = 6,7$, $\Delta \approx 400$ км.

4. Хорошее совпадение времени сейсмических событий с сделанными прогнозами является фактом, подтверждающим правильность принятых физических представлений и интерпретации имеющихся данных. Вместе с тем мы далеки от преувеличения значимости этих прогнозов. На всех этапах интерпретации имелись сомнения в ее однозначности.

5. Проявление аномалий в наклонах и уровнях воды на расстояниях, в 5—6 раз превышающих размеры очагов землетрясений, находит объяснение в рамках количественной модели, развитой в работе [3]. Однако большая амплитуда аномалий требует предположения, что зона предкопетдагского разлома является своеобразным "усилителем" деформаций.

6. Дальнейшее предвестников землетрясений деформационного типа, подчеркиваемое многими авторами и (возможно) отчетливо проявившееся в данных наблюдениях, имеет безусловно положительную сторону в деле разработки методов прогноза. Мы, однако, на своем опыте, хотим подчеркнуть, что дальнейшее одновременно неизбежно осложняет интерпретацию наблюдений из-за наложения влияний на показание приборов процессов подготовки и последствия землетрясений. На наш взгляд, это диктует необходимость не только создания площадных систем наблюдений, но и выбор пространственного и временного масштаба систем наблюдений и способов обработки, соответствующих масштабу событий, на которые нацелен прогноз.

Л и т е р а т у р а

1. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Физика очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 121—131.
2. Асимов М.С., Ержанов Ж.С., Калмурзаев К.Е. и др. О состоянии исследований по прогнозу землетрясений в советских республиках Средней Азии. — В кн.: Международный симпозиум по прогнозированию землетрясений. Париж: ЮНЕСКО, 1979.
3. Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Myachkin V.I. Estimation of the size of earthquake preparation zones. — Pure and Appl. Geophys., 1979, vol. 117.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ФРУНЗЕНСКОМ ПОЛИГОНЕ

В течение ряда лет на Фрунзенском прогностическом полигоне исследовались пространственно-временные закономерности проявлений сейсмичности, распределения кинематических и динамических параметров землетрясений, а также возможности их применения для целей прогноза землетрясений.

Территория полигона включает в себя всю Чуйскую впадину и ее горное обрамление. В его пределах легко различаются два основных морфоструктурных элемента, имеющих блоковое строение. Первый из них (Киргизский хребет) принадлежит к области новейших поднятий, а второй (Чуйская впадина) — опусканий. Максимальные градиенты новейших движений наблюдаются в сравнительно узких зонах стыка поднятий и прогибов, которые обычно осложнены живыми разрывами и являются сейсмоактивными.

Анализ экспериментального материала показал, что для исследуемой территории являются представительными землетрясения с 1929 г. — 11-го энергетического класса, с 1951 г. — 9-го класса, с 1958 г. — 8-го класса, и, наконец, с 1967 г., т.е. с начала детальных наблюдений — 7-го класса [1].

По пространственному распределению очагов землетрясений изучаемый район условно можно разделить на несколько сейсмогенных зон (рис. 1). Рассмотрение временного хода сейсмичности [2, 3] позволило уточнить их границы и выделить отдельные участки, различающиеся по своим временным закономерностям. Так, сопоставление временного хода сейсмичности в I и II зонах показало, что они "работают" совершенно независимо друг от друга, а северо-западный и центральный участки зоны III в какой-то мере связаны между собой — усиление сейсмической деятельности в одном участке ведет к ее ослаблению в другом. Эти данные, как нам кажется, могут служить дополнительными критериями в установлении конфигурации границ сейсмогенных зон и участков.

В зависимости от сходства или различия пространственно-временных закономерностей сейсмичности соседних участков можно установить степень "резкости" (порядок) границ между ними (см. рис. 1). Наиболее резкой границей первого порядка следует считать ту, которая разделяет области с наиболее отличающимися пространственно-временными закономерностями сейсмичности (граница между зонами I и II). Слабые границы — более высоких порядков — разделяют области с относительно небольшими пространственно-временными различиями (границы между участками зоны III). Сопоставление этих границ с глубинным строением указывает на явную связь их с разломами различного порядка, разделяющими тектони-

ческие блоки. Интересно, что наиболее слабая из рассматриваемых границ, расположенная между центральным и юго-восточным участками зоны III, пересекает единые структуры юго-восточного простирания, не разбитые сколько-нибудь крупными разрывными дислокациями.

Это дает основание полагать, что существует принципиальная возможность решать обратную задачу: по пространственно-временным закономерностям сейсмичности выделять блоки или их совокупности, связанные общим тектоническим режимом.

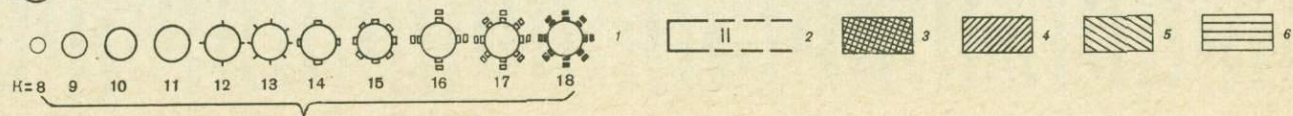
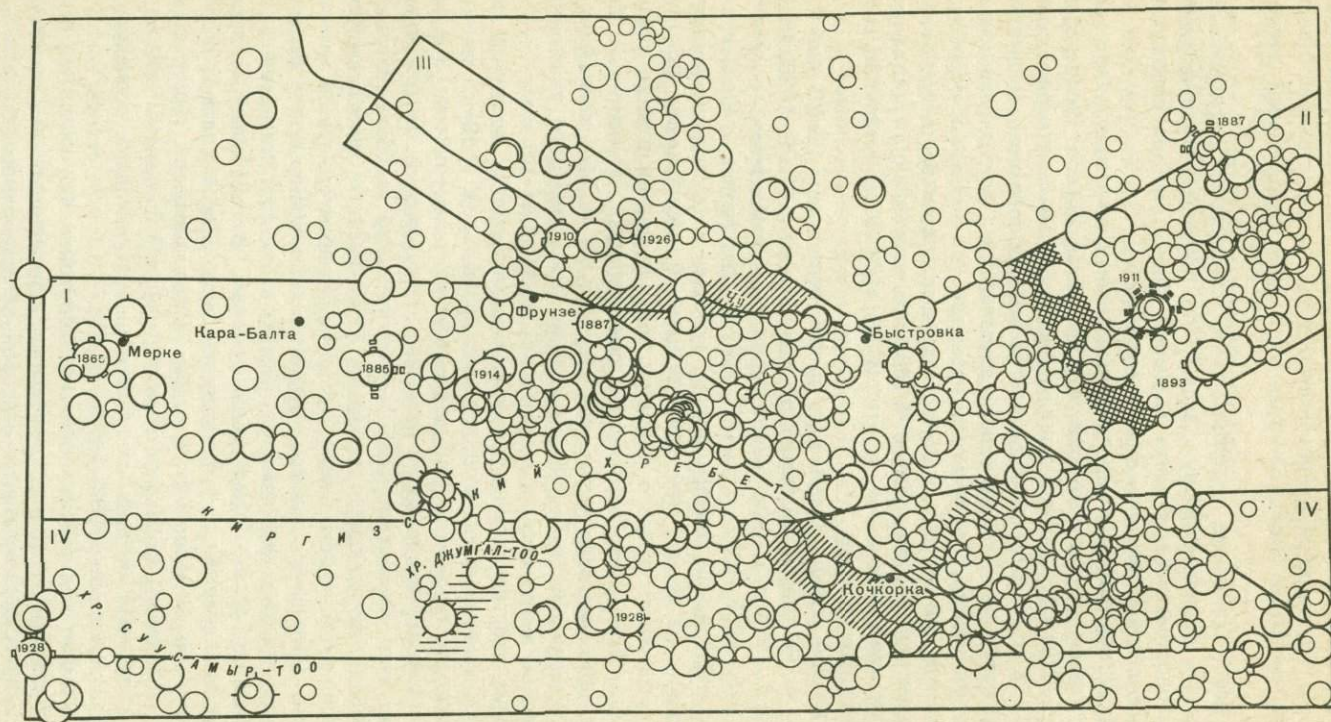
На Фрунзенском полигоне наибольший интерес представляет самая сейсмоактивная зона I (см. рис. 1), названная Южной (уровень активности 0,1). По долговременным инструментальным наблюдениям (1929—1974 гг.) здесь обнаруживается вполне определенная цикличность в проявлении сейсмической деятельности. Под сейсмическим циклом понимается совокупность периодов накопления и освобождения сейсмической энергии в зоне с едиными пространственно-временными характеристиками. Другими словами, длительность цикла составляет время активизации и затишья на уровне рассматриваемых энергетических классов.

Для Южной зоны длительность цикла составляет 15—20 лет — периоды активизации сейсмической деятельности (1929—1938, 1947—1954, 1968—1974 гг.) сменяются периодами относительного затишья (1939—1946, 1955—1967 гг.) [3]. По данным детальных сейсмологических наблюдений, совпавших по времени с последним периодом активизации, на фоне этой долговременной активизации обнаруживается цикличность второго порядка, проявляющаяся в виде кратковременных “всплесков” активности, сменяющихся относительно длительным затишьем. При этом все сильные ($K \geq 11$) землетрясения хронологически совпадают с периодами относительного увеличения сейсмической активности, выделяемыми по слабым толчкам.

Изучение пространственно-временных характеристик выявляет также миграцию эпицентров относительно сильных ($K \geq 10$) землетрясений с запада на восток или с востока на запад, причем в каждом из периодов активизации миграция начинается в центре зоны.

Анализ карт эпицентров слабых землетрясений за различные интервалы последнего периода активизации 1968—1974 гг. показывает, что проявление сейсмичности носит “кусочный” характер, т.е. в течение достаточно длительного времени землетрясения возникают в отдельных местах участка группами, не накладываясь друг на друга, а “пристраиваясь” к уже имеющимся группам. В сейсмический процесс при этом вовлекается все большая площадь. Такое явление логично объясняется блоковой структурой рассматриваемой территории. На рис. 2 показана последовательная “работа” блоков в течение восьми временных интервалов, выделенных в пределах последнего периода активизации (1968—1974 гг.).

Рассматривая ход сейсмичности на территории Фрунзенского полигона, представленный в виде ежегодных карт эпицентров, можно наблюдать процесс формирования очаговой области относительно сильных



($K=12-13$) землетрясений. Он заключается в следующем. Вначале на небольшом локальном участке, расположенном в непосредственной близости от очага будущего сильного землетрясения, появляется группа слабых толчков. Со временем этот участок заметно активизируется, одновременно разрастаясь в размерах. Приблизительно за семь месяцев до возникновения сильного землетрясения здесь наступает полное сейсмическое затишье, после которого и происходит основное событие. Выделенный таким образом локальный участок понимался нами как очаговая область сильного землетрясения.

Такой качественный анализ показывает, что при подготовке сильного землетрясения в очаговой области меняется фоновая сейсмичность [4], причем этот процесс имеет определенную динамику. По-видимому, длительность периода сейсмической активизации и затишья в очаговой области зависит от силы готовящегося землетрясения.

На материале детальных сейсмологических наблюдений за период с августа 1967 г. по декабрь 1973 г. на территории Фрунзенского полигона изучалось пространственно-временное распределение различных кинематических и динамических параметров землетрясений: отношений скоростей продольных и поперечных волн v_p/v_s , отношений максимальных амплитуд этих волн A_s/A_p и их периодов T_s/T_p , механизмов очагов и знаков первых смещений продольных волн.

Остановимся вначале на пространственном распределении этих параметров.

Отношение скоростей v_p/v_s . Рассмотрение пространственного распределения отношений скоростей продольных и поперечных волн v_p/v_s по методике, разработанной в Гарме [5-10], позволило провести районирование территории Фрунзенского полигона по этому параметру [6] (рис. 3). На фоне нормальных значений отношений $v_p/v_s = 1,72 \pm 0,02$ выделяются объемы с аномальным отношением скоростей (завышенным или заниженным, так называемые аномальные объемы), к границам которых приурочены все сильные землетрясения ($K \geq 10$), происшедшие в изучаемом районе за период наблюдений.

Отношение амплитуд A_s/A_p . К.В. Пшенников, исследуя гипоцентрально-зону афтершоков Среднебайкальского землетрясения, выделил область, в которой эпицентры с $A_s/A_p \leq 5$ составляют 60% от общего числа, а за ее пределами их доля уменьшается до 50%. Автор делает предположение, что подобное поведение A_s/A_p вызвано изменением условий возбуждения сейсмических колебаний в гипоцентральной зоне афтершоков [11].

Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Чуйской впадины и ее горного обрамления за период 1865-1974 гг.

1 - эпицентры землетрясений с $K \approx 8-18$; 2 - эпицентрально-зона; границы зон и участков, полученные по пространственно-временным закономерностям сейсмичности: 3 - 1-го порядка; 4 - 2-го порядка; 5 - 3-го порядка, 6 - порядок не установлен

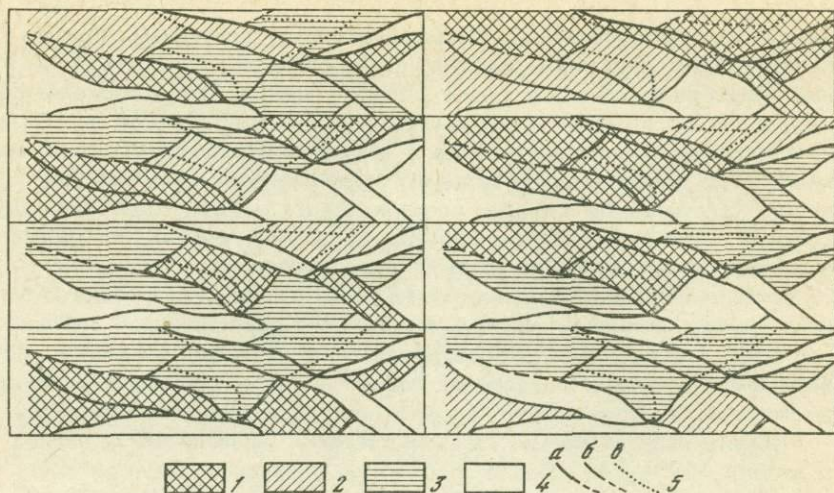


Рис. 2. Последовательность проявления сейсмичности в отдельные временные интервалы

Относительное число землетрясений $N_i/\bar{N}$ (N_i — число землетрясений в данном блоке в i -м интервале, $\bar{N}$ — среднее за весь рассматриваемый период число землетрясений в данном блоке): 1 — более 1, 2 — равное 1, 3 — менее 1; 4 — землетрясения за рассматриваемый интервал не наблюдались; 5 — разломы (а — межглыбовые, б — межблоковые, в — внутриблоковые)

Картирование этого параметра, проводившееся путем построения карт для отдельных станций и последующего их объединения, показало, что в изучаемом районе довольно четко распределяются в пространстве очаги со значениями $A_S/A_P \leq 5$ и > 5 . Причем участки, характеризующиеся относительно низкими значениями этого отношения, довольно хорошо совпадают с аномальными объемами заниженных отношений скоростей.

Механизм очагов. Изучение механизмов очагов велось по методике А.В. Введенской. Следует подчеркнуть, что удалось определить механизм очагов лишь у 25% землетрясений, поэтому полученная картина их пространственного распределения является, по существу, только первым приближением.

Общие закономерности преимущественной ориентации осей главных напряжений в очагах слабых землетрясений района исследований повторяют закономерности для сильных [12, 13], а именно: напряжения сжатия близгоризонтальны и направлены вкост структур; напряжения растяжения близвертикальны, промежуточные — близгоризонтальны и вытянуты вдоль геологических структур. В районе преобладают деформации типа взбросо-сдвиг и сбросо-сдвиг, как правило, со значительной сдвиговой компонентой. Чистых взбросов и сбросов мало, чистых сдвигов 3 из 150.

Очаги с разными движениями висячих крыльев разрывов группируются в пространстве вполне определенным образом: довольно четко разделяются области положительных (висячее крыло поднимается)

и отрицательных (висячее крыло опускается) движений (см. рис. 3). Границы между ними проходят с юго-запада на северо-восток, пересекая основные геологические структуры, и имеют наиболее сложную конфигурацию в центре района. К этим границам приурочены все сильные ($K \geq 12$) землетрясения прошлых лет, что наблюдалось и для районов Гарма, Токтогула и Ферганы [14–16].

В нашем районе нет точного совпадения областей положительных движений с аномальными объемами заниженных отношений v_p/v_s , как в Гарме [9], но, по-видимому, можно говорить о некоторой их корреляции с областями разных движений (см. рис. 3): аномальные объемы заниженных отношений совпадают с областями положительных движений, завышенных — располагаются большей частью в областях отрицательных движений.

Знаки первых смещений продольных волн. Учитывая, что исходными данными для определения динамических параметров очагов являются знаки первых вступлений на вертикальной компоненте, нами было изучено распределение этих знаков по данным отдельных сейсмических станций за 1967–1973 гг. и их совокупности. Анализ материала показал, что наблюдается довольно четкое и достаточно устойчивое пространственное разделение эпицентральных зон с различными знаками первых смещений [17]. При этом области смены знаков коррелируются с аномальными объемами заниженных отношений v_p/v_s и с участками относительно низких A_s/A_p . К границам, разделяющим зоны с разными знаками первых смещений, приурочиваются все известные сильные землетрясения ($K \geq 12$) района исследований.

Таким образом, изучение пространственного распределения указанных параметров позволяет выделить наиболее вероятные места возникновения сильных землетрясений — это участки, где происходят изменения того или иного из рассматриваемых параметров. Рассмотрим теперь их распределение во времени.

За период детальных наблюдений на территории полигона наиболее сильными были два землетрясения 12-го энергетического класса: Шамсинское 27.X 1972 г. и Иссык-Атинское 1.IX 1973 г. (рис. 4).

Области подготовки этих землетрясений были выделены следующим образом. Анализ годовых карт эпицентров показал, что территории, прилегающие к очагам землетрясений 12-го класса, оконтуриваются слабыми толчками 6–9-го классов с заниженными отношениями скоростей v_p/v_s , причем изменения во времени этого параметра для таких слабых толчков носят бухтообразный характер. Исходя из современных представлений о подготовке землетрясений мы приняли эти области за области подготовки рассматриваемых землетрясений 12-го класса. Протяженность этих областей в обоих случаях составляет 50 км, т.е. значительно превосходит размеры очаговой зоны землетрясений 12-го класса, равные 4–8 км [18].

В обоих случаях хорошо видна вытянутая форма области подготовки, в одном из концов которой находится очаг сильного землетрясения, а в противоположном — очаг слабого, с которого начинается уменьшение v_p/v_s . В период подготовки землетрясения

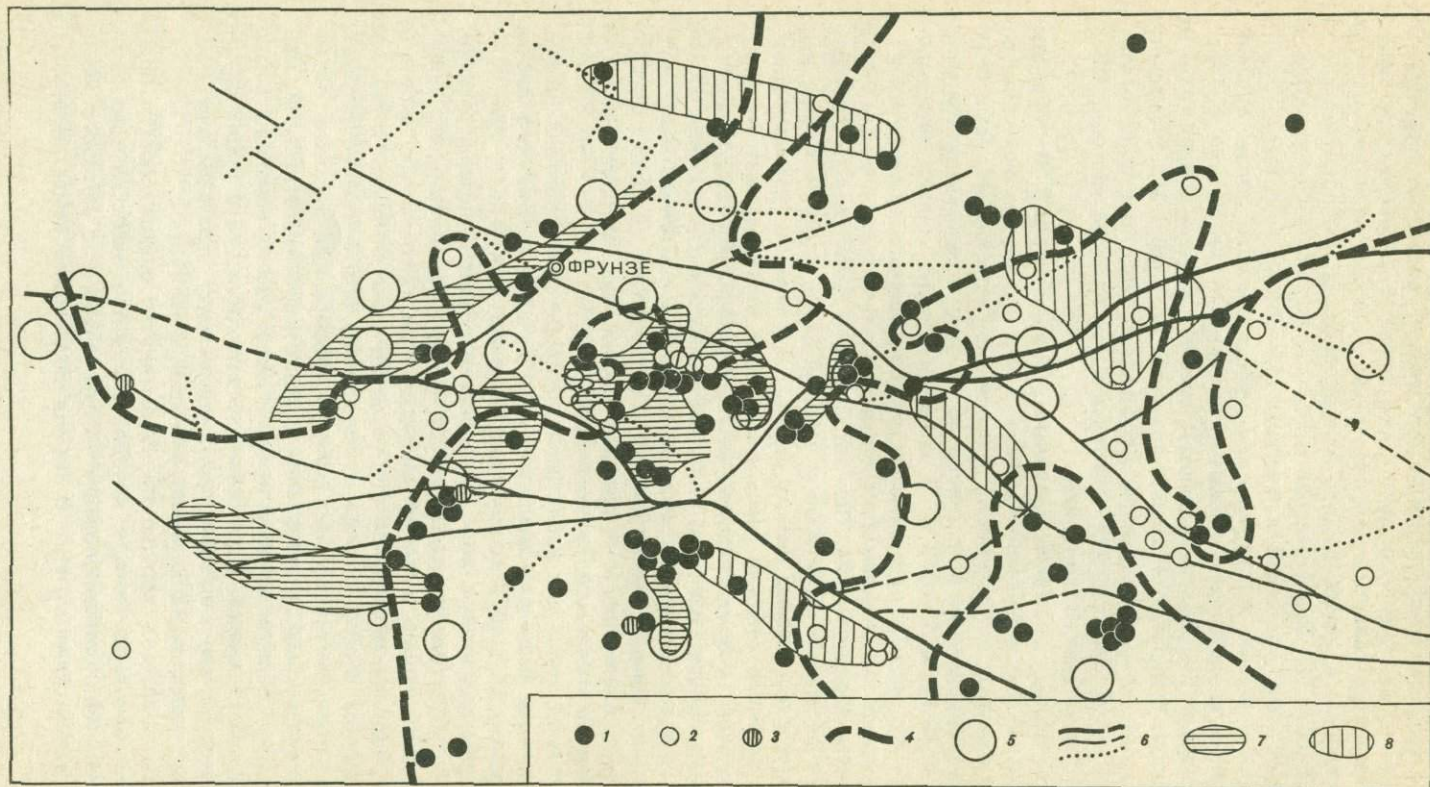


Рис. 3. Схема районирования Чуйской впадины и ее горного обрамления по параметру v_p/v_s и механизму очагов землетрясений. Эпицентры землетрясений с движением висячих крыльев разрывов в очагах: 1 — вверх (взброс, взбросо-сдвиг), 2 — вниз (сброс, сбросо-сдвиг), 3 — горизонтально (сдвиг); 4 — границы областей с разными знаками движений; 5 — эпицентры сильных землетрясений ($K=12\div18$); 6 — разломы; выделенные по отношениям скоростей v_p/v_s "аномальные объемы": 7 — заниженных значений ($<1,70$), 8 — завышенных значений ($>1,74$).

миграция очагов в пределах выделенной области происходит таким образом, что по мере приближения к моменту возникновения сильного землетрясения очаги слабых стягиваются в довольно узкую полосу, на краю которой и возникает основной толчок. Это хорошо согласуется с результатами модельных исследований по образованию магистрального разрыва [19].

На рисунках также представлены графики временного хода изучаемых нами параметров. Здесь отмечены средние значения этих параметров, вычисленные по данным предыдущих "спокойных" лет для области подготовки, и средние квадратичные ошибки их определения.

Графики временного хода отношений скоростей представляют собой несимметричные бухты, глубина и форма которых для Шамсинского (глубина очага $H = 5$ км) и Иссык-Атинского ($H = 10$ км) землетрясений различны. Возможно, это связано с тем, что землетрясения произошли на разных глубинах, и объемы зон подготовки были различны. Длительность бухт в обоих случаях составляет 9–10 месяцев, что, по-видимому, можно принять за срок подготовки данных землетрясений.

Дальше следуют графики временного хода отношений амплитуд и периодов, а также знаков первых смещений на записях отдельных станций.

Интересно, что и для Шамсинского и для Иссык-Атинского землетрясений характер поведения во времени отношений амплитуд слабых предваряющих толчков на рассматриваемых станциях сохранился: на станциях № 5 и 11 за 3–4 месяца до основного толчка усиливались флуктуации этого параметра, в то время как на станции № 8 он изменялся мало при довольно низких средних значениях (около 3). Причем землетрясения с аномально высокими A_S/A_P по данным станций № 5 и 11 происходили, как правило, на границах областей подготовки. Одним из возможных объяснений такого поведения A_S/A_P может быть направленность излучения очагов предваряющих землетрясений. Если исходить из существующих представлений о механизме излучения, изменение отношений амплитуд определяется в основном изменением амплитуд поперечных волн. Из двух возможных подвижек в очагах слабых предваряющих землетрясений, механизмы которых удалось определить, можно выбрать по одной так, что векторы подвижек всех этих землетрясений будут ориентированы в направлении станций № 5 и 11. При этом максимум излучения поперечных волн будет направлен в сторону этих станций, а на станцию № 8 придется минимум [20].

Наблюдаемое усиление флуктуаций A_S/A_P перед сильным землетрясением объясняется, по-видимому, упорядочением непосредственно перед ним направлений Векторов подвижек в очагах слабых толчков, ориентация которых прежде носила хаотический характер. Наблюдаемые максимумы и минимумы A_S/A_P , возможно, связаны с направлением вспарывания — в сторону станции или от нее.

Закономерности изменения A_S/A_P повторяются и для T_S/T_P .

Рассматривая временные графики распределения знаков первых смеще-

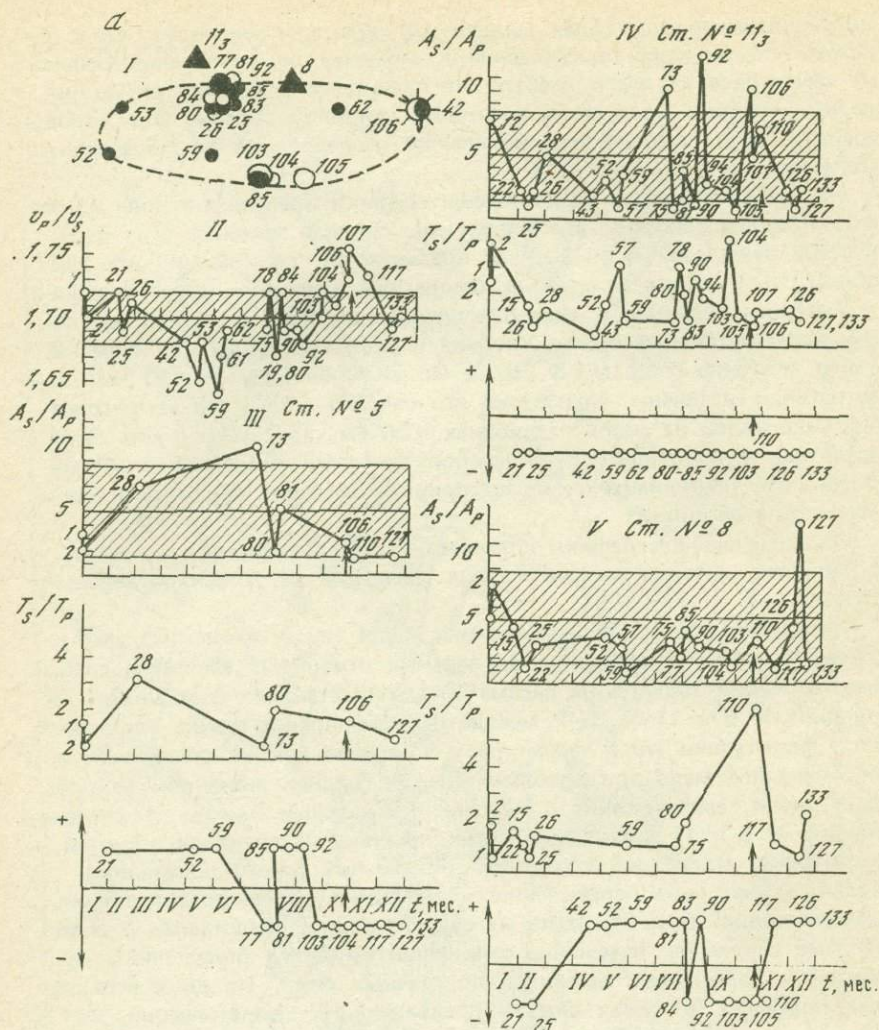


Рис. 4. Подготовка Шамсинского 27.X 1972 г. (а) и Исык-Атинского 1.IX 1973 г. (б) землетрясений 12-го энергетического класса

I — область подготовки землетрясения, выделенная по изменениям параметра v_p/v_s . Графики временного изменения параметров для землетрясений $K=6\div 11$ из области подготовки: II — отношений скоростей v_p/v_s по совокупности стан-

ний в продольной волне перед Шамсинским землетрясением, можно заметить, что на сейсмических станциях № 8,5 за три месяца до землетрясения знак начал изменяться с + на — и обратно, а примерно за месяц до землетрясения изменения знака прекратились. Не наблюдалось изменения знака и в течение 2 месяцев после толчка. На станции № 11 знак не изменялся за 10 месяцев до землетрясения и 2 месяца после него.

Зависимость размеров областей подготовки (l — протяженность, S — площадь) и сроков подготовки (T) от энергии (E , Дж) землетрясений

Дата	$K = \lg E$	l , км	S , км ²	T , мес
24.X 1968	10,2	15	90	0,7
4.I 1969	9,6	13	80	1,5
11.XII 1969	9,8	10	60	1,0
22.VI 1970	9,5	20	100	0,7
12.V 1968	10,7	25	400	5,0
10.VI 1968	10,8	40	400	4,0
6.VII 1968	11,0	30	530	5,0
21.XII 1971	11,3	40	400	1,5
27.X 1972	11,7	50	1100	10,0
1.IX 1973	11,8	50	800	9,0

ше. Принимая во внимание работы И.Г. Симбиревой и О.В. Соболевой, обнаруживших изменение ориентации осей напряжений перед сильным землетрясением, мы можем предполагать, что изменение знаков первых смещений в нашем случае также может означать изменение положения нодальных плоскостей и соответственно осей главных напряжений. Постоянство же знака на станции № 11 могло бы быть вызвано тем, что, несмотря на поворот осей, эта станция остается в том же квадранте.

Малое количество изученных очагов предваряющих толчков не позволяет с уверенностью говорить об изменениях их механизмов в период подготовки землетрясений 12-го энергетического класса. Однако по имеющимся материалам видна тенденция поворота одной из нодальных плоскостей всех слабых предваряющих землетрясений и приближения ее к азимуту одной из плоскостей основного толчка. Та же тенденция наблюдается и для вектора подвижки [21].

По изменениям параметра v_p/v_s были выделены области подготовки для всех землетрясений 11-го и некоторых землетрясений 10-го энергетического класса, происшедших на изучаемой территории за период наблюдений, оценены размеры этих областей. По длительности бухты на графиках временного хода параметра v_p/v_s оценены сроки подготовки землетрясений. Зависимость размеров областей подготовки и сроков подготовки от энергии землетрясения представлена в таблице. Можно отметить хорошее совпадение размеров области подготовки и сроков подготовки землетрясений 12-го класса для Чуйской впадины с соответствующими величинами, полученными Н.С. Боровик, Л.А. Мишариной и А.А. Тресковым для землетрясений Прибайкалья, где области подготовки выделялись по сейсмическому затишью [22].

В ы в о д ы

Таким образом, изучение пространственно-временных закономерностей в проявлении сейсмичности и распределении кинематических и динамических параметров землетрясений на территории Фрунзенского прогностического полигона позволяет сделать следующие предварительные выводы.

1. Выявлена цикличность в сейсмической деятельности на территории полигона, проявляющаяся в чередовании периодов активизации с периодами относительного сейсмического затишья. Длительность этих периодов составляет 8–10 лет.
2. Наиболее вероятным моментом возникновения сильного землетрясения нужно считать период сейсмической активизации, а внутри него — “всплеск” сейсмической активности (резкое ее усиление за относительно короткие сроки — 2–3 месяца).
3. В рассматриваемом районе преобладают деформации типа взбросо-сдвиг и сбросо-сдвиг. Взбросов и сбросов (без сдвиговой компоненты) мало. Чистые же сдвиги почти полностью отсутствуют.
4. Наблюдается бухтообразное изменение параметра v_P/v_S по слабым землетрясениям перед всеми землетрясениями 11-, 12-го и частично 10-го энергетических классов, происшедшими в районе полигона за период наблюдений. Эти изменения происходят в области, значительно превышающей по размерам очаговую зону, и являющейся, по-видимому, областью подготовки землетрясения. Размеры области и сроки подготовки зависят от энергии готовящегося землетрясения.
5. В пределах области подготовки происходят изменения отношений амплитуд A_S/A_P , периодов T_S/T_P , а также знаков первых смещений продольных волн. При этом если предваряющие изменения v_P/v_S носят более продолжительный характер и могут служить целям долгосрочного прогноза, то эти характеристики — целям краткосрочного.

Использование совокупности всех указанных параметров при условии широкой сети станций и оперативной текущей обработки землетрясений может служить, на наш взгляд, задачам прогноза землетрясений.

Л и т е р а т у р а

1. Грин В.П., Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Лопатина Т.А. Общие сведения о сейсмичности Чуйской впадины и ее горного обрамления. — В кн.: Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань). Фрунзе: Илим, 1975, с. 84–93.
2. Грин В.П. Периодичность в проявлении сейсмичности и повторяемость землетрясений южного обрамления Чуйской впадины. — В кн.: Строение земной коры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978, с. 63–81.
3. Грин В.П. Об изменении сейсмичности во времени на территории Чуйской впадины. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 5, с. 85–89.
4. Нерсесов И.Л., Лукк А.А., Пономарев В.С. и др. Возможности прогнозирования землетрясений на примере Гармского района Таджикской ССР. — В кн.: Предвестники землетрясений. М.: ВИНТИ, 1973, с. 72–99.

5. Кондратенко А.М., Нерсесов И.Л. Некоторые результаты изучения изменений скоростей продольных волн и отношений скоростей P и S волн в очаговой зоне. — Труды ИФЗ АН СССР, 1962, № 25, с. 131–149.
6. Меджитова З.А. Пространственно-временное распределение отношений скоростей продольных и поперечных сейсмических волн на территории Чуйской впадины и ее горного обрамления. — В кн.: Строение земной коры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978, с. 82–99.
7. Нерсесов И.Л., Семенов А.Н. Сейсмическое районирование Гармского района по отношению скоростей объемных волн. — В кн.: Сейсмический режим: Материалы I Всесоюзного симпозиума 12–17 декабря 1966 г. Душанбе: 1969, с. 137–152.
8. Нерсесов И.Л., Семенов А.Н. Возможность прогноза землетрясений по пространственно-временному распределению отношений времен пробега и отношений амплитуд поперечных и продольных волн для очагов землетрясений Гармского района. — В кн.: Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Новосибирск: Наука, 1969, ч. 1, с. 89–90.
9. Нерсесов И.Л., Семенов А.Н., Симбирева И.Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 334–345.
10. Семенов А.Н. Изменения отношений времен пробега продольных и поперечных волн перед сильными землетрясениями. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 4, с. 72–77.
11. Пшенинников К.В. Механизм возникновения афтершоков и упругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 86 с.
12. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 117 с.
13. Балакина Л.М., Введенская А.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 6, с. 3–15.
14. Симбирева И.Г. Механизм очагов слабых землетрясений бассейна р. Нарын. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 360–375.
15. Симбирева И.Г., Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Изменение динамических параметров очагов слабых землетрясений Гармского района в связи с возникновением сильных землетрясений. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 138–153.
16. Матасова Л.М. Механизмы очагов землетрясений Ферганской впадины и ее горного обрамления. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 166–174.
17. Грин В.П., Меджитова З.А., Серебрянская Т.Я. Пространственное распределение параметров очагов слабых землетрясений на территории Чуйской впадины и их связь с сильными землетрясениями. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 3, с. 32–43.
18. Востриков Г.А. Распределение повторяемости размеров разрывов, вызывающих землетрясения, и некоторые следствия. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 12, с. 32–48.
19. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 6–29.
20. Москвина А.Г. Исследование полей смещений упругих волн в зависимости от характеристик очага землетрясения. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 9, с. 3–17.
21. Шамина О.Г., Ханутина Р.В. Характер разрыва в очагах слабых толчков до и после сильного землетрясения. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5, с. 38–48.
22. Боровик Н.С., Мишарина Л.А., Тресков А.А. О возможности будущих сильных землетрясений в Прибайкалье. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 21–26.

КОМПЛЕКС ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ДУШАНБИНСКОМ ГЕОФИЗИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Анализ многолетнего ряда непрерывных наблюдений за поведением различных параметров, исследуемых в качестве предвестников землетрясений, позволяет проследить некоторые этапы изменения напряженного состояния земной коры, заблаговременно привлечь внимание к возможной подготовке сильного землетрясения на той или иной территории. Это является, на наш взгляд, важным путем к решению задач долговременного прогноза.

Реализуя идею о необходимости комплексного изучения землетрясений, мы рассмотрели во взаимосвязи следующие параметры, которые могут нести прогностическую информацию: скорость деформации земной поверхности, соотношение числа очагов с различной ориентацией подвижек, длительность сейсмических колебаний на различных составляющих записи и активность слабых землетрясений. Непрерывные наблюдения за перечисленными параметрами ведутся в течение 10–17 лет на территории Душанбинского геофизического полигона и в районе строительства Рогунской ГЭС (рис. 1).

Деформации земной поверхности. При постановке наблюдений над медленными движениями земной коры с целью изыскания предвестников землетрясений исходят из предположения, что землетрясению предшествуют изменения в напряженном состоянии земной коры и деформации горных пород [1].

По мнению авторов работы [1], появление предвестников землетрясений может быть связано с процессами двух видов: общими тектоническими и локальными в очаге, возникающими на стадии, предшествующей разрыву.

В литературе приводятся факты, когда сильные землетрясения предварялись аномалиями в ходе деформаций и наклонов земной поверхности вблизи очаговых зон землетрясений. По наблюдениям в Таджикистане также выявлено несколько случаев, когда изменения в наклонах и деформациях во времени предшествуют глубокофокусным афганским землетрясениям большой силы [2,3] или близким землетрясениям с $K = 12\div 13$ и эпицентральной расстоянием Δ , соизмеримым с глубиной очага [4–8]. Однако аномалии наклонов и деформаций изучались только на последней стадии подготовки землетрясения, т.е. за несколько часов или дней перед основным толчком. В данной работе приводятся результаты наблюдений за длительными изменениями деформаций.

В подземном сооружении станции Кондара ведутся наблюдения за наклонами земной поверхности, за изменениями линейных деформаций и за вертикальными перемещениями крыльев зоны относительно тектонического нарушения.

Подземное помещение станции расположено в зоне Кондаринского разрыва. Этот разрыв протяженностью 10–15 км находится в пределах

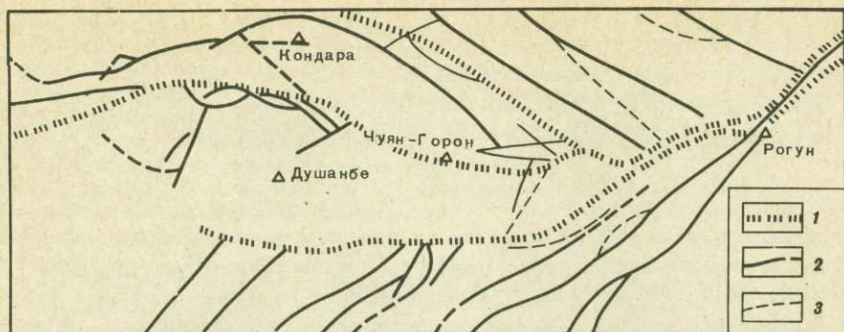


Рис. 1. Район исследований

1 — краевые разломы; 2 — внутризональные разломы с высокой активностью в новейшее время; 3 — прочие разрывы

антиклинория Южного Тянь-Шаня, который с юга ограничен Гиссаро-Кокшаальским глубинным разломом [9]. Кондаринский разрыв имеет близкое к широтному простирание и круто падает на северо-восток под углом $75-85^\circ$.

Деформографы установлены вкрест простирания разлома (два параллельных прибора) и вдоль северного крыла сместителя. Подробное описание установок дано в работах [5, 10]. Кроме деформографов на станции работают четыре наклономера системы А.Е. Островского, по два в направлениях $N-S$ и $E-W$, и гидростатический нивелир с фотоэлектрической регистрацией, ориентированный вдоль параллельных деформографов, секущих разлом.

Второй пункт наблюдений расположен в районе створа Рогунского гидроузла и приурочен к зоне влияния Ионахшского глубинного разлома второго порядка.

На графиках, представленных на рис. 2, приведены данные о величинах и характере изменений во времени линейных деформаций земной поверхности вкрест разрыва, относительных вертикальных перемещениях крыльев разрывных нарушений, а также об изменении во времени скоростей горизонтальных и вертикальных деформаций. Под деформацией подразумевается относительное смещение точек породы, отнесенное к длине отрезка, соединяющего эти точки.

Данные по наблюдениям наклонов и горизонтальной деформации вдоль линии тектонического нарушения не приводятся, так как в этом направлении аномальный эффект выражен значительно слабее.

Каждая точка графика на рис. 2, а представляет суммарную деформацию за год, освобожденную от сезонных колебаний, вызванных вариациями метеорологических факторов. Точность регистрации деформаций при долговременных наблюдениях, как показывают данные групповых измерений и анализ сезонных деформаций, равна нескольким единицам на 10^{-7} в год [11].

На графике накопления деформаций видна общая тенденция направленности движений — сжатие породы вкрест простирания тектоническо-

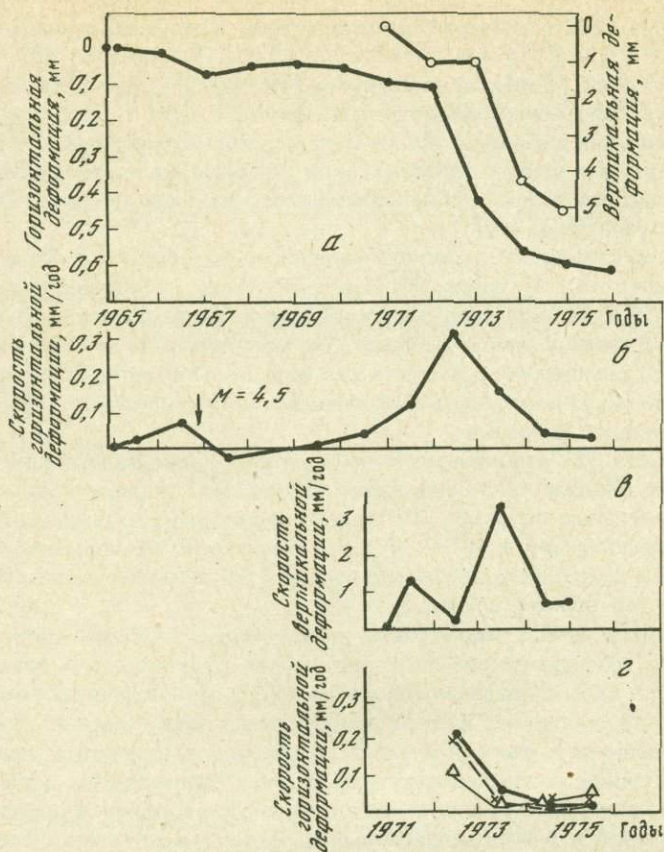


Рис. 2. Деформации (а) и скорости горизонтальной и вертикальной деформаций (б, в) на станции Кондара и скорость горизонтальной деформации в трех точках зоны Ионахшского разлома; станция Рогун (г)

го нарушения. Накопление деформаций происходит крайне неравномерно. За первые восемь лет наблюдений сжатие составило около 0,1 мм или $0,59 \cdot 10^{-5}$ в относительной деформации. При пересчете на год эта величина равна $7,4 \cdot 10^{-7}$, что соответствует движениям на платформах. За следующие пять лет (1971–1976 гг.) началось резкое накопление деформации сжатия, которая к концу срока достигла величины 0,5 мм или $2,9 \cdot 10^{-5}$.

Вертикальная компонента деформации составила с 1971 по 1975 г. около 5 мм, что на порядок больше горизонтальной. Направленность движения характеризуется поднятием северного блока относительно южного.

Для выявления характера изменения деформаций построены графики скоростей горизонтальных и вертикальных деформаций, на которых четко выделяются два цикла. Максимум первого цикла приходится на 1967 г.

В октябре 1967 г. отмечено землетрясение 13-го энергетического класса с $M = 4,5$ и $\Delta = 20$ км. За весь последующий период с 1967 по 1975 г. землетрясений, подобных упомянутому, вблизи станции не было. Скорость деформации достигла максимума в 1974 г. и составила $1,1 \cdot 10^{-5}$. Столь большие изменения могут быть связаны с изменением напряженного состояния целого региона. Такое утверждение подтверждается результатами измерений в зоне Ионахшского разлома на створе Рогунского гидроузла (рис. 2, з).

Из сопоставления скоростей линейных деформаций в Кондаре и Рогуне видно, что: 1) совпадают в общих чертах ниспадающие ветви графиков; 2) основной спад скоростей деформаций в Рогуне заканчивается на год раньше, чем в Кондаре; 3) максимальная скорость деформаций в Рогуне примерно в шесть раз больше. Последнее, вероятно, связано с большей активностью Ионахшского нарушения по сравнению с Кондаринским разрывом.

Согласно [1] отмеченные изменения скоростей деформаций можно связать с общими тектоническими процессами, охватывающими довольно значительные площади. Амплитуда и длительность изменения скоростей деформаций в 1971–1976 гг. значительно превосходят аномалию 1967 г., что дает основание ожидать землетрясение значительной энергии (во всяком случае, $K > 13$).

Механизм очагов землетрясений, возникших на территории Душанбинского геофизического полигона, изучен за длительный срок наблюдений (17 лет). Определен механизм 157 очагов землетрясений с $K = 9 \div 12$, что составляет 90% от общего числа землетрясений такой энергии. Подвижки в очагах весьма разнообразны: встречаются надвиги, сбросы, сдвиги и все промежуточные типы. Несмотря на разнообразие типов подвижек, выявляются закономерности в ориентации плоскостей разрывов в очагах: надвиговые и сдвиго-надвиговые плоскости имеют в основном северо-восточное простирание (максимум распределения по азимутам приходится на 45° , рис. 3, а), сбросовые и сдвиго-сбросовые — северо-западное (максимум распределения приходится на 135° , рис. 3, б). Лишь незначительное число чистых правых и левых сдвигов происходит соответственно по субширотным и субмеридиональным плоскостям. Все перечисленные деформации названы нами нормальными, так как они согласуются с региональным полем тектонических напряжений. Последнее, будучи реконструировано по методике О.И. Гуценко [12], характеризуется близгоризонтальной северо-восточной ориентацией σ_1 , близвертикальной ориентацией σ_2 и близгоризонтальной северо-западной ориентацией σ_3 .

С начала 1960 до середины 1972 г. такие деформации реализовывались в 80% случаев. Затем число нормальных толчков стало уменьшаться, а в 1974 г. оно достигло минимального значения — 25%. В большинстве очагов этого периода происходили аномальные деформации: надвиги и сдвиго-надвиги имели северо-западную ориентацию, сбросы и сдвиго-сбросы — северо-восточную (см. рис. 3). Кроме того, увеличилось число надвиговых и сбросовых очагов с субширотной и субмеридиональной ориентацией разрывов, которые, также являясь аномаль-

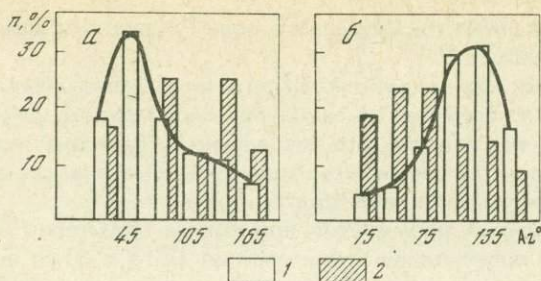


Рис. 3. Распределение азимутов простираия плоскостей разрывов в очагах а — надвиги, сдвига-надвиги; б — сбросы, сдвига-сбросы; 1 — 1960—1972 гг.; 2 — 1973—1975 гг.

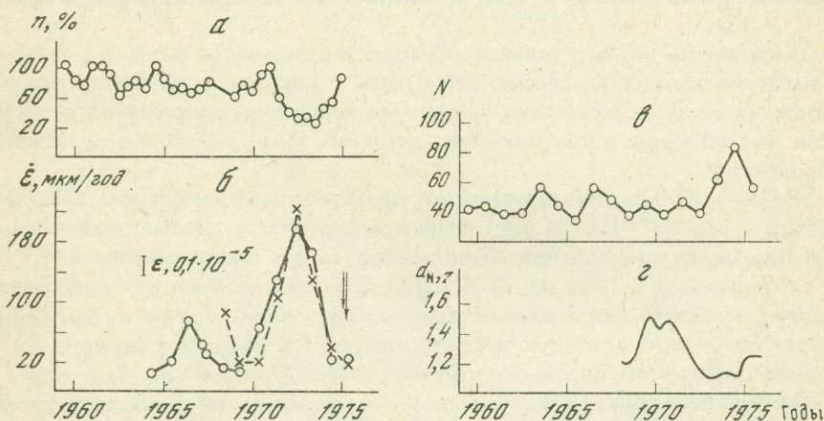


Рис. 4. Комплекс предвестников

а — отношение ($n, \%$) количества очагов с "нормальной" ориентацией разрывов к общему числу землетрясений, возникших за год; б — скорость деформаций земной поверхности; в — количество слабых землетрясений за год; г — отношение длительности сейсмических колебаний

ными по отношению к региональному полю напряжений, ранее встречались редко.

Из рис. 4, а видно, что аномалия отношения количества очагов с "нормальной" ориентацией разрывов к общему числу землетрясений, возникших за год (график построен с полугодовым перекрытием), имеет бухтообразную форму с минимумом в 1974 г. и продолжается 3,5 года. Характер наблюдаемой аномалии нельзя объяснить только поворотом условных осей напряжений в очагах землетрясений или преобладанием одного типа подвижки над другим, он свидетельствует о перестройке поля тектонических напряжений в довольно большом районе. К сожалению, отсутствие наблюдений к западу от Душанбинского полигона не позволило оконтурить весь район возникших аномалий, но анализ ориентации плоскостей разрыва в очагах всего Душанбино-Вахшского района позволил установить границы аномальной зоны с восто-

ка и юга и локализовать аномалии в зоне Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов.

Время возникновения максимального числа аномальных землетрясений совпадает со временем смены знака скорости деформаций (рис. 4, б). По всей вероятности, это совпадение не случайно; наблюдаемая перестройка поля тектонических напряжений вызвана изменением скорости накопления деформации сжатия.

За рассмотренный промежуток времени на территории Душанбинского полигона происходили землетрясения 12-го и 13-го энергетических классов, однако подобной аномалии не возникало. Этот факт, а также большая продолжительность "бухты" свидетельствуют о том, что наблюдаемая перестройка поля тектонических напряжений могла быть связана с подготовкой в зоне рассмотренных разломов землетрясения с $K > 13$.

Активность слабых толчков. Сейсмостатистические данные о слабых землетрясениях были рассмотрены нами с тем, чтобы выяснить возможность их использования для выявления изменения напряженного состояния земной коры в тектонически активной зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома.

Район исследований ограничился прямоугольным участком ($38^{\circ}30' - 38^{\circ}50'$ с.ш.; $68^{\circ} - 69^{\circ}30'$ в.д.) в центральной части рассматриваемого тектонического нарушения. Использовались все землетрясения с $K = 7-8$ за период с 1960 по 1976 г. Более слабые толчки не представительны на данной территории, а землетрясения $K \geq 9$, будучи событиями редкими, не меняют общую картину. На рис. 4, в на фоне сравнительно небольших вариаций годового количества землетрясений видна резкая аномалия, связанная с увеличением числа сейсмических толчков. Возрастание начинается при достижении максимума скорости деформации, а когда наступает минимум ее (в 1975 г.), наблюдается максимальное значение числа слабых толчков: в 1,5 раза больше, чем в предыдущем году, и в 2 раза больше, чем в 1973 г. В следующем, 1976 г., их среднегодовой уровень практически восстановился.

Полученный результат можно попытаться объяснить тем, что в период подготовки сильного землетрясения (а мы считали, что наблюдавшаяся аномалия, так же как и изменения других параметров, предшествует крупному событию) вследствие возрастания напряжения развивается нарушение сплошности среды в зоне разлома, увеличивается общее число разрывов в довольно обширной области (размеры ее зависят, очевидно, от величины готовящегося землетрясения) и облегчаются условия для подвижек по возникшим многочисленным трещинам.

Интересно "послойное" распределение количества землетрясений. С этой целью отдельно были рассмотрены слабые толчки в чехле (глубина очага H не превышала 5 км) и фундаменте ($H > 5$ км). В результате была получена важная закономерность (рис. 5): наблюдающееся возрастание активности происходит главным образом за счет сравнительно более глубоких землетрясений. Резкая активизация фундамента при относительно стабильном верхнем слое коры свиде-

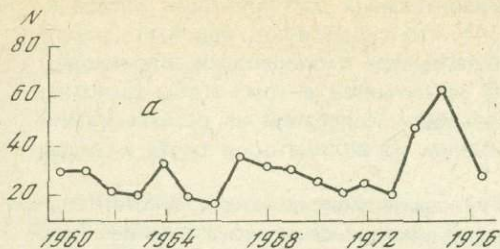


Рис. 5. Изменение активности слабых толчков в фундаменте ($H > 5$ км) (а) и в чехле ($H \leq 5$ км) (б)

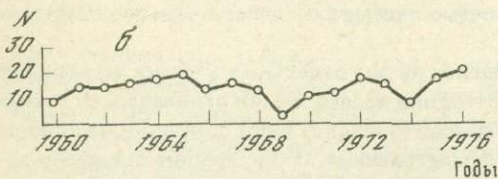
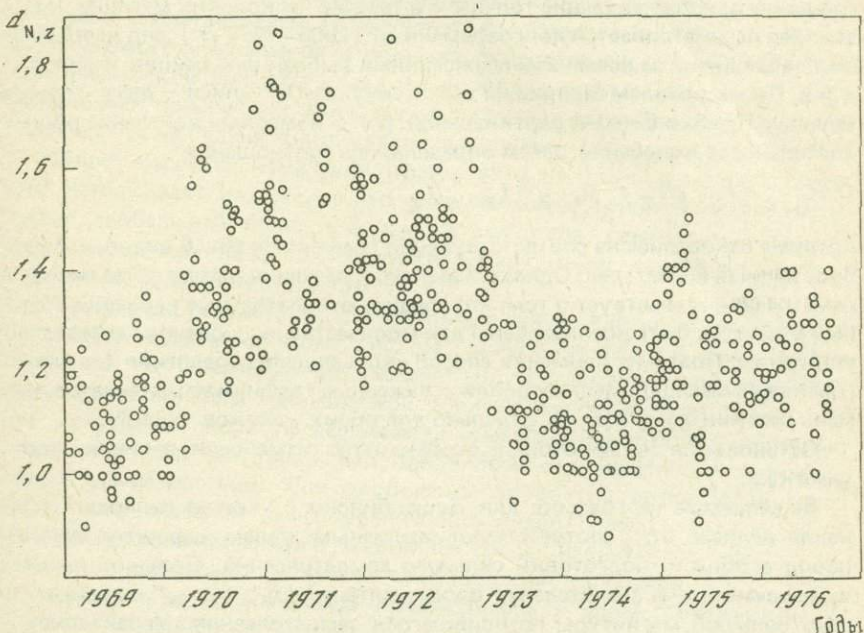


Рис. 6. Изменение во времени величины $d_{N,Z}$ для Рогунского региона



тельствует о том, что мы, возможно, имеем дело с подготовкой сильного землетрясения на значительном расстоянии от рассматриваемого участка.

Восточнее, в Рогунском регионе, подобных аномалий в изменении количества слабых землетрясений не наблюдалось.

Длительность колебаний. Еще одной характеристикой рассматриваемого прогностического комплекса является соотношение длительности сейсмических колебаний на различных компонентах записи землетрясений. Результаты исследований пространственно-временных закономерностей изменения величины $d = t_{\text{гор}}/t_{\text{вер}}$ (отношение общей

длительности колебаний на горизонтальных составляющих записи к вертикальной) показали [13, 14], что существуют, вероятно, неслучайные связи введенного нами параметра с процессами, происходящими в земной коре. И задача заключается в том, чтобы выяснить, в какой мере отношение длительности колебаний на разных компонентах записи может служить одним из индикаторов роста и разрядки упругих напряжений.

Наблюдение за изменением d велось по записям высокочувствительной станции Чуян-Гарон, выбор которой диктовался ее расположением непосредственно в зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома, в рассматриваемом нами участке, а также стабильностью параметров аппаратуры за достаточно большой срок (почти 10 лет).

Район исследований был разделен на два отдельных участка, названных Душанбинским и Рогунским. Методика исследований отличалась от примененной нами ранее [13], когда рассматривались лишь форшоки из небольшой области вокруг будущего землетрясения, происшедшие примерно за год до него, и последующие толчки — в течение нескольких месяцев. На этот раз рассматривается долговременный (1968–1977 гг.) ряд непрерывных наблюдений за всеми землетрясениями выбранного района, начиная с $K \geq 8$. По материалам станции на трех компонентах записи — двух горизонтальных (N–S и E–W) и вертикальной (Z) — измерялось значение общей длительности колебаний, затем определялись соотношения

$$d_{N,Z} = t_{N-S}/t_Z, \quad d_{E,Z} = t_{E-W}/t_Z,$$

которые наносились на соответствующий график. На рис. 6 видно, что разброс данных значителен. Однако характер изменения рассматриваемого параметра свидетельствует о том, что средние относительные вариации, которые могли бы быть использованы для количественных оценок, достаточно устойчивы. Поэтому, применив способ скользящего осреднения (со сдвигом на два месяца), мы построили сглаженные графики изменения во времени величин $d_{N,Z}$ и $d_{E,Z}$ отдельно для обоих участков (рис. 7).

Остановимся на некоторых особенностях изменения величин d по участкам.

Выделяемые на графике для Душанбинского участка периоды изменения величин $d_{N,Z}$ соответствуют различным этапам деформирования пород в области подготовки сильного землетрясения. Большой перепад значений d и значительная продолжительность "бухты" — свидетельство большой магнитуды готовившегося землетрясения. Характерно, что, как и в случае со скоростью деформаций, проявляется только компонента, ориентированная вкост геологической структуры, тогда как составляющая, ориентированная в субширотном направлении, т.е. вдоль структуры, практически не реагирует на изменение поля напряжений¹.

По Рогунскому участку общая картина довольно схожа с изменением величины d в Душанбинском регионе. Однако есть и существенные отличия: меньшая продолжительность "бухты" — примерно один год, установление с середины 1974 г. несколько повышен-

¹ Физически такая аналогия не вполне безупречна. — Прим. ред.

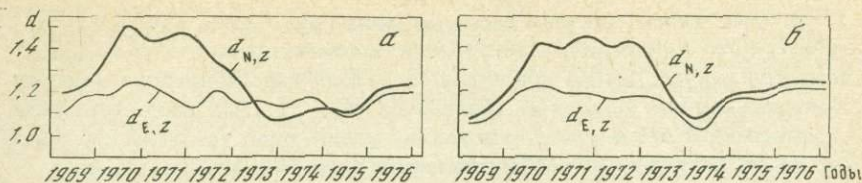


Рис. 7. Осредненные графики изменения во времени величины d для Душанбинского (а) и Рогунского (б) регионов

ного стационарного фона, и хотя и незначительное, но четко выраженное изменение величины $d_{E,Z}$, синхронное с изменением $d_{N,Z}$, но ниже по уровню в первой половине периода наблюдений.

Относительное увеличение длительности колебаний на вертикальной компоненте записи и связанное с ним уменьшение величины d перед сильным землетрясением объясняется, как следует из [15], исходя из наблюдаемого уменьшения отношения скоростей v_{SV}/v_{SH} . С позиций физической природы коды это приводит к тому, что за счет запаздывания поперечных волн, регистрируемых на вертикальной составляющей, на ней происходит удлинение записи.

Общий характер изменения параметра d на значительной территории наталкивает на мысль, что мы, возможно, прослеживали некоторый глобальный процесс большого масштаба, связанный с движением вдоль крупного тектонического нарушения, каким является Гиссаро-Кокшаальский разлом.

Обсуждение результатов. Рассматривая совместно весь комплекс изученных параметров (см. рис. 4), можно не только заметить синхронность их изменения во времени, но и попытаться представить физические причины наблюдаемой взаимообусловленности. Так, резкое изменение скорости деформаций вызвало перестройку поля напряжений в зоне разломов, что проявилось в изменении механизма очагов землетрясений. При достижении скоростью деформаций максимального значения резко увеличилось число слабых толчков. Изменение деформированного состояния среды нашло отражение и в изменении длительности записи сейсмических колебаний.

Аномалии всех параметров локализованы в зонах Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов. Характер аномалий, в частности амплитуда и продолжительность "бухты", свидетельствует о том, что ожидаемое землетрясение должно быть значительным.

Интересно отметить, что изменение некоторых параметров (механизм очагов землетрясений, количество слабых толчков) наблюдалось только к западу от зоны сочленения Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов и закончилось в середине 1976 г. Другие же параметры (скорость деформаций, отношение длительности записи на разных составляющих) менялись на значительно большей территории. Однако аномалии, которые прослеживались к востоку от зоны сочленения разломов, после 1974 г. уже не наблюдались.

По всей вероятности, в мощные движения вдоль крупного тектонического нарушения, связанные в конечном итоге с сильными землетрясениями, были вовлечены значительные территории Гиссаро-Кокшаальской и Илякской разломных зон. В силу неоднородности рассмотренной области локальные аномалии поля напряжений, фиксируемые различными геофизическими параметрами (в том числе и рассмотренными нами), проявились по-разному в различных ее участках. Наблюдения охватывали сравнительно небольшую территорию, поэтому выявить потенциально опасный в данный момент времени участок разлома, срыв по которому может вызвать сильное землетрясение, не представляется возможным. Естественно, в ходе наблюдения мы ожидали землетрясения на той территории, где проводились исследования. Однако более детальный и комплексный анализ изменения параметров, а также тот факт, что генетически однородные структуры протяженной зоны Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов продолжают далеко на восток за пределы исследуемого участка, а на западе имеют выход в район Кызылкумов [16], позволили прийти к предположению, что ожидаемыми были три крупных землетрясения: Сарыкольское (Маркансуйское) 11 августа 1974 г., $M = 7,2$, и Газлийские — 8 апреля, $M = 7,0$, и 17 мая 1976 г., $M = 7,3$. Такое заключение представляется тем более реальным, что в настоящее время все чаще склоняются к мысли о возможном возникновении прогностической информации и на значительном расстоянии от очага землетрясения.

Не исключено, однако, что и эти землетрясения не разрядили полностью напряжений, накопившихся в зоне разломов, а только изменили ход деформаций на участке наших наблюдений, в связи с чем нельзя снять с повестки дня возможность повторения столь же крупного события на другом участке разлома, в частности, на территории Душанбинского геофизического полигона.

Л и т е р а т у р а

1. Латынина Л.А. О возможных изменениях в режиме медленных движений перед землетрясением. — В кн.: Динамика земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1965, с. 149—154.
2. Старкова Э.Я. О наклоне, предвещающем сильное Афганское землетрясение 14.III 1965 г. — ДАН ТаджССР, 1967, № 7, с. 23—25.
3. Старкова Э.Я., Ризаева С.Д. Нарушения в ходе наклонов перед землетрясениями, зарегистрированными на ст. Кондара. — В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1968, с. 152—157.
4. Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. Измерение медленных движений в земной коре как метод поиска предвестников землетрясений. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970, с. 52—57.
5. Латынина Л.А., Кармалеева Р.М., Ризаева С.Д. и др. Деформации земной поверхности в Кондаре перед землетрясением 3.X 1967 г. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 48—51.
6. Старков В.И., Старкова Э.Я. Результаты наблюдений за деформациями земной коры с помощью наклономеров на территории Душанбинского геофизического полигона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. М.: Наука, 1974, с. 52—60.
7. Priestly K.P. Possible premonitory strain changes associated with an earthquake swarm near Mina, Nevada. — Pure and Appl. Geophys., 1975, v. 113, N 1—2, p. 251—256.

8. *Нерсесов И.Л., Латынина Л.А., Жаринов Н.А. и др.* Некоторые результаты измерения деформаций земной коры на Гармском полигоне. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 60—65.
9. *Бабаев А.М., Лысков Л.М.* Новейшая тектоника района Душанбинского полигона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 29—41.
10. *Латынина Л.А., Старкова Э.Я., Подгорных В.А., Кармалеева Р.М.* О деформациях земной коры на станции Кондара Таджикской ССР. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 3, с. 75—84.
11. *Латынина Л.А.* О возможности использования деформографов для регистрации тектонических движений. — В кн.: Современные движения земной коры: Тезисы докладов. М., 1977. 53 с.
12. *Гуценко О.И.* Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 557—560.
13. *Маламуд А.С.* Об одном возможном прогностическом признаке сильных землетрясений. — ДАН ТаджССР, 1974, № 1, с. 31—34.
14. *Мирзоев К.М., Маламуд А.С., Саломов Н.Г. и др.* Поиск пространственно-временных закономерностей изменения параметров, предвещающих сильные землетрясения. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 241—250.
15. *Копничев Ю.Ф., Нерсесов И.Л., Селф Г. и др.* Анализ поляризационной структуры местных землетрясений Гармского района. — В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976, т. 1, кн. 1, с. 80—96.
16. Карта тектонического районирования юга СССР / Под ред. Г.Х. Дикенштейна. М.: ГУГК, 1974.

М.В. Кулагина, А.В. Николаев

ВРЕМЕННОЙ ХОД v_p/v_s В РАЙОНЕ НУРЕКСКОЙ ГЭС

Одним из эффективных параметров, характеризующих состояние и физические свойства среды, являются скорости распространения упругих волн и их отношение v_p/v_s . Свойства неоднородной трещиноватой среды связаны с полем напряжений в земной коре, которое изменяется в процессе ее геотектонического развития. Землетрясения, наклоны, деформации и современные движения поверхности Земли — суть проявления этого процесса. При нарастании трещинообразования, предшествующего разрушению в зоне подготовки сильного землетрясения, резко изменяются физические свойства среды, в том числе эффективные модули упругости, а следовательно, и скорости распространения упругих волн.

Исследования отношения скоростей v_p/v_s по наблюдениям над местными землетрясениями, выполненные в ряде районов земного шара, дали различные результаты. Характерное понижение отношения скоростей для землетрясений в энергетическом диапазоне $K \geq 10$ отмечается в Гармском районе [1—3], в Калифорнии (район разлома Сан-Андреас) [4—7], в штате Нью-Йорк (район озера Голубых Гор), на северо-западе Японии [6]. Продолжительность аномалии по данным разных авторов составляет 1—6 месяцев, а величина — 5—30% в зависимости от

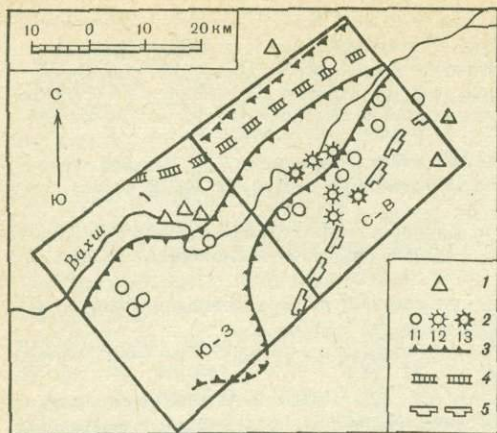


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций и эпицентров землетрясений в Нурекском районе

1 — сейсмические станции; 2 — эпицентры землетрясений; 3 — кайнозойские взбросо-надвиги, возникшие над разломами фундамента; 4 — погребенная Илякско-Вахшская зона разрывных нарушений; 5 — граница тектонических зон Таджикской депрессии

магнитуды основного толчка [8]. Наряду с этим в ряде случаев отмечается отсутствие аномального понижения v_p/v_s , например, перед сильными землетрясениями в районе Медвежьей Долины в США [9].

Необходимо отметить, что все выполненные до настоящего времени исследования временного хода v_p/v_s ориентированы на поиск предвестников сильного землетрясения и опираются на отдельные кратковременные ряды наблюдений, предшествующие землетрясению. Отсутствие формализации критерия выявления предвестника и применение различными авторами своих приемов анализа временных рядов v_p/v_s затрудняют сопоставление полученных результатов.

Основная цель настоящей работы — исследование временного хода v_p/v_s в районе Нурекской ГЭС в течение длительного непрерывного периода наблюдений и проверка возможности использования этого параметра для прогноза сильных землетрясений ($K \geq 11$).

Нурекский район расположен на севере Таджикской депрессии в средней части бассейна р. Вахш и относится к области повышенной сейсмической активности. В тектоническом отношении район построен довольно сложно. Современная структура его неоднородна и характеризуется ярусным (этажным) строением. Согласно сейсмическим данным земная кора района имеет слоистое строение и представлена осадочным комплексом мезокайнозойских отложений, гранитогнейсовым и базальтовым слоями. В пределах гранитогнейсового слоя обнаружен волновод. Мощность земной коры в районе составляет 40–45 км. Все границы раздела обладают заметно выраженным рельефом [10–12]. Проведенные исследования механизмов сейсмических очагов в районе показали, что в большинстве случаев имеет место надвиг (сдвиг-надвиг) и только иногда — чистый сдвиг [13]. Особенностью данного района является наличие в его пределах Нурекского водохранилища, интенсивное заполнение которого началось в ноябре 1972 г. и привело к существенному изменению сейсмического режима района, выразившемуся в увеличении числа слабых ($K = 5-9$) и сильных ($K = 12$) землетрясений.

На рис. 1 показана схема района Нурекской ГЭС, на которой обозначены основные тектонические элементы. Район разделен на юго-западную и северо-восточную части, существенно различающиеся по сейсмичности.

Отношение скоростей v_P/v_S определялось по графикам Вадати [14]. Исследовались только те землетрясения, для которых времена вступления продольных P и поперечных S волн записаны на трех и более сейсмических станциях при базе графика Вадати не менее 3с. Максимальное значение $S-P$ не превышало 12с, а минимальное — 4с. Индивидуальные графики Вадати строились в большинстве случаев по данным 5–10 сейсмических станций, расположенных в пределах Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня.

В общей сложности проанализировано свыше 3000 графиков Вадати для землетрясений $K=6 \div 13$. Очаги землетрясений находились на глубинах от 1 до 30 км; из них 84% были поверхностными, с глубиной до 5 км. Ошибка локализации подавляющего числа гипоцентров не превышает ± 5 км.

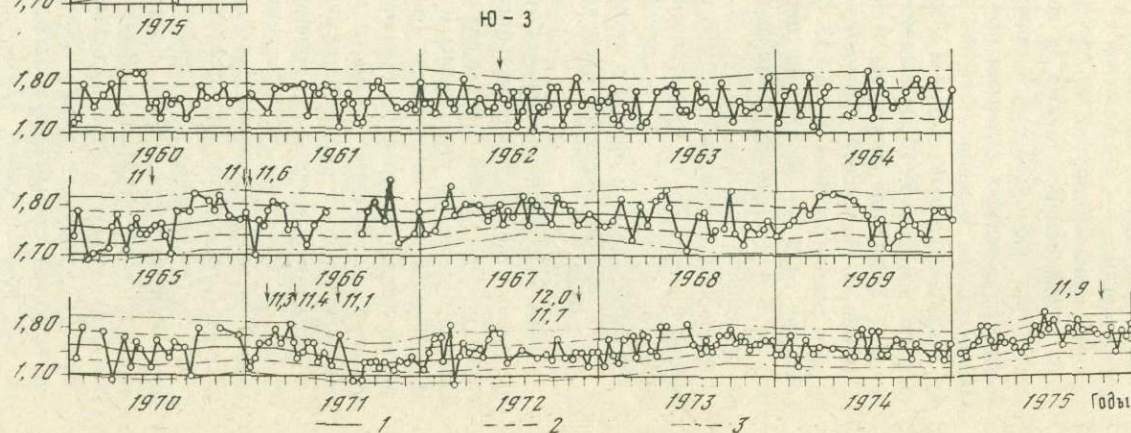
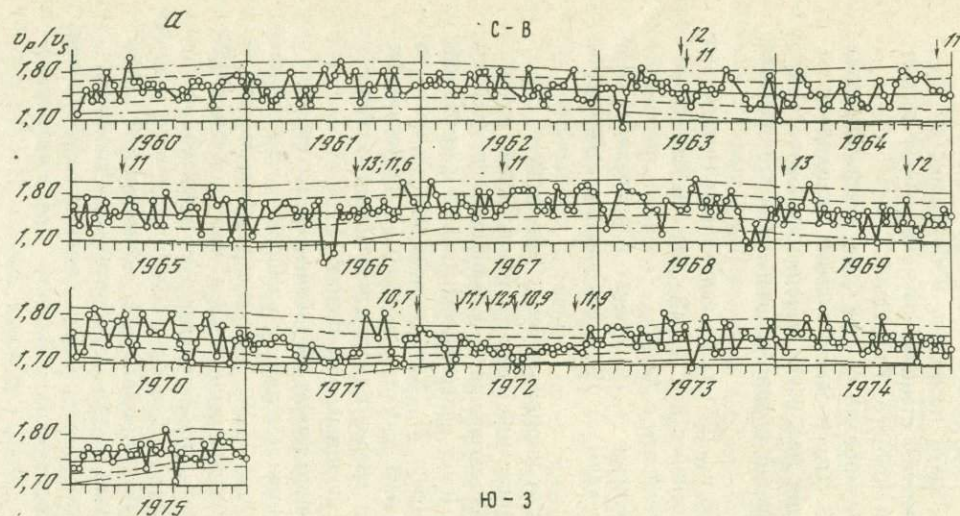
За период наблюдений с 1960 по 1971 г. на территории Нурекского района произошло 18 землетрясений с $K=11 \div 13$: два землетрясения с $K=13$, четыре с $K=12$ и двенадцать с $K=11$.

Индивидуальные значения величин v_P/v_S лежат в пределах $1,57 \leq v_P/v_S \leq 1,84$, равняясь в среднем за 12-летний период наблюдений $1,755 \pm 0,003$.

Временные последовательности индивидуальных значений v_P/v_S строились отдельно для северо-восточной и юго-западной частей Нурекского района. Затем эти последовательности осреднялись по скользящим пятидневным интервалам и по неперекрывающимся десятидневным и месячным интервалам (рис. 2). Характерной чертой этих графиков являются кратковременные флуктуации v_P/v_S , протекающие на фоне сравнительно плавного среднегодового изменения. Последнее вычислено по скользящим годовым интервалам.

Среднеквадратичные отклонения рядов 30-дневных флуктуаций v_P/v_S за 15-летний период одинаковы для юго-западной и северо-восточной частей района и составляют 0,019. Вместе с тем асимметрия и эксцесс сильно разнятся: асимметрия равна 0,12 и $-1,2$, а эксцесс 0,27 и 4,1 соответственно. Это значит, что распределение флуктуаций для юго-западной части района близко к нормальному, тогда как в северо-восточной части оно сильно отличается от нормального: здесь оно асимметрично, причем левый склон (отрицательные значения) "затянут", вершина полого. Это, по-видимому, связано со сравнительно высокой сейсмичностью северо-восточной части, где сосредоточены все землетрясения 12-го и 13-го классов.

Исследуем возможность использования отрицательных аномалий V_P/V_S в качестве прогностического признака. Четырехмесячный интервал времени после аномалии v_P/v_S будем считать периодом тревоги, четырехмесячный интервал перед сильным землетрясением — периодом подготовки землетрясения. Если землетрясение попадает на период тревоги, считаем его предсказанным, если на период тревоги



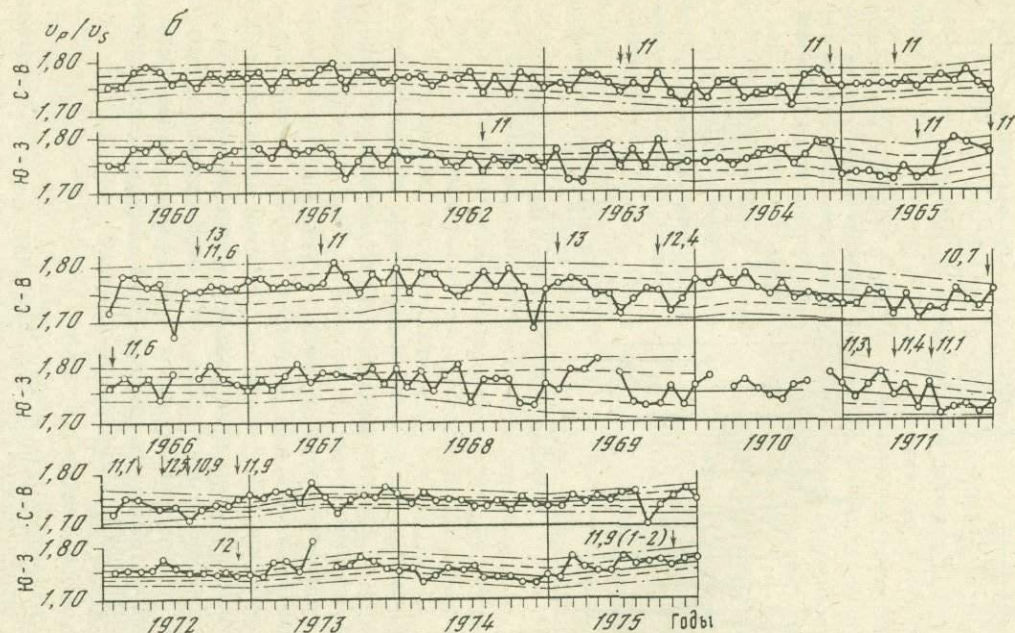


Рис. 2. Графики временного хода среднедекадных (а) и среднемесячных (б) значений v_p/v_s для юго-западной и северо-восточной частей Нурекского района

1 — среднегодовой уровень v_p/v_s ; 2, 3 — σ - и 2 σ -границы вариаций v_p/v_s . Стрелками отмечены моменты землетрясений и указан их энергетический класс

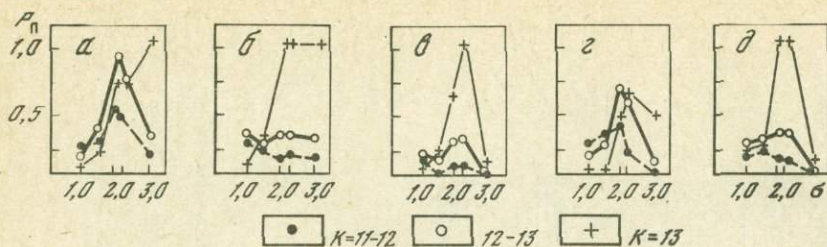


Рис. 3. Графики вероятности прогноза землетрясений 10–13-го классов в зависимости от ширины коридора (в единицах σ)

а, б — для всего Нурекского района, осреднение по 10-ти и 30-ти дням; в–д — для северо-восточной части Нурекского района, осреднение по 5, 10 и 30-ти дням соответственно

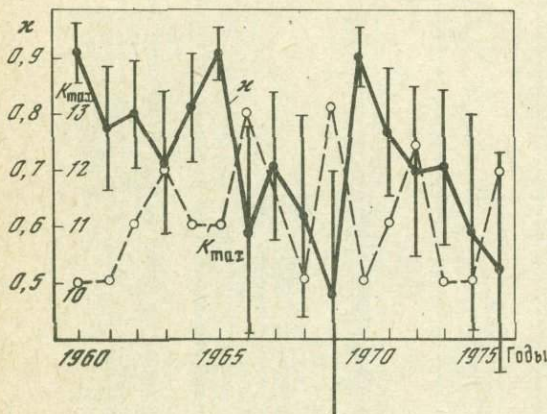


Рис. 4. Изменение во времени $K_{\max}$ и χ . Вертикальные линии — 95%-ный доверительный интервал

не попадает землетрясение, это ложная тревога, если в период подготовки нет аномалии — это пропуск цели. При уменьшении ширины коридора, за пределами которого значения v_p/v_s считаются аномальными, растет количество ложных тревог и уменьшаются пропуски цели; при расширении коридора, наоборот, ложных тревог становится меньше, а пропуски цели учащаются. Поэтому для того чтобы найти оптимальное соотношение между числом предсказанных землетрясений, ложных тревог и пропусков цели, необходимо исследовать эти параметры в функции интервала осреднения и ширины коридора v_p/v_s . Количественное выражение всех ситуаций определяет вероятность прогноза, рассчитываемую по формуле

$$P = C_1 (C_1 + C_2 + C_3)^{-1},$$

где C_1 — количество предсказанных землетрясений, C_2 — количество ложных тревог, C_3 — количество пропусков цели. Задача оптимизации состоит в выборе параметров, которым соответствует наибольшее значение вероятности прогноза.

За аномалию принималось значение v_p/v_s , выходящее за пределы коридора, ширина которого составляла σ ; $1,5\sigma$; 2σ ; 3σ . Поскольку заранее не было известно, какой величины отрицательная аномалия соответствует тому или иному энергетическому классу, расчет вероятности прогноза проведен для нескольких случаев.

Результаты расчета (рис. 3) показывают, что оптимальные параметры обработки данных для прогноза землетрясений разных энергетических классов неодинаковы.

Вероятность совместного прогноза землетрясений всех энергетических классов ($K = 11 \div 13$) при рассмотренных способах осреднения сравнительно невелика. Максимальная величина ее равна 0,45 при 10-дневном интервале осреднения данных v_p/v_s в северо-восточной части Нурекского района при уровне доверительной вероятности 2 σ . Максимальная вероятность предсказания землетрясений с $K = 12 \div 13$ наблюдается при тех же условиях и составляет $P = 0,87$. Вероятность прогноза землетрясений с $K = 13$ в четырех из пяти рассмотренных ситуаций достигает единицы при разной оптимальной ширине коридора. Таким образом, сравнительно небольшая вероятность предсказания землетрясений с $K = 11 \div 13$ обусловлена низкой прогнозируемостью наиболее слабых землетрясений ($K = 11$).

Для прогнозирования землетрясений 12-го и 13-го классов можно рекомендовать декадное осреднение величин v_p/v_s для обеих частей Нурекского района и пороговые значения аномалии в 2 σ и 3 σ соответственно.

Аномальное изменение v_p/v_s во всех случаях наблюдается за 2–3 месяца до сильного землетрясения. Землетрясения 12-го и 13-го классов происходят при значениях величин отношения скоростей, близких к среднему за весь период наблюдений.

Для понимания физики процесса подготовки сильного землетрясения представляет интерес взаимосвязанность хода отношения скоростей в пределах северо-восточной и юго-западной частей Нурекского района. Внимательно просматривая графики рис. 3, мы видим, что в обеих частях района временами отмечается хорошо согласованный ход v_p/v_s . Чтобы оценить это количественно, рассчитаем коэффициент корреляции флуктуаций

$$k = \Sigma (a_i - \bar{a}) \cdot (j_i - \bar{j}) / (\Sigma (a_i - \bar{a})^2 \Sigma (j_i - \bar{j})^2)^{1/2},$$

где $\bar{a}, \bar{j}$ — среднегодовые значения v_p/v_s в северо-восточной и юго-восточной частях Нурекского района соответственно; a_i и j_i — среднемесячные величины v_p/v_s ; суммирование ведется по всем значениям в годичном интервале.

Значения коэффициента корреляции для ряда флуктуаций показаны на рис. 4. Они существенно изменяются от года к году, находясь в пределах 0,48–0,90. На этом же рисунке показаны значения максимального класса землетрясений $K_{\max}$ по отдельным годам. Отчетливо видно, что k и $K_{\max}$ хорошо коррелированы между собой, причем корреляция эта отрицательная: чем меньше $K_{\max}$, тем больше коэффициент корреляции, т.е. в отсутствие подготовки сильного землетрясения весь район "живет" как единое целое; взаимосвязанность хода аномалий v_p/v_s падает в те годы, когда происходят сильные землетрясения.

Факт отрицательной корреляции k и $K_{\max}$ можно объяснить следующим образом. Вне периода подготовки сильного землетрясения поле напряжений во всем Нурекском районе сравнительно однородно,

что проявляется в высокой корреляции графиков v_P/v_S для двух его частей. В период подготовки сильного землетрясения в его очаговой зоне меняется характер напряжений, и это отражается на величинах скоростей распространения продольных и поперечных волн; таким образом, неоднородность поля напряжений приводит к снижению идентичности хода временных рядов v_P/v_S и падению коэффициента корреляции k .

Интересно отметить, что заполнение водохранилища привело к некоторому нарушению закономерностей, характерных для временных рядов v_P/v_S за период с 1960 по 1971 г. Так, в 1973–1974 гг., когда уровень воды у плотины превысил 100-метровую отметку, корреляция k падала, несмотря на постоянство $K_{\max}$. Землетрясения 12-го класса, происшедшие в юго-западной части района после 1973 г., не предварялись отрицательными аномалиями и могут классифицироваться как спровоцированные водохранилищем.

Основные результаты исследования временного хода v_P/v_S в районе Нурекской ГЭС состоят в следующем.

1. Отношение скоростей продольных и поперечных волн в верхней части земной коры Нурекского района испытывает временные флуктуации со стандартным отклонением от годовичного среднего, равным 0,019. Землетрясения 11–13-го классов, как правило, предваряются за 2–3 месяца отрицательными аномалиями, величина которых растет с увеличением класса. Землетрясения 11-го класса прогнозируются неуверенно. Оптимальное выявление аномалий — предвестников землетрясений 12-го и 13-го классов — достигается при пороговых значениях аномалий, равных 2σ и 3σ , и осреднении значений v_P/v_S по десятилетним интервалам.

2. Вне периода подготовки сильного землетрясения северо-восточная и юго-западная части района характеризуются близким временным ходом значений v_P/v_S , тогда как во время его этот ход значительно различается. Это может быть объяснено концентрацией напряжений в зоне очага подготавливаемого землетрясения и использовано в качестве прогностического признака.

3. Влияние процесса заполнения водохранилища выражается в уменьшении коррелируемости временных рядов v_P/v_S в северо-восточной и юго-западной частях Нурекского района.

4. Возбужденные в районе водохранилища землетрясения не предваряются аномалиями v_P/v_S .

Л и т е р а т у р а

1. 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, с. 130–150.
2. Семенов А.Н. Изменение отношения времен пробега поперечных и продольных волн перед сильными землетрясениями. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 4, с. 72–77.
3. Нерсесов И.Л., Семенов А.Н., Симбирева И.Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 334–345.

4. *Stewart G.S.* Prediction of the Pt. M. earthquake by two methods. — In: Proc. Conf. on tectonic problems of the San Andreas fault system. Stanford. Stanford Univ., 1973, v. 13, p. 473—478.
5. *Aggarwal V.P., Sykes L.R., Armbruster J., Sbar M.L.* Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquake. — Nature, 1973, v. 241, N 5385, p. 101—104.
6. *Broun R.* Precursory changes in V_p/V_s before strikeslip events. — In: Proc Conf. on tectonic problems of the San Andreas fault system. Stanford; Stanford Univ., 1973, v. 13, p. 463—472.
7. *Whitcomb J., Garmany J.D., Anderson D.L.* Earthquake prediction: variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake. Washington, 1973, v. 180, p. 632—635.
8. *Мячкин В.И., Зубков С.И.* Сводный график предвестников землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 6, с. 28—32.
9. *Bakun W.H., Steart R.M., Tocher D.* Variations in V_p/V_s in Bear Valley in 1972. — In: Proc. of the Conf. on tectonic problems of the San Andreas fault system. Stanford: Stanford Univ., 1973, v. 13, p. 453—462.
10. *Кулагин В.К.* О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта. — В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1968, с. 5—46.
11. *Баринова А.Я., Матвеева Н.Н.* О скоростных разрезах земной коры северной части Таджикской депрессии. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 91—95.
12. *Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К.* Блоковое строение земной коры Таджикистана. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70—84.
13. Возбужденная сейсмичность вблизи Нурекского водохранилища / Под ред. С.Х. Негматуллаева. Душанбе, 1975. 88 с.
14. *Wadati K.* Shallow and deep earthquakes. — Geophys. Mag., 1927, v. 1, N 4, p. 40.

Н.С. Боровик, В.М. Кочетков

ОСОБЕННОСТИ В ПРОЯВЛЕНИИ ЭФФЕКТА ГРУППИРОВАНИЯ В РАЙОНАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

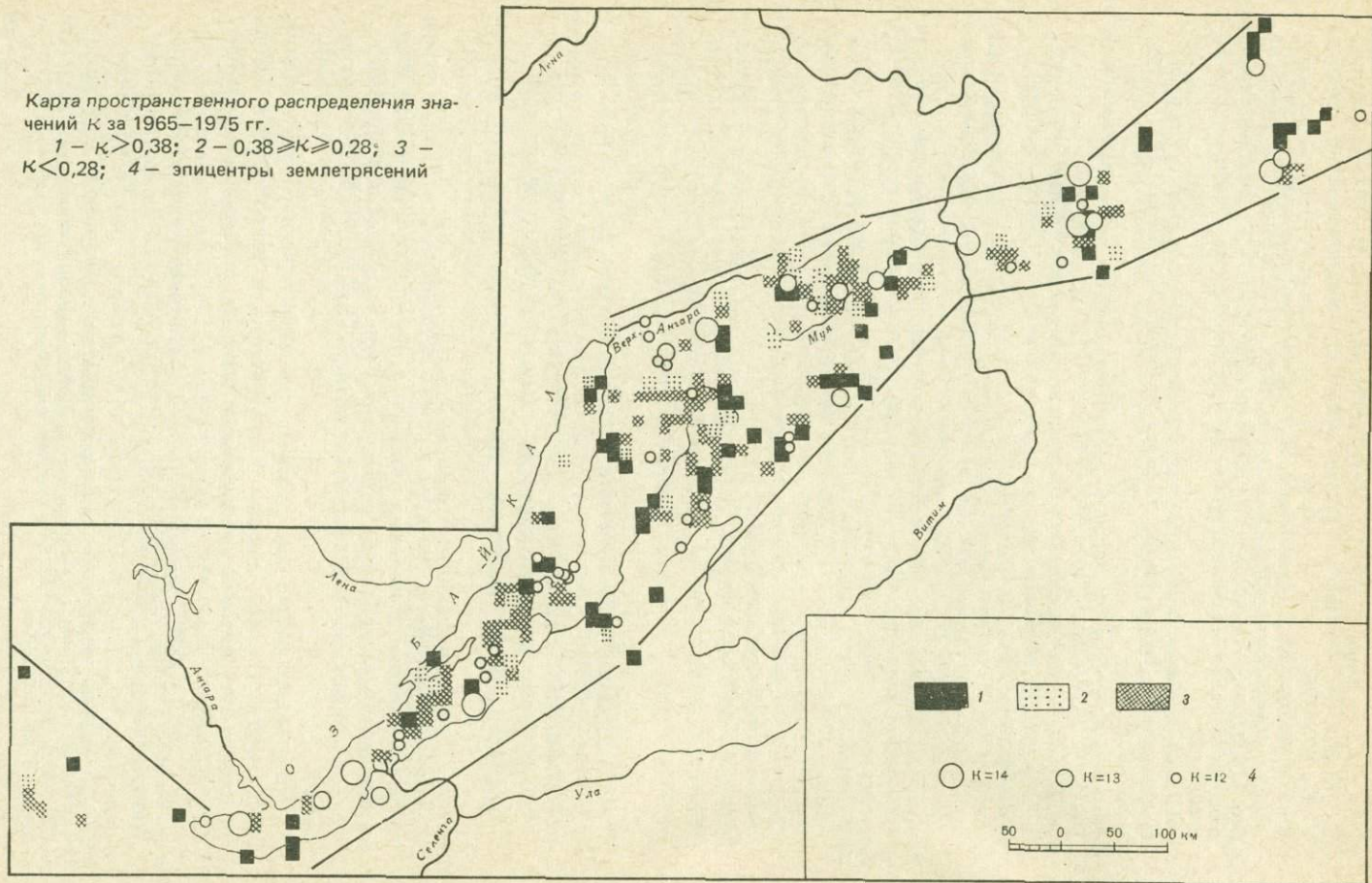
Если предположить, что коэффициент группируемости слабых землетрясений отражает локальные различия в прочностных свойствах среды, то данные о группировании в пределах различных районов Прибайкалья содержат информацию об условиях возникновения сильных землетрясений.

В настоящей работе сопоставлены две характеристики сейсмичности: энергетический класс сильных землетрясений и число слабых землетрясений, объединенных в группы, в районах возникновения сильных толчков.

В расчетах использованы данные о землетрясениях с $K \geq 8$, зарегистрированных с 1965 по 1975 г.; энергетический класс толчков определен по шкале Т.Г. Раутиан [1]. Глубины очагов основной массы слабых зарегистрированных землетрясений приняты небольшими — 5—10 км [2]. Исследования выполнены на площади, представленной на рисунке.

Карта пространственного распределения значений K за 1965–1975 гг.

1 – $K > 0,38$; 2 – $0,38 \geq K \geq 0,28$; 3 – $K < 0,28$; 4 – эпицентры землетрясений



Сеть сейсмических станций в Прибайкалье такова, что с 1965 г. координаты очагов землетрясений преимущественно определяются с погрешностью, не превышающей 5–10 км (в каталогах землетрясений, использованных в работе, почти у 80% землетрясений эпицентры определены с погрешностью 10 км). Это было принято во внимание при выборе пространственно-временных критериев группирования [3]. Радиус площадки группирования r был принят равным 10 км, а временной интервал τ_2 , разделяющий последовательные групповые события при вероятности $P = 0,0001$, 3 ч. Выбор меньшего значения вероятности не имеет практического смысла, что подтверждают следующие данные:

P	0,005	0,001	0,0005	0,0001	0,00005	0,00001
$\tau_2, \text{ч}$	58	12	5	3	0,5	0,2

Число слабых землетрясений, объединенных в группы, было подсчитано для всей площади собственно Байкальской сейсмической зоны.

С целью выбора размера площадки для картирования k было оценено среднее расстояние между наиболее удаленными толчками в группах. Оказалось, что для большинства групп это расстояние не превышает 5–7 км. Поэтому весь исследуемый район был разбит на площадки размером $0,2^\circ$ на широте и на $0,1^\circ$ по долготе ($\sim 140 \text{ км}^2$). Для каждой площадки составлялись годовые выборки землетрясений; из них выделялись серии афтершоков, рои и группы. Затем подсчитывалось общее число событий (без афтершоков и роев) за весь 11-летний интервал наблюдений и определялся коэффициент группировки k для каждой отдельной площадки. Общее число площадок n_Σ порядка 2000; групповые события были отмечены только в пределах 238 площадок. Среднее по всем площадкам значение коэффициента группирования обозначим как $\bar{k}$ ($\bar{k} = 0,38$).

Доверительная оценка при неизвестных $k_{\text{ист}}$ и точности измерения S имеет вид

$$|k_{\text{ист}} - \bar{k}| < t(P; k) S / \sqrt{n}$$

и равна 0,045. Здесь $t(P; k)$ — множитель, зависящий от принятой доверительной вероятности (в нашем случае $P = 0,99$) и числа степеней свободы $k = n - 1$, а S — выборочная дисперсия [4]. Тогда интервал, который "накрывает" значения $k_{\text{ист}}$ с заданной вероятностью 0,99, имеет границы 0,28–0,38. Будем считать этот интервал значений соответствующим полю нормальных значений k . Значения $k > 0,38$ формируют поле k_{max} , а $k < 0,28$ — поле k_{min} .

В приведенном нами рисунке обращает на себя внимание то, что как правило, объемы, которые характеризуются или полным отсутствием групп или параметром k_{min} , разделяются узкими протяженными областями k_{max} . Такое чередование объемов с различной "склонностью" возникающих землетрясений к группированию, разде-

ленных узкими областями $K_{\max}$, отмечается по всей зоне, только оно проявляется не всегда достаточно четко и надежно.

Можно предположить, что полученное поле K либо отражает особенности сейсмотектоники Прибайкалья, и группы возникают в пределах определенных объемов, либо 11-летний срок исследований оказался недостаточным, чтобы выявить особенности проявления эффекта группирования по всей зоне (можно говорить о не проявившейся сейсмичности). Мы склоняемся в пользу последнего предположения.

Для каждого из выделенных участков с параметром $K_{\min}$ среднее значение K не меняется ($K_{\min} = 0,16$). Напротив, значение $K_{\max}$ для протяженных зон, начиная от п-ова Святой Нос, последовательно уменьшается: 0,9–0,7–0,7–0,6 и вновь повышается на крайнем северо-востоке до 0,8. Вдоль юго-восточной границы зоны также намечается протяженная область $K_{\max}$ ($K_{\max} \approx 0,7$). Интересно, что очаги сильных землетрясений тяготеют к участкам "граница сейсмической зоны — область $K_{\max}$ ".¹ Поле K было сопоставлено с картой эпицентров сильных землетрясений с $K \geq 13$, зарегистрированных сетью сейсмических станций Прибайкалья до 1976 г.; на эту же карту были нанесены и центры всех известных K настоящему времени палеосейсмодислокаций [5].

Из 32 эпицентров, определенных за период инструментальных наблюдений, только 11 эпицентров (34%) уверенно располагаются вне зон $K_{\max}$.

Как правило, очаги сильных землетрясений с параметрами, определенными по наблюдениям современной сети станций (начиная с 1961 г.), приурочены к областям, где $K_{\max} \approx 0,6–0,7$. В пределах областей с наиболее высокими значениями $K_{\max} \approx 0,8–0,9$ располагаются очаги более ранних землетрясений. Центры палеосейсмодислокаций и эпицентры сильных землетрясений располагаются в непосредственной близости, т.е. площади, охваченные палеосейсмодислокациями и эпицентральными зонами сильных землетрясений, перекрываются.

Как отмечалось выше, эпицентры землетрясений с $K \geq 13$ тяготеют к участкам с $K_{\max}$; пространственное распределение эпицентров землетрясений с $K = 12$ не обнаруживает таких связей.

Таким образом, сопоставление данных о группировании слабых землетрясений с параметрами сильных толчков и палеосейсмодислокациями показывает, что в поле K как эпицентральные зоны сильных землетрясений, так и сейсмогенные структуры (палеосейсмодислокации) расположены единообразно. Можно предположить, что в пределах Байкальской сейсмической зоны существуют устойчивые во времени участки возникновения сильных землетрясений.

Источником сейсмологического материала для настоящей статьи служили каталоги землетрясений Прибайкалья, составляемые в лаборатории региональной сейсмичности ИЗК СО АН СССР под руководством С.И. Голенецкого.

¹ Это мнение авторов статьи дискуссионно. — Прим. ред.

1. Методы детального изучения сейсмичности /Под ред. Ю.В. Ризниченко. — Труды ИФЗ АН СССР, 1960, № 9 (176). 314 с.
2. *Голенецкий С.И.* Структура эпицентрального поля Прибайкалья и Забайкалья. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 1, с. 85—95.
3. *Боровик Н.С., Кочетков В.М.* О возможности использования наблюдений над слабыми землетрясениями для оценок особенностей физико-механических свойств среды отдельных участков Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, с. 52—56.
4. *Румшиский Л.З.* Элементы теории вероятностей. М.: Наука, 1976. 238 с.
5. *Голенецкий С.И.* Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977, с. 56—64.

А.Д. Сытинский

ОБ ОПЫТЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВРЕМЕНИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И О ЗАВИСИМОСТИ ВРЕМЕНИ И СИЛЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ОТ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

В связи с накоплением результатов сейсмических наблюдений появилась возможность изучить сейсмичность Земли в целом. Такой подход представляется интересным по разным причинам. Так, Б. Гутенберг [1], изучая общую сейсмичность Земли с использованием магнитуд землетрясений, обнаружил сильное увеличение сейсмоактивности в конце XIX — начале XX столетий. При этом он отметил, что если бы удалось найти причину такого увеличения, то это, по-видимому, могло бы решить вообще вопрос о природе землетрясений. Определенный интерес в этом смысле представляют результаты А. Беньюфа, обнаружившего, что "все поверхностные¹ землетрясения с магнитудой 8 и выше в какой-то степени включены в единую систему тектонической деятельности и, следовательно, отдельные землетрясения не являются независимыми событиями" [2]. Кроме того, следует иметь в виду существование гипотезы глобальной тектоники плит и, наконец, то, что сейсмические приборы в настоящее время установлены и на других небесных телах. Изучение сейсмичности Земли в целом позволяет сравнивать ее с сейсмичностью других небесных тел, и это представляет интерес с чисто физических позиций. Например, при изучении солнечной активности исследуются не только отдельные группы пятен или пятно, но и глобальная активность, что позволило выявить циклические процессы на Солнце и т.д.

Ранее в результате анализа глобальных характеристик сейсмичности — годовых значений энергии землетрясений E и годовых коли-

¹ Землетрясения, очаги которых расположены вблизи поверхности Земли (на глубинах до 30—80 км). — *Прим. ред.*

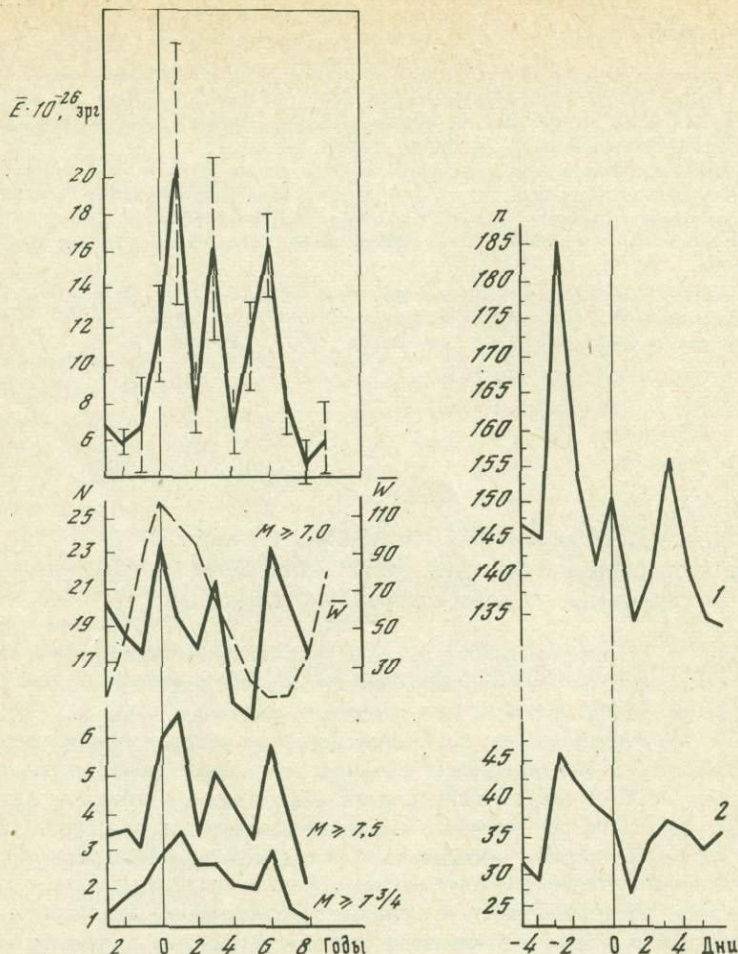


Рис. 1. Распределение средних годовых значений энергии землетрясений E и годовых чисел N в 11-летнем солнечном цикле. $\bar{W}$ — числа Вольфа

Рис. 2. Распределение числа дней n прохождений активных солнечных областей через центральный меридиан Солнца относительно дат землетрясений с $M \geq 6,5$ за 1957—1961, 1967—1970 гг., $N=383$ (1) и с $M \geq 6,0$ за 1964—1966 гг. (2) ($S \geq 100$, где S — площадь области в миллионных долях полусферы Солнца)

честв землетрясений N — было показано, что существует зависимость общей сейсмичности Земли от фазы 11-летнего солнечного цикла. Кроме того, было показано, что времена возникновения сильных землетрясений связаны с активностью процессов на Солнце [3–5]. Графики, подтверждающие оба эти положения, приведены на рис. 1, 2. Из рис. 2 видно, что землетрясения в среднем происходят на вторые-третьи сутки после прохождения солнечных групп пятен через

центральный солнечный меридиан. Нетрудно видеть, что оба эти положения имеют прогностическое значение. Первая закономерность может быть использована для составления фоновых прогнозов сейсмичности всей Земли и, возможно, отдельных районов (прогноз по годам числа сильных землетрясений и соответственно других характеристик сейсмичности). Вторая закономерность позволяет прогнозировать даты сильных землетрясений на Земле в целом. Разумеется, эти закономерности не могут рассматриваться как исчерпывающая методика прогнозирования сейсмических явлений, тем не менее они использовались нами в порядке опыта для этих целей. В настоящей статье приводятся некоторые результаты этого опыта.

Прогноз уровня сейсмоактивности Земли на основании зависимости, приведенной на рис. 1, был опубликован в различных статьях [4, 6, 7], а также сообщался на сейсмическую станцию Пулковского ИФЗ АН СССР. В первом прогнозе в 1962 г. [6] оценивалась величина E ожидаемого максимума сейсмичности Земли вблизи очередного минимума солнечной активности 1963–1964 гг. и в следующие за ним два года. Поскольку высокая сейсмичность приходится на пятый–седьмой годы (в среднем шестой год) после максимума солнечной активности, то максимум сейсмичности прогнозировался на 1963–1964 гг. В последующие годы предполагалось ослабление сейсмичности. Наблюдения подтвердили достаточно высокую оправдываемость прогноза (рис. 3). В дальнейшем прогноз носил качественный характер: прогнозировались годы высокой и низкой сейсмоактивности. Так, в работе [7] прогнозировалось понижение уровня сейсмичности в 1965–1967 гг. и повышение в 1968–1969 гг. Этот прогноз также достаточно хорошо оправдался (см. рис. 3). В работе [4] предполагалось ослабление сейсмичности в 1972–1973 гг. и усиление в 1974 г. ± 1 год. Затем этот прогноз был уточнен: очередное усиление сейсмичности ожидалось в 1975–1976 гг. Этот прогноз в общем оправдался (рис. 3). На 1977–1979 гг. ожидалась относительно низкая сейсмичность с повышением ее в 1980–1981 гг. (в соответствии с прогнозом солнечной активности).

Таким образом, приведенные данные подтверждают достоверность установленной зависимости сейсмичности Земли от фазы 11-летнего солнечного цикла. Разумеется, это не исключает дальнейших исследований с целью выявления различного рода особенностей и тонкой структуры установленной зависимости. Такие зависимости, по-видимому, могут быть получены и для отдельных сейсмоактивных зон [6].

На основании установленной зависимости времени возникновения сильных землетрясений от активных процессов на Солнце (см. рис. 2) производилось прогнозирование дат возникновения землетрясений с $M \geq 6,0$ (для Земли в целом). Этот опыт был начат в 1962 г. Прогнозы заблаговременно сообщались на сейсмическую станцию Пулковскую. Оценка прогноза землетрясений, проведенная различными специалистами, показала достаточно высокое их качество. Одна из таких оценок приведена в работе [10], где показано, что нами прогнозировалось

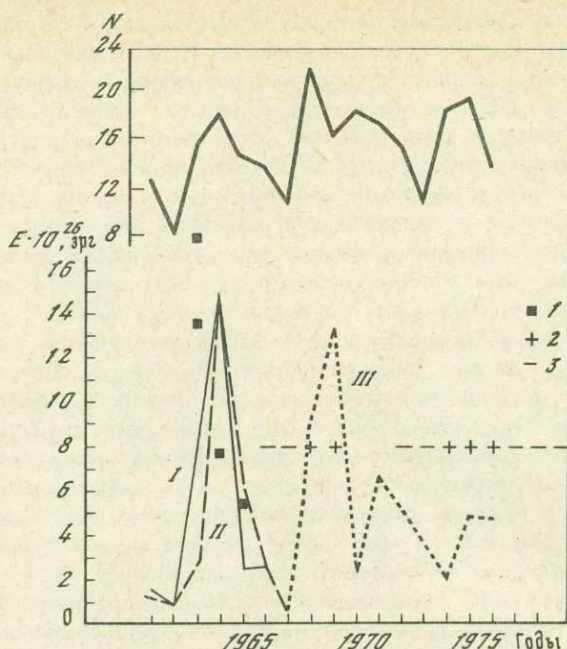


Рис. 3. Ход наблюдаемых величин E и N ($M \geq 7,0$)

E — вычислялось: за 1961—1967 гг. по данным Пасадены (I) и данным Н.В. Голубевой [8] (II), за 1968—1974 гг. — по данным Н.С. Ландыревой [9], за 1975—1976 гг. — по данным оперативного бюллетеня ЕСССН (III).

1 — прогнозирувавшиеся значения E ; 2 — высокая сейсмичность по прогнозу; 3 — низкая сейсмичность по прогнозу

74—79% общего числа землетрясений с $M \geq 6,0$. Поскольку точность прогнозов могла зависеть от качества и своевременности получения исходной информации, а также ряда других обстоятельств, то реальная точность прогноза, видимо, выше.

Анализ уточненных данных показал, что и остальные 26—21% землетрясений имеют связь с солнечной активностью. Так, на рис. 2 (кривая 2) приведен график для землетрясений, не отмеченных прогнозом. Эти данные указывают на связь и этих землетрясений с солнечными процессами, т.е. в принципе можно говорить о связи времени возникновения почти всех сильных землетрясений с активными процессами на Солнце.

Все это подтверждает корреляционную связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и говорит о том, что использованная методика прогнозирования времени землетрясений представляется удовлетворительной. Во всяком случае, она может быть использована как важная составная часть при разработке более совершенной методики.

Дальнейшие исследования связи сейсмичности Земли с солнечной активностью, по-видимому, могут помочь решению вопроса о прогнозировании и места (района) ожидаемого землетрясения, что, впрочем,

требует исследований механизма связи сейсмичности Земли с солнечной активностью.

При исследовании механизма связи сейсмичности Земли с солнечной активностью было установлено, что она осуществляется через атмосферные процессы [7, 11]. Солнечная активность приводит к нарушению теплового равновесия в атмосфере, которое, в свою очередь, вызывает возмущения атмосферной циркуляции, в том числе усиление макротурбулентного обмена. При этом происходит перестройка термобарических полей. Нарушая равновесие земной коры, они оказывают влияние на сейсмические явления. Установлена связь землетрясений с планетарными и локальными (в районе очагов землетрясений) особенностями процессов в атмосфере [7].

Например, при рассмотрении землетрясений Курило-Камчатской зоны было обнаружено, что они происходят при определенных перестройках поля атмосферного давления p в прилегающих к этой зоне районах (рис. 4), причем землетрясение следует после резкого, в течение одних суток, падения Δp (ранее были получены аналогичные данные [7]). Плавные перестройки продолжительностью более 2–3 дней, независимо от их величины, заметного влияния на сейсмичность не оказывают.

Сопоставление кривых для $M \geq 6,0$ и $M \geq 7,0$ на рис. 4 показывает, что при более сильных землетрясениях увеличивается и величина перестройки Δp . Учитывая этот факт, был построен график зависимости $\Delta(\Delta p) = f(M)$, где $\Delta(\Delta p) = \Delta p_{-1} - \Delta p_0$ (индексы 0 и -1 соответствуют тем же дням, что и на рис. 4). Поскольку значения Δp получены для определенного срока каждых суток, а землетрясения происходили в разные часы суток, интервал времени между землетрясением и предшествующим сроком Δp_{-1} не был одинаковым в каждом случае. Учитывая это, вычислялись средние значения $\Delta(\Delta p)$ и их среднеквадратичные ошибки для землетрясений различных магнитуд. Рис. 5 подтверждает зависимость силы землетрясения от величины атмосферных перестроек. Аналогичные атмосферные эффекты наблюдались и при других изучавшихся нами землетрясениях, в том числе Ташкентском (1966 г.), Газлийском (1976 г.), Румынском (1977 г.). Поэтому представляется возможным считать, что сильные землетрясения происходят во время определенных перестроек термобарического поля атмосферы на территории (акватории) вокруг эпицентральной зоны, а магнитуды землетрясений определенным образом зависят от величины этих перестроек.

Возможно, это условие может рассматриваться как необходимое для возникновения сильных землетрясений; однако более строго этот вопрос может быть решен при рассмотрении большего числа землетрясений. Кроме того, в этом плане определенный интерес представляют данные о сейсмичности Луны, не имеющей атмосферы, и Марса, имеющего слабую атмосферу.

Для выяснения вопроса о связи землетрясений с атмосферными процессами представляет интерес рис. 6, показывающий распределение землетрясений 19-го района по Б. Гутенбергу и Рихтеру [12] (в

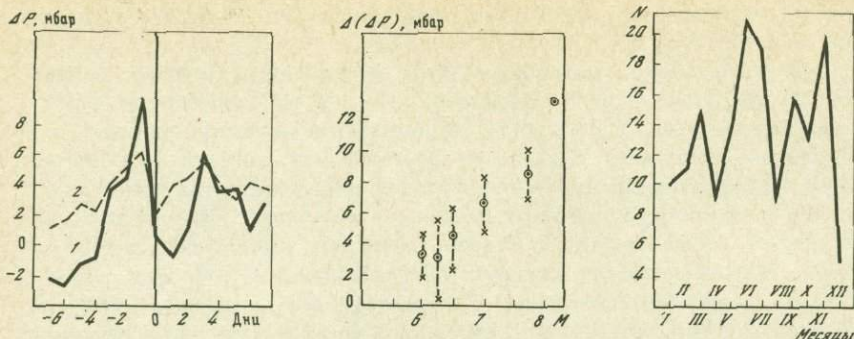


Рис. 4. Распределение разности среднего атмосферного давления Δp между Восточной Сибирью и западом Тихого океана относительно момента землетрясений с $M \geq 7,0$ (1) и $M \geq 6,0$ (2) для Курило-Камчатской зоны за 1956–1961 гг.; $N=32$

Рис. 5. Зависимость разности между значениями Δp_0 в день с землетрясением и значением Δp_{-1} в предшествующий день от магнитуды землетрясения

Рис. 6. Распределение числа землетрясений 19-го района (по Гутенбергу и Рихтеру) [12]) по месяцам года

этот район входит и Курило-Камчатская зона) по месяцам года. Данные этого рисунка показывают, что максимальное число сильных землетрясений рассматриваемого района приходится на июнь-июль и ноябрь, когда происходит перестройка атмосферы в области Сибирь — Тихий океан с зимнего на летнее состояние и наоборот. Намечаются также равноденственные максимумы. В отмеченные периоды атмосфера менее устойчива и потому существует большая вероятность перестроек атмосферы относительно рассматриваемой сейсмоактивной зоны.

В заключение отметим, что в настоящей работе приводятся результаты положительного опыта прогнозирования уровня сейсмичности Земли и дат сильных землетрясений за большой промежуток времени. Кроме того, приводятся результаты исследований зависимости силы и времени землетрясений от атмосферных процессов. Эти материалы могут представлять большой интерес для всестороннего понимания физических процессов в очагах землетрясений. Совокупность приведенных данных говорит о плодотворности как планетарного, так и более локального комплексного подхода к исследованию сейсмических явлений. При этом в проблеме прогнозирования землетрясений определяются возможности решения таких задач, как долгосрочный прогноз уровня сейсмичности всей Земли и отдельных ее областей и краткосрочный прогноз времени и места (географического района) ожидаемого сильного землетрясения. Очевидно, все эти данные могут быть использованы для более строгого решения вопроса о процессе возникновения землетрясений.

Литература

1. Gutenberg B. Great earthquakes 1893—1903. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, v. 37, p. 608—614.
2. Benioff A. Seismic evidence of cristal structure and tectonic activity. — Geol. Sec. Amer. Spec., 1955, Pap. 62, p. 61—73.
3. Сытинский А.Д. О связи геотектоники с солнечной активностью. — Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед., 1961, № 28, с. 5—10.
4. Сытинский А.Д. О влиянии солнечной активности на сейсмичность Земли. — ДАН СССР, 1973, т. 209, № 5, с. 1078—1081.
5. Сытинский А.Д. О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью. — УФН, 1973, т. 3, вып. 2, с. 367—369.
6. Сытинский А.Д. Предполагаемая сейсмичность Земли и зоны южнее 40° ю.ш. в период Международного года спокойного Солнца. — Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед., 1963, № 42, с. 33—35.
7. Сытинский А.Д. О механизме влияния солнечной активности на атмосферу и литосферу Земли. — Геомагн. и аэрономия, 1966, т. 6, № 4, с. 726—732.
8. Голубева Н.В. Каталог сильных землетрясений земного шара с 1963-го по 1967-й год с $M \geq 6,0$. М.: ИФЗ АН СССР, 1972. 164 с.
9. Ландырева Н.С. Сильные землетрясения мира. — В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Наука, 1968—1973.
10. Трипольников В.П. О результатах одного эксперимента по прогнозированию времени возникновения сильных землетрясений на земном шаре. — Геомагн. и аэрономия, 1977, т. 17, № 6, с. 1132—1134.
11. Сытинский А.Д. Механизм влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы. — ДАН СССР, 1976, т. 226, № 3, с. 570—573.
12. Gutenberg B., Richter C.E. Seismicity of the Earth and associated phenomena. New Jersey, 1949. 273 p.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФИЗИКИ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*О. Г. Шамина, В. А. Будников, С. Д. Виноградов,
М. П. Воларович, И. С. Томашевская*

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ФИЗИКЕ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Говоря о лабораторных исследованиях по физике очага, мы каждый раз подчеркиваем, что это не моделирование в чистом виде с выполнением всех необходимых условий подобия. Такая задача сейчас невыполнима. Главные задачи лабораторных исследований заключаются в следующем:

- 1) установление основных закономерностей подготовки и развития нарушения сплошности в твердых телах, особенно в горных породах и материалах, моделирующих их свойства;
- 2) выявление характерных черт в поведении геофизических полей при нарушении сплошности в лабораторных и натурных условиях для установления общих закономерностей;
- 3) составление рекомендаций для проведения полевых наблюдений с целью изучения физических процессов в очагах землетрясений и поисков предвестников.

В лабораторных исследованиях выделяются два направления: исследования нарушения сплошности тел в динамике — в образцах под нагрузкой (будем называть их для краткости динамическими) и исследования на моделях, не изменяющихся в процессе эксперимента, поскольку к ним не приложено никаких нагрузок, — статические исследования. Последние необходимы для интерпретации результатов динамических испытаний. При разрушении образцов мы не можем непосредственно проследить за развитием в них трещиноватости. В статических же исследованиях параметры модели задаются экспериментатором, что позволяет отображать различные стадии развития макро-разрыва и исследовать напряженное состояние в модели, прохождение упругих волн и т.п.

Методы исследования процесса разрушения в большинстве своем подобны тем, которые применяются в натурных условиях. Это — определение вида напряженного состояния в среде, измерение деформаций, смещений по разрыву, изменений электропроводимости, акустической активности (аналог сейсмического режима), анализ динамических характеристик ультразвуковых волн, проходящих через область подготовки макроразрыва (аналог просвечивания очаговой

зоны). Кроме того, проводятся измерения различными способами непосредственно в области будущего разрыва. Наиболее развитыми являются сейсмоакустические методы, основы которых были заложены в начале 50-х годов [1], когда перед ИФЗ АН СССР впервые была поставлена академиком Г.А. Гамбурцевым проблема прогноза землетрясений. Однако тогда мы не были еще готовы к ее решению. "50-е годы и начало 60-х годов были годами подготовки позиций для наступления на проблему прогноза", — писал академик М.А. Садовский [2].

Широким фронтом лабораторные работы развернулись в начале 70-х годов в соответствии с программой по прогнозу, принятой в ИФЗ АН СССР, в которой огромное значение придается исследованиям по физике очага, в частности лабораторным методам. К этому времени сложились те необходимые условия, которые явились основанием для постановки целенаправленных лабораторных исследований физических процессов в очаге землетрясений. В конце 60-х годов были изучены изменения геофизических полей при подготовке крупного нарушения сплошности в горных выработках и при подготовке землетрясений. Были достигнуты значительные успехи в разработке теории очага с позиций механики разрушения. Как в нашей стране, так и за рубежом, был накоплен большой экспериментальный материал по разрушению образцов горных пород и модельных материалов.

Изучение статистических закономерностей, касающихся соотношения больших и малых разрывов при разрушении в разных условиях и разных масштабов, — образцы различных материалов, горные массивы в шахтах, земная кора — позволило заключить, что в среднем в процессах разрушения твердых тел на всех масштабных уровнях выдерживается иерархия разрывов: большой разрыв возникает на фоне целого ряда более мелких. Это следует из того, что при разрушении лабораторных образцов и горных пород в шахтах распределение числа разрывов по излучаемой ими сейсмической энергии имеет такой же вид, как известный график повторяемости для землетрясений, который отражает соотношение между числом больших и малых разрывов. При подготовке крупного разрыва это соотношение должно неизбежно меняться. Действительно, исследуя поведение графика повторяемости в опытах по разрушению образцов и перед горным ударом в шахтах [3], С.Д. Виноградов установил, что в обоих случаях перед самым разрушением наклон графика повторяемости уменьшался, подобно тому, как это наблюдалось Ю.А. Мамадалиевым [4] перед сильным землетрясением (рис. 1). Это есть свидетельство того, что процесс подготовки в лаборатории и в природе подчиняется одному и тому же закону. Таковы были выводы статистических исследований.

Анализ результатов наблюдений за смещением по одиночному разрыву в натурных условиях и в опытах с образцами горных пород привел американских ученых В.Брейса и Дж. Байерли к мысли, что физической моделью процесса разрушения в очаге корового землетрясения является так называемый stick-slip — сдвиговая подвижка с резким

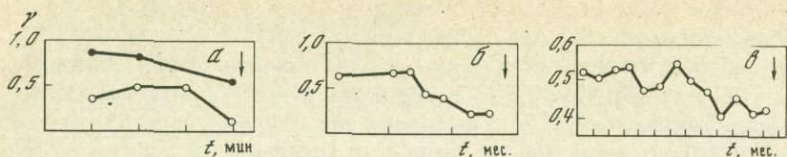


Рис. 1. Изменение наклона графиков повторяемости перед магистральным разрывом

а — разрушение образцов разного типа; б — горный удар в шахтах; в — сильное землетрясение [4]. Стрелками отмечены моменты разрушения, горного удара и землетрясения

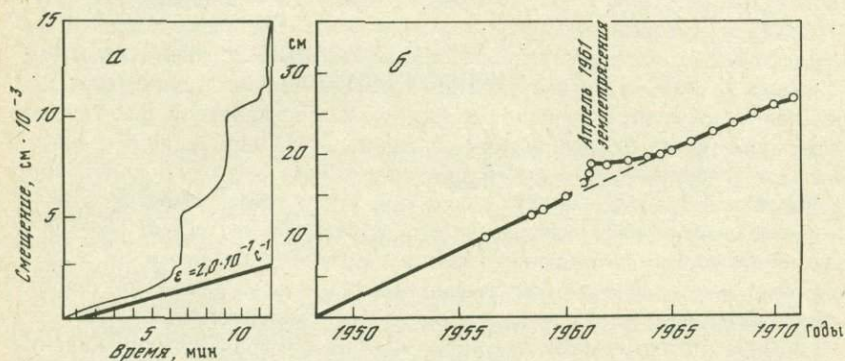


Рис. 2. Результаты изучения сдвиговой подвижки stick-slip, предваряемой подвижкой stable-sliding в образце гранита (а) и на разломе Сан-Андреас (б) [7]
 ϵ — скорость деформации образца

сбросом напряжения и последующим торможением за счет трения [5, 6]. Ей может предшествовать значительное по величине медленное движение по разрыву типа крипа, так называемый stable-sliding (рис. 2). Но не только это обстоятельство говорит в пользу модели Брейса—Байерли. Изучение упругих волн, излучаемых при этом, обладает теми же особенностями, что и излучение очагом. Это было показано Ю.Ф. Васильевым, который построил модель подвижки stick-slip [8], еще очень несовершенную, но дающую в общем правильную картину излучения, даже предвосхитившую выводы теории о направленности максимума излучения в сторону распространения разрыва [9].

Физическая модель разрыва в очаге землетрясения, удовлетворяющая сейсмологическим наблюдениям, и общность статистических закономерностей разрушения в лаборатории и в натуре явились предпосылками для составления программы лабораторных исследований по физике очага в ИФЗ АН СССР. Программа предусматривала изучение процесса трещинообразования, предшествующего возникновению макро-разрыва, зависимости его от различных параметров (величина всестороннего давления, температура, скорость нагружения, физико-механические свойства материала, его структура, роль естественных контактов и т.п.), исследование процесса излучения разрывом, зависимости

его от скорости испаривания, физических условий на берегах разрыва и др., исследования процессов залечивания и последействия.

В основу этих исследований было положено представление о подготовке крупного нарушения сплошности, происходящего с выделением упругой энергии, которое вытекает из опыта лабораторных работ, результатов изучения тектонических разрывов, механики разрушения и физики твердого тела. Эти представления достаточно подробно изложены в [10], поэтому перейдем к главным результатам, которые были получены в ИФЗ АН СССР за последние годы в соответствии с принятой программой исследований.

При изучении акустической активности перед разрушением образцов наиболее важный результат был получен в опытах по долговременному нагружению [11]. Он заставил нас по-иному взглянуть на те выводы, которые делались в 50-х и 60-х годах при изучении акустической активности в процессе быстрого нагружения образцов. Результаты, которые были тогда получены, единодушно свидетельствовали об увеличении суммарной энергии акустических импульсов перед разрушением образца [12–15]. Новые материалы свидетельствуют о наличии затишья — отсутствии импульсов в течение некоторого отрезка времени перед самым разрушением. Ранее аналогичное явление было установлено в шахтах перед горными ударами [3] и перед землетрясениями [4].

В лабораторных условиях сейсмическое затишье было получено в условиях квазивязкого течения с примерно постоянной скоростью деформации. Видимо, эти условия деформирования достаточно близко отражают условия естественного процесса. Само сейсмическое затишье приходится на вторую половину бухты предвестника, когда свойства среды восстанавливаются, и, видимо, отражает процесс частичного залечивания имеющихся нарушений и стягивания процесса в более узкую зону.

Таким образом, сейсмическое затишье можно считать признаком подготовки магистрального разрыва. По сравнению с изменением наклона графика повторяемости сейсмическое затишье является более краткосрочным признаком готовящегося разрушения, проявляясь непосредственно перед разрывом.

Второй главный результат был получен при динамических исследованиях процесса подготовки макротрещины хрупкого сдвига — аналога разрыва в очаге землетрясения. В прежних опытах по ультразвуковому просвечиванию образцов горных пород под давлением, которые проводились еще в 50-х годах, авторы наблюдали неуклонное падение скоростей волн P перед разрушением образца [16–18]. Однако необходимо подчеркнуть, что при изучении процесса разрушения на образцах имеет смысл рассматривать поведение геофизических полей до того, как образец теряет свою целостность, так как окончательное разрушение образца сильно зависит от граничных условий и параметров процесса. В связи с этим мы придаем большое значение проведению опытов на больших моделях, подобно тому, как это делалось В.И. Мячкиным и А.М. Паленовым [19], или на образцах с искусственно введенным концентратором напряжений, инициирующим трещинообразо-

вание и возникновение макротрещины внутри образца, в то время как образец в целом не теряет сплошности [20, 21].

Исследования с помощью этой методики процесса подготовки хрупкой макротрещины сдвига, проведенные О.Г. Шаминой и С.А. Стрижковым, показали, что перед возникновением макротрещины скорости и амплитуды волн P и S испытывали бухтообразное изменение, подобное тому, которые наблюдаются для v_P/v_S перед землетрясением [22–24]. Эти опыты говорят в пользу того, что бухтообразный ход предвестников, наблюдаемых в натуре, обусловлен особенностями развития трещиноватости среды перед крупным разрывом.

Однако не надо забывать, что, будучи актом хрупкого разрушения, разрыв в очаге землетрясения может происходить на фоне больших квазипластических деформаций. Очень важно поэтому изучать хрупкий разрыв при пластическом деформировании образцов. Такие опыты впервые были проведены З.И. Стаховской и А.В. Кольцовым, которые исследовали хрупкое разрушение в образцах плексигласа при пластической деформации в условиях двухосного сжатия [25]. Пластическая деформация приводила к сильному падению v_P . Последующее упрочнение образца в целом при одновременном развитии разрыва в плоскостях наибольших касательных напряжений увеличивало значение v_P , и разрушению образца предшествовало бухтообразное изменение скорости. Бухтообразное изменение v_P/v_S наблюдалось позже И.С. Томашевской в опытах с образцами мрамора. Мрамор весьма пластичный материал, и пластическая деформация в нем протекала в условиях одностороннего сжатия [26].

При экспериментальном исследовании процессов деформирования и разрушения образцов горных пород следует иметь в виду, что разрушение, понимаемое как разделение на части изучаемого объема горной породы, не характерно для недр Земли и может рассматриваться как частный случай неустойчивости процесса деформирования под воздействием конкретной системы внешних сил. В более общем случае неустойчивость деформационного процесса не должна приводить к окончательной потере сплошности образца и в эксперименте. В качестве одного из возможных путей решения такой экспериментальной задачи была разработана методика, позволяющая получить развитые неупругие деформации образцов горных пород в условиях, характерных для верхней части земной коры [27–30].

По этой методике были исследованы горные породы, известные как пластичные (например, карбонаты), и такие, которые обычно относят к хрупким (например, граниты). Некоторые результаты опытов показаны на рис. 3. Основной особенностью этих экспериментов является функциональная зависимость для каждой породы между осевым напряжением и боковым давлением, которое растет по мере увеличения радиальной деформации цилиндрического образца при осевом сжатии.

Во всех исследованных породах была получена область развитых неупругих деформаций, причем в гранитоидных породах и гнейсах наблюдать развитую неупругую деформацию в таких термодинами-

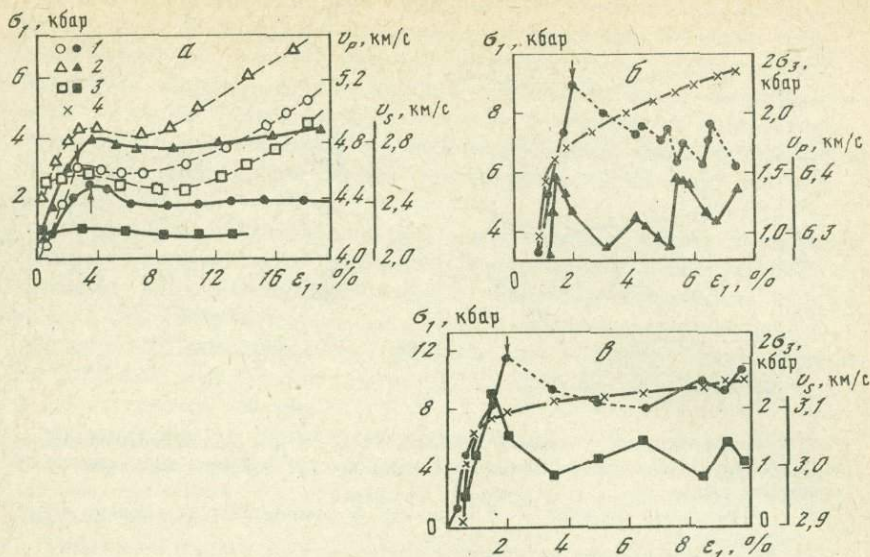


Рис. 3. Поведение скоростей упругих волн в процессе неупругой деформации образцов горных пород

а — мелкозернистый доломит: открытая пористость 20%, простое нагружение — $2\sigma_3 = 0,65\sigma_1$, тип макродеформации — пластическое однородное течение; б — биотитовый гранит: открытая пористость 0,28%, тип макродеформации — одна наклонная плоскость среза (скола); в — гнейс: открытая пористость 0,36%, тип макродеформации — одна наклонная плоскость среза (скола)

1 — осевое напряжение σ_1 ; 2 — скорости продольных волн v_p ; 3 — скорости поперечных волн v_s ; 4 — боковое давление $2\sigma_3$, ϵ_1 — осевая деформация. Светлые значки и штриховые линии — результаты для воздушно-сухих образцов, темные значки и сплошные линии — для полностью водонасыщенных. Стрелками на кривых деформирования $\sigma_1(\epsilon_1)$ обозначен условный предел текучести, пунктиром — области неустойчивой деформации

ческих условиях ранее не удавалось. Макроскопическая деформация образцов позволила определить неупругую деформацию пластичных пород как пластическое однородное течение, а для хрупких пород как квазипластическую, катакластическую деформацию, идущую за счет развития и последующего залечивания микротрещин и их систем.

На рис. 3 видно, что при нагружении пластичных пород до предела текучести скорости упругих волн растут. Пластическое течение в осадочных и метаморфических породах приводит к сложным перестройкам структуры и характерным изменениям скоростей упругих волн. В хрупких кристаллических породах при формировании макроскопической деформации поведение скоростей упругих волн определяется процессом микротрещинообразования. С момента развития микротрещин скорости упругих волн начинают падать, а в области неупругой деформации падение и возрастание скоростей связано с особенностями развития неустойчивой деформации. Здесь экспериментально установлена зависимость между поведением скоростей упругих волн

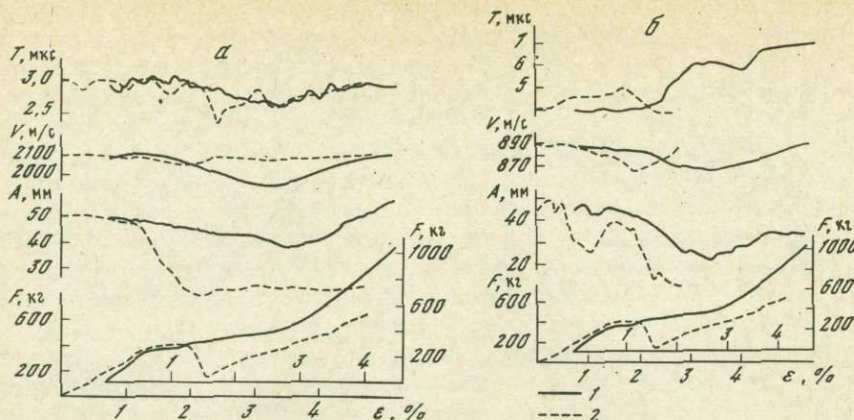


Рис. 4. Результаты просвечивания волнами P (а) и S (б) однородного парафинового образца (1) и образца с начальной трещиной (2) при трехстороннем неравномерном сжатии

ϵ — деформация образца; F — нагрузка; A — амплитуда; V — скорость и T — период волн

и типом макроскопической деформации образцов. Если деформация в образце локализуется в виде одной наклонной плоскости среза (скола), то при неустойчивом деформировании на фоне непрерывных вариаций можно выделить тенденцию к асимптотическому уменьшению скоростей. В случае формирования двух равноправных систем скольжения под одинаковым углом к оси образца неустойчивость деформирования за условным пределом текучести тоже приводит к непрерывным вариациям скоростей упругих волн, но с тенденцией к монотонному их уменьшению.

В опытах О.Г. Шаминой и В.И. Понятовской исследовалась вся совокупность характеристик волн P и S , т.е. скорости, амплитуды и преобладающий период колебаний. Опыты, проведенные с однородными образцами, показали, что скорости и амплитуды волн P и S , а также период в процессе квазипластической деформации уменьшаются, а в процессе упрочнения восстанавливают свои первоначальные значения и даже превышают их (рис. 4), и, следовательно, они испытывают бухтообразное изменение, в то время как в образце никакого крупного разрушения не готовится. Возможно, что в опытах З.И. Стаховской и А.В. Кольцова увеличение v_P также объясняется не столько стягиванием трещин к месту будущего разрыва, сколько общим упрочнением материала. В том случае, если в образце парафина искусственно вносилась начальная трещина, в нем образовывалась макротрещина сдвига. Возникновение ее предвлялось бухтообразным изменением T_P и T_S . Скорости же при этом изменяются монотонно (см. рис. 4, а). По-видимому, возрастание скорости, которое должно наблюдаться в конечной стадии подготовки хрупкой трещины, маскируется более сильным эффектом квазипластической деформации, приводящей к ее падению.

Как уже указывалось, для интерпретации динамических наблюдений необходимы исследования на статических моделях. Большую роль здесь играют не только опыты по ультразвуковому прозвучиванию различных моделей, но и оптические методы исследования напряженного состояния: метод фотоупругости и шпирен-метод. Эти методы позволяют визуализировать ультразвуковые волны, распространяющиеся в среде, содержащей области концентрации напряжений или трещиноватости.

В зависимости от величины d/λ , где d — размер объема с измененными свойствами, а λ — длина волны, различаются задачи: а) распространение волн в однородной среде с одиночным включением (d сравнимо с λ), когда основную роль играют краевые условия и дифракция волн; б) распространение волн в среде, в которой большой объем ($d \gg \lambda$) заполнен множеством дефектов (трещин), рассматриваемых в статистическом смысле.

Решение задач в статическом случае позволяет оценить величины возможных изменений волновой картины в натуре при увеличении объема или изменении условий на границе напряженной или трещиноватой области.

Опыты на статических моделях проводятся геофизиками уже давно, но до последнего времени они были связаны с изучением разного рода включений — земного ядра, магматических очагов, рудных тел. Опыты, имеющие своей целью изучение прохождения волн в трещиноватой среде применительно к задачам физики очага, были проведены недавно О.Г. Шаминой и С.А. Стрижковым. Ими было показано, что трещиноватая зона ограниченных размеров ведет себя как обычное включение (рис. 5), а также что при распространении P -волн в протяженной зоне период волны благодаря эффектам рассеяния может как увеличиваться, так и уменьшаться в зависимости от длины трещин, их плотности и ширины зоны (рис. 6). Эти результаты хорошо согласуются с результатами, полученными в опытах с разрушением парафина (см. рис. 4), что позволяет объяснить поведение T_p особенностями развития трещиноватости в образце. Следует ожидать, что при подготовке землетрясения период P -волн будет претерпевать бухтообразное изменение.

Исследования стадии вспарывания разрыва проводились как советскими, так и американскими учеными. Результаты, касающиеся определения скорости вспарывания сдвигового разрыва и подвижки по нему хорошо согласуются. Исследования излучения сдвиговым разрывом проводились только в ИФЗ АН СССР С.Д. Виноградовым [31] и О.Г. Шаминой и А.А. Павловым [32] на моделях, изображенных на рис. 7. По-существу, эти исследования являются развитием тех, которые были начаты Ю.Ф. Васильевым, но модели теперь ближе к натуре и дают большие возможности для исследования различных физических явлений. Модели рис. 7 различаются между собой видом напряженного состояния в них. В модели А, используемой С.Д. Виноградовым, среда в целом не напряжена, сила приложена в двух точках непосредственно на разрыве. В модели Б, используемой О.Г. Ша-

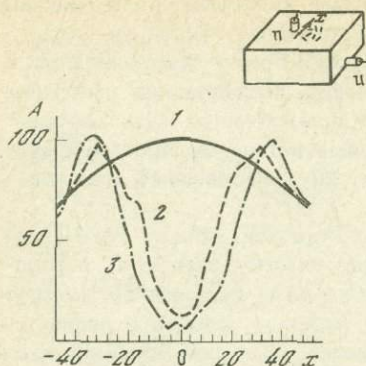


Рис. 5. Зависимость амплитуды A первых вступлений P -волн от расстояния по профилю x при просвечивании трехмерной модели однородной среды (1), с включением трещиноватой области (2) или с полым включением (3)

Вверху — схема эксперимента: и — излучатель, п — приемник

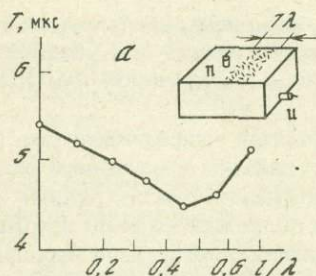
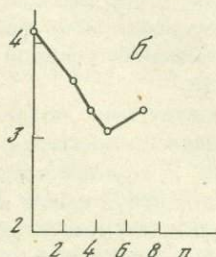


Рис. 6. Зависимости периода T проходящей волны P от отношения размеров трещин l к длине волны λ (а) и от плотности трещин n (б) при просвечивании модели трещиноватой среды



миной и А.А. Павловым, среда находится в условиях сжатия и сила равномерно распределена вдоль всего разрыва. Разные условия напряженного состояния в модели привели к разному типу разрыва — в модели А разрыв распространяется в обе стороны от середины к краям, в модели Б — в одну сторону. Разным оказался и характер излучения. Диаграмма направленности в модели А совершенно симметричная, чего нельзя сказать о диаграмме направленности в модели Б. Хорошо видно, что излучение в направлении сжатия слабее, чем в перпендикулярном, а максимум излучения направлен в сторону распространения разрыва, как это было в модели Ю.Ф. Васильева. Таким образом, характер действующих сил на разрыве довольно существенно сказывается на излучении упругих волн.

Среди других экспериментальных работ следует отметить исследования процессов, ведущих к перестройкам структуры горных пород перед разрушением и при высоких давлениях и температурах. Результаты одновременного изменения скоростей упругих волн и электросопротивления в деформируемых образцах высокопористого песчаника показаны на рис. 8. На рисунке видно, что физические параметры горных пород испытывают характерные изменения в процессе подготовки разрушения. Ранее подобные результаты были получены и для некоторых других пород [33, 34]. Представляют интерес и исследования физико-химических процессов и фазовых превращений, изменяющих вещественный состав и структуру пород, что, в свою оче-

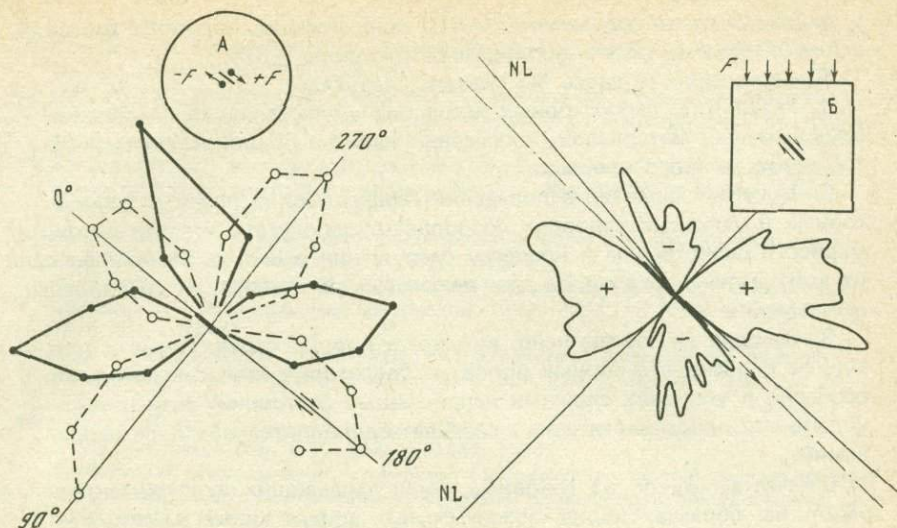
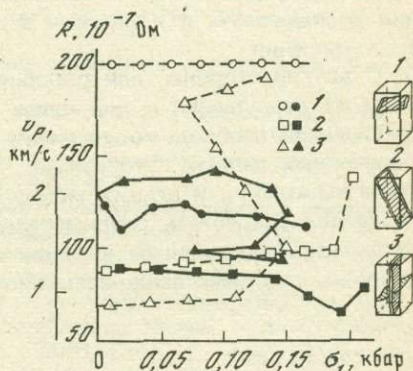


Рис. 7. Диаграмма направленности излучения волн P (сплошная линия) и S (пунктир) подготовленной сдвиговой трещиной в моделях А [31] и Б [32]

Рис. 8. Изменение скорости продольных волн v_p и электросопротивления R в процессе подготовки разрушения образцов глинистого песчаника (пористость 20%, воздушно-сухое состояние, одноосная нагрузка)

1—3 — типы макроскопической деформации; светлые значки и пунктирные линии — $R(\sigma_1)$; темные значки и сплошные линии — $v_p(\sigma_1)$



редь, может приводить к перераспределению напряжений в земной коре. Одним из таких процессов является полиморфизм некоторых минералов. Например, полиморфное превращение кальцита вызывает перестройку структуры известняка и сопровождается уменьшением скоростей упругих волн [35].

В результате исследований электрических и световых явлений при механических воздействиях на породу было установлено, что минералы могут резко отличаться друг от друга как по интенсивности электризации, так и по интенсивности свечения, причем интенсивность свечения прямо зависит от величины пьезоэлектрического эффекта [36]. Одной из причин локального изменения электрического поля при изменении напряженного состояния массива осадочных пород могут быть электрокинетические явления, в частности сейсмoeлектрический эффект. Проведенные исследования выявили основные факторы, определяющие величину сейсмoeлектрического эффекта и его характер

в зависимости от содержания влаги, концентрации порового раствора, минерального состава и проницаемости породы [37].

В заключение хотелось бы сказать следующее.

1. Результаты лабораторных исследований разрушения в образцах самых разных материалов показывают наличие общих закономерностей развития этого процесса.

2. Близкий характер в поведении геофизических полей в лабораторных и натурных условиях позволяет предполагать, что эти закономерности свойственны и процессу разрушения в недрах Земли. Исходя из этого можно уже сейчас дать некоторые рекомендации для полевых наблюдений.

3. Сегодня не совсем ясно, как воздействуют структурные и тектурные особенности горных пород на подготовку хрупких разрывов, особенно в условиях сложных напряженных состояний, хотя очевидно, что эти особенности могут создавать дополнительное поле напряжений.

В качестве одной из основных задач дальнейших экспериментальных работ на образцах пород можно считать аппаратные и методические исследования с целью максимально приблизить условия проведения эксперимента к процессам в очаге при подготовке реального землетрясения.

С другой стороны, для опробования существующих теоретических моделей разрушения и для более уверенной интерпретации полевых наблюдений необходимо увеличить надежность и информативность лабораторных данных. Это связано с развитием рентгенографических, голографических и других методов анализа структуры материала образца под давлением, с применением управляемых гидравлических установок, применением и развитием техники локализации трещин и построением пространственно-временного режима для конкретных условий.

Л и т е р а т у р а

1. Ризниченко Ю.В., Силаева О.И., Шамина О.Г. и др. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 34 (161), с. 74—164.
2. Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 3—5
3. Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процесса разрушения горных пород. М.: Наука, 1964. 84 с.
4. Мамадалиев Ю.А. Об исследовании изменений параметров сейсмического режима во времени в пространстве. — В кн.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1964, с. 93—1047.
5. Brace W.F., Byerlee I.D. Stick-slip as a mechanism for earthquakes. — Science, 1966, v. 153, N 3739, p. 990—992.
6. Byerlee I.D., Brace W.F. Stick-slip, stable-sliding and earthquakes — effect on rock type, pressure, strain rate and stiffness. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 6031—6037.
7. Scholz C., Molnar P., Johnson T. Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for the earthquake mechanism. — J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 32, p. 6392—6406.
8. Васильев Ю.Ф. Моделирование сейсмического шва. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 3, с. 11—28.

9. Костров Б.В. Теория очагов тектонических землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 4, с. 84—101.
10. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 6—26.
11. Виноградов С.Д., Мирзоев К.И., Саломов Н.Г. Сейсмическая энергия при разрушении образцов под постоянной нагрузкой. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 3, с. 29—34.
12. Шамина О.Г. Упругие импульсы при разрушении образцов горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 5, с. 513—518.
13. Виноградов С.Д., Мирзоев К.И. Об энергии упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1, с. 37—45.
14. Mogi K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1962, v. 40, N 7, p. 125—173.
15. Scholz C.H. An experimental study of the fracturing process in brittle Rock. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 4, p. 1447—1454.
16. Силаева О.И. Исследования с помощью ультразвука скоростей распространения упругих волн и других параметров в образцах горных пород при одноосном давлении. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 111 с.
17. Matsushima S. Variation of the elastic wave velocities of rocks in the process of deformation and fracture under high pressure. — Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. Bull., 1960, N 32, p. 2—8.
18. Tocher D. Anisotropy in rocks under simple compression, — Trans. Amer. Geophys. Univ., 1957, N 1, p. 89—94.
19. Мячкин В.И. Сейсмическое просвечивание очаговых зон и процесса подготовки землетрясений. Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1975, 43 с.
20. Шамина О.Г., Павлов А.А., Копничев Ю.Ф. Исследования процесса подготовки трещин. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 8, с. 17—30.
21. Шамина О.Г., Стрижков С.А. Исследования взаимодействия трещин в образцах под давлением. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 9, с. 17—27.
22. Шамина О.Г., Стрижков С.А. Сейсмические предвестники разрушения. — ДАН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1307—1309.
23. Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А., Копничев Ю.Ф. Ультразвуковое прозвучивание области подготовки одиночной макротрещины. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 90—118.
24. Шамина О.Г., Стрижков С.А. Прохождение продольных и поперечных волн через область подготовки трещины. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 11, с. 46—59.
25. Стаховская З.И., Кольцов А.В. Исследования влияния квазипластического течения на скорость продольных волн в органическом стекле при двухосном сжатии. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 118—123.
26. Томащевская И.С. Изменение различных физических параметров в процессе деформации и разрушения образцов горных пород. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 130—140.
27. Будников В.А., Воларович М.П., Левыкин А.И. Скорости продольных упругих волн в сухих и влагонасыщенных образцах мрамора при пластической деформации в условиях неравномерного сжатия. — Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 66, с. 73—78.
28. Будников В.А. Экспериментальная аппаратура для комплексного исследования образцов горных пород в сложных напряженных состояниях. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 6, с. 124—128.
29. Будников В.А., Воларович М.П., Файзулин И.С. Скорости распространения продольных упругих волн при неупругих деформациях образцов горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 3, с. 66—75.
30. Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Публикация Рабочей группы I.II КАПГ. Киев: Наукова думка, 1977. 219 с.

31. *Виноградов С.Д.* Исследование характеристик продольных и поперечных волн от сдвиговой подвижки по готовому разрыву. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 7, с. 20–26.
32. *Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А.* Моделирование сдвиговой подвижки по готовому разлому с трением. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 55–67.
33. *Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н.* Предвестники разрушения горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 5, с. 12–20.
34. *Воларович М.П., Баюк Е.И., Томашевская И.С., Левыкин А.И.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974. 223 с.
35. *Воларович М.П., Баюк Е.И., Ефимова Г.А.* Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1975. 131 с.
36. *Пархоменко Э.И., Мартышев Ю.Н.* Явления электризации и свечения минералов в процессах деформации и разрушения. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 151–159.
37. *Пархоменко Э.И., Гаскаров И.В.* Сейсмoeлектрический эффект горных пород и предпосылки его применения в геологоразведочном деле. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 1, с. 110–115.

Д.Н. Осокина, В.И. Мячкин, Т.И. Игамназаров, Л.А. Смирнов

ИЗУЧЕНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ АНАЛОГА ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ (РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Согласно представлениям качественной физической теории подготовки землетрясения [1, 2], очаговая зона будущего землетрясения представляет собой участок массива, в котором интенсивнее, чем в окружающей среде, протекает процесс образования трещин. Предполагается, что после достижения в очаговой зоне определенной критической плотности трещин начинается лавинный рост их числа и размеров с последующей локализацией этого процесса в узкой зоне будущего магистрального разрыва. Динамическое вспарывание разрыва путем разрушения перемычек между отдельными крупными трещинами и их объединение собственно и является процессом образования очага землетрясения, сопровождающегося излучением упругих волн, сбросом и перераспределением напряжений в среде вокруг разрыва.

Эти представления близки к идеям разработанной ранее М.В. Гзовским физической теории образования тектонических разрывов [3–5] и в известной степени являются ее развитием на основе современных данных геофизики и механики разрушения горных пород.

Физическим следствием появления в некоторой области среды повышенной концентрации трещин является изменение свойств среды, в первую очередь — механических. Эффективные модули в пределах этой области должны стать ниже, а способность к поглощению упругих колебаний — выше, чем в остальной среде. Такие изменения свойств массива в пределах будущего очага в период подготовки землетрясения, отражающиеся прежде всего в уменьшении скоростей уп-

ругих волн и отношения v_p/v_s , уже отмечались в ряде работ [1, 2, 6, 7]. Наличие эффекта изменения скоростей привело к созданию нового направления в изучении динамики земной коры: сейсмического просвечивания очаговых зон [8, 9]. Имеются первые работы, в которых оценивается величина деформации поверхности коры над такой областью, рассматриваемой в целом как область с пониженными модулями упругости или как "мягкое" включение [10].

В настоящее время известно, что наличие в массиве неоднородностей, в частности разрывов или границ областей с различными свойствами, приводит к существенной перестройке (возмущению) исходного поля напряжений и формированию локальных полей напряжений в окрестностях этих неоднородностей. Это было достаточно убедительно показано на упругих оптически-чувствительных моделях, содержащих разрезы, имитирующие разрывы (см., например, [11–15]). Естественно ожидать, что участок массива, в котором возникает большое число мелких трещин, так же как и зона с пониженными модулями упругости, должен вести себя как единая неоднородность и создавать локальное поле напряжений в своих окрестностях. Перестройка исходного поля должна ожидаться и внутри этой зоны. Знание особенностей локального поля напряжений вне и внутри такой трещиноватой зоны может оказаться полезным в ряде аспектов, в том числе как один из элементов изучения физических процессов в очаговых зонах и как материал, который может быть использован при интерпретации данных сейсмического просвечивания очаговых зон.

Ввиду этого авторы сделали попытку исследовать на моделях локальное поле напряжений вне и внутри области, в которой было создано значительное число относительно мелких разрезов и которая имитировала мягкое включение, или зону подготовки землетрясения в земной коре. Была использована методика моделирования локальных полей напряжений в окрестностях разрывов с сомкнутыми берегами и с трением, разработанная в лаборатории тектонофизики и описанная в [12–15].

В упругой плоской модели создавалось однородное исходное напряженное состояние одноосного сжатия. На поверхности модели "отпечатывалась" эллипсообразная область, внутри которой изображалась правильная сетка штрихов. Далее по этим штрихам создавались отдельные разрезы и исследовалось изменение или перестройка напряженного состояния внутри и вне эллипсообразной области, имитирующей мягкое включение, при разном числе и разных размерах этих разрезов. Могли варьироваться также угол между длинной осью зоны и осью наибольшего сжатия исходного поля σ_3^0 (угол α) и угол между мелкими разрезами и той же осью σ_3^0 (угол β).

Ниже описаны результаты одного из экспериментов такого типа. Длина зоны 92 мм, ширина 40 мм (рис. 1, а). Простираемость зоны составляла угол 45° с осью σ_3^0 ($\alpha = 45^\circ$), мелкие разрезы проводились параллельно оси зоны ($\beta = 45^\circ$). Отпечатанная на модели сетка состояла из 72 штрихов, длиной 3–4 мм каждый, нанесенных в шахматном порядке (рис. 1, б). Рассмотрим различные стадии создания в модели "нарушенной" зоны.

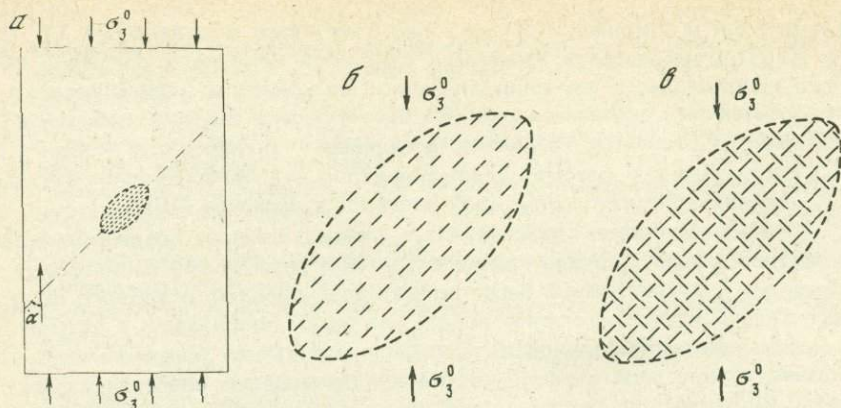


Рис. 1. Схема моделирования очаговой зоны

а — расположение области с нарушениями в модели; б — схема совокупности мелких разрезов, созданных в модели на стадии II; в — схема совокупности мелких разрезов, созданных в модели на стадии IV

На стадии I были созданы семь отдельных разрезов в произвольном порядке далеко друг от друга. Около каждого из них возникло самостоятельное локальное поле $\tau_{\max}$, соответствующее схеме, показанной на рис. 1, а [15]. На стадии II были прорезаны все 72 разреза длиной 4 мм (рис. 1, б). При этом локальные поля соседних разрывов объединились между собой, образовав внутри зоны сложно построенную картину закономерно чередующихся цепочек из областей повышения и понижения $\tau_{\max}$. Повышения $\tau_{\max}$ были приурочены к перемычкам между разрывами, сильные понижения — к самим разрывам. Вне зоны изменения $\tau_{\max}$ визуально еще не наблюдались (рис. 2).

На стадии III все 72 разреза, параллельные оси зоны, были увеличены до 6–7 мм. При этом перестройка поля $\tau_{\max}$ проявилась уже и вне зоны. Она была качественно такой же, как показанная на рис. 3, только выражена менее резко: относительные изменения величины $\tau_{\max}$ в одинаковых точках были ниже. На стадии IV была создана вторая сетка разрезов, ортогональная к первой и содержащая 63 разреза длиной 6–7 мм (рис. 1, в). Картина поля $\tau_{\max}$ вне зоны качественно не изменилась, но стала более резко выражена (рис. 3). Картина похожа на локальное поле $\tau_{\max}$ одиночного плоского разрыва (см. рис. 1, а в [15]). Основные отличия состоят в том, что области сильного увеличения $\tau_{\max}$ на концах зоны (концевые максимумы) не имеют выраженной концентрации напряжений, которая всегда возникает на концах отдельного разрыва, и вместо области резкого снижения $\tau_{\max}$, примыкающей к большей части разрыва, к зоне с обеих сторон примыкают области умеренного и слабого снижения напряжений. Можно сказать, что перестройка локального поля $\tau_{\max}$ вокруг зоны как единой неоднородности оказывается несколь-

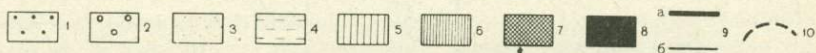
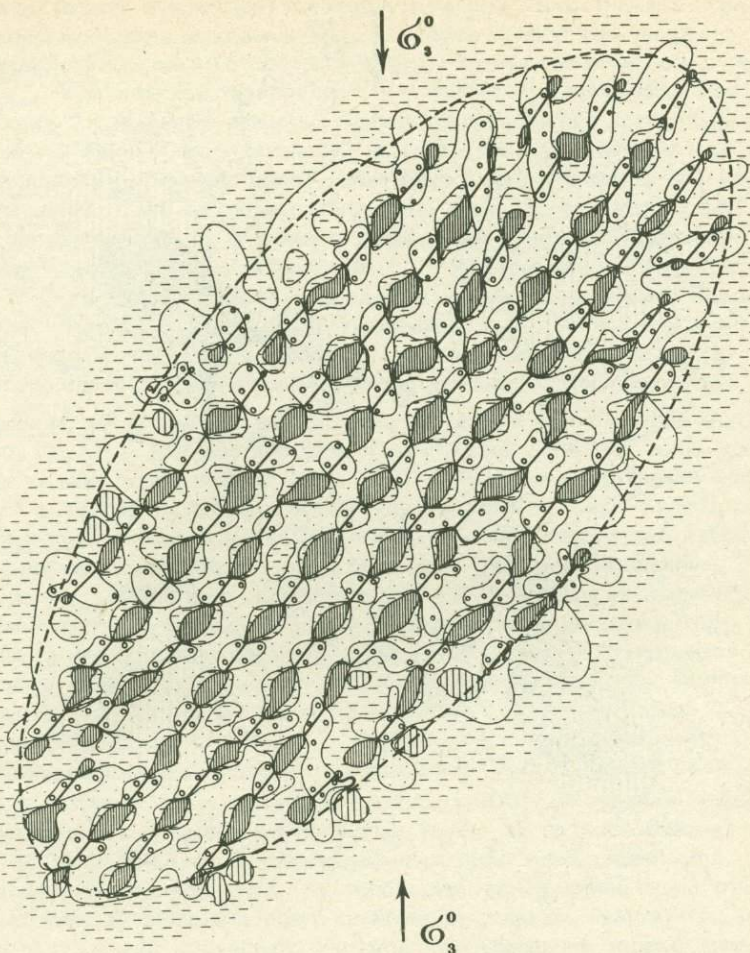


Рис. 2. Локальное поле напряжений $T_{\max}$ в модели внутри области с мелкими нарушениями, имитирующей очаговую зону с равномерно распределенными по объему умеренно развитыми трещинами; $\alpha = 45^\circ$, стадия II: 72 разреза длиной 3–4 мм, $\beta = 45^\circ$

Понижение $T_{\max}$: 1 — от 50 (и выше) до 25%, 2 — от 25 до 13–15%, 3 — от 13–15 до 1–2%; 4 — $T_{\max}$ практически не изменяется; повышение $T_{\max}$: 5 — от 1–2 до 5–6%, 6 — от 5–6 до 20%, 7 — от 20 до 80%, 8 — от 80% и выше; 9 — разрезы в модели (а — крупные, б — мелкие); 10 — граница области с мелкими нарушениями. Внутри области с нарушениями картина распределения напряжений $T_{\max}$ отражена лишь качественно

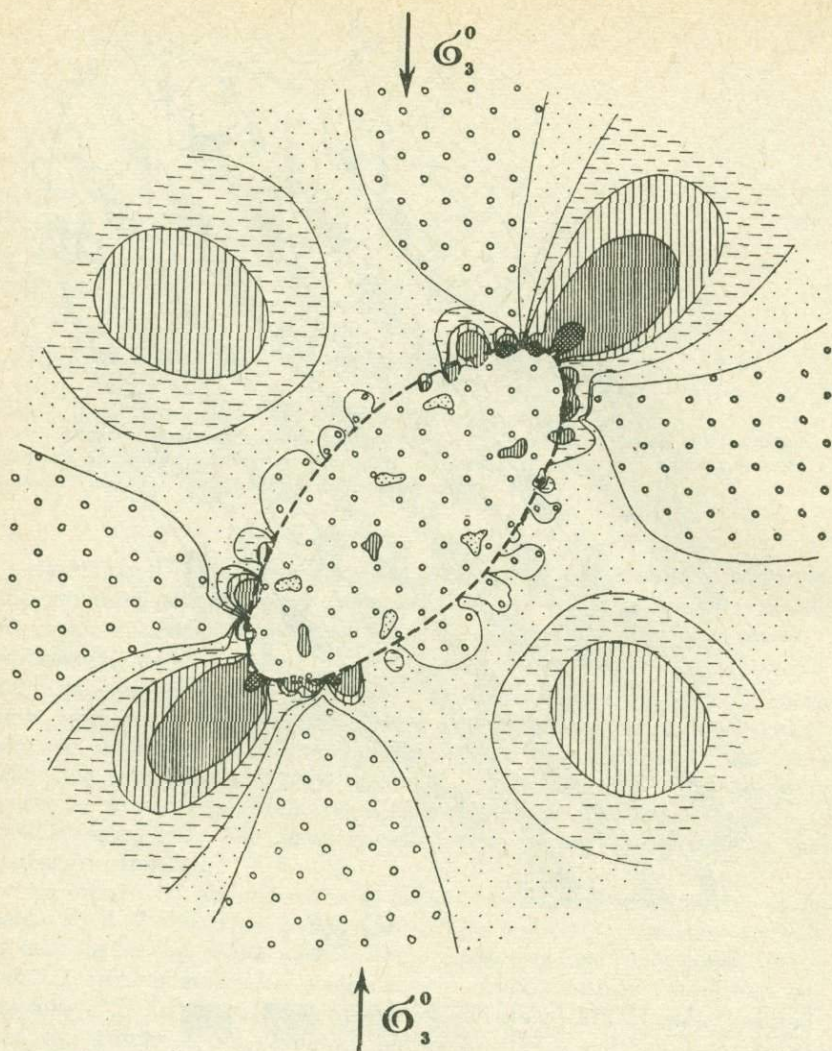


Рис. 3. Локальное поле напряжений $T_{\max}$ в модели, содержащей область с мелкими нарушениями, имитирующей очаговую зону с равномерно распределенными по объему весьма интенсивно развитыми трещинами; $\alpha = 45^\circ$, стадия IV; 72 разреза длиной 6–7 мм при $\beta = 45^\circ$ и 63 разреза длиной 6–7 мм при $\beta = 135^\circ$

Условные обозначения те же, что на рис. 2

ко менее резкой, чем вокруг отдельного большого разрыва. Внутри зоны локальное поле $T_{\max}$ было резко дифференцировано. На большей части площади внутри зоны отмечалось умеренное снижение напряжений $T_{\max}$, местами отмечались вкрапления: мелкие участки слабо пониженных $T_{\max}$, неизменившихся $T_{\max}$, а также повышенных $T_{\max}$. На рис. 3 эти участки ввиду их многочисленности и

очень малых размеров показаны условно и немасштабными знаками. Кроме основных концевых максимумов $\tau_{\max}$ вблизи концов зоны на ее границах появилось несколько относительно мелких участков заметного повышения $\tau_{\max}$, по-видимому обусловленных концами отдельных разрывов.

На стадии V отдельные разрезы, расположенные на оси зоны, были объединены в единый магистральный разрыв (рис. 4). Картина локального поля $\tau_{\max}$ вокруг зоны качественно осталась такой же, какой была перед этим, но перестройка поля стала более резкой: возникла концентрация $\tau_{\max}$ у концов разрыва (в концевых максимумах) и заметно усилилось повышение $\tau_{\max}$ внутри боковых максимумов. Внутри зоны снижение напряжений сделалось заметнее. Здесь продолжало преобладать умеренное понижение $\tau_{\max}$, но на его фоне возникло значительное число участков сильного понижения $\tau_{\max}$, а участки повышения $\tau_{\max}$ практически перестали наблюдаться визуально.

И наконец, на стадии VI магистральный разрыв был продлен примерно на 2,5 см в каждую сторону. Перестройка поля вне зоны стала в целом еще более резкой (рис. 5). Усилились концентрация напряжений на концах разрыва и понижение их вокруг зоны. Еще сильнее проявилось снижение напряжений внутри зоны: теперь там преобладало сильное понижение $\tau_{\max}$, хотя и доля участков умеренного понижения $\tau_{\max}$ была еще достаточно велика. Концевые максимумы перестали быть "привязанными" к концам ослабленной зоны, они отодвинулись от контура зоны вместе с концами магистрального разрыва.

Локальное поле $\tau_{\max}$ в целом стало ближе к локальному полю единичного плоского разрыва. Можно думать, что по мере удаления концов магистрального разрыва от границы ослабленной зоны существование этой зоны будет все меньше влиять на общую картину локального поля $\tau_{\max}$.

Было проведено также предварительное изучение локальных полей $\tau_{\max}$, связанных с ослабленными зонами такой же эллипсообразной формы, но отличающихся от рассмотренных либо ориентацией мелких разрезов (величиной угла β), либо ориентацией самой зоны относительно оси σ_3^0 внешнего поля (величиной угла α). Результаты таких экспериментов позволяют ожидать, что изменение только ориентации разрезов внутри зоны не должно вызывать существенных качественных изменений картины локального поля $\tau_{\max}$, а будет влиять только на контрастность этой картины. Между тем при изменении ориентации ослабленной зоны относительно оси σ_3^0 отмечается резкое качественное изменение картины локального поля $\tau_{\max}$ в окрестностях зоны. В частности, при углах α , равных 0 или 90° , и при различных значениях β (0, 45° , 90°) участки повышения $\tau_{\max}$ возникают у концов короткой оси зоны и в пределах четырех полос, отходящих от зоны под углами около 30° относительно ее длинной оси¹.

¹ Интересно отметить, что около единичного плоского разрыва с сомкнутыми берегами при углах α , равных 90 и 0° , перестройки внешнего поля не происходит, т.е. локальное поле $\tau_{\max}$ в этом случае не возникает. Таким образом, в данном случае зона ослабления влияет на исходное поле напряжений существенно иначе, чем плоский разрыв.

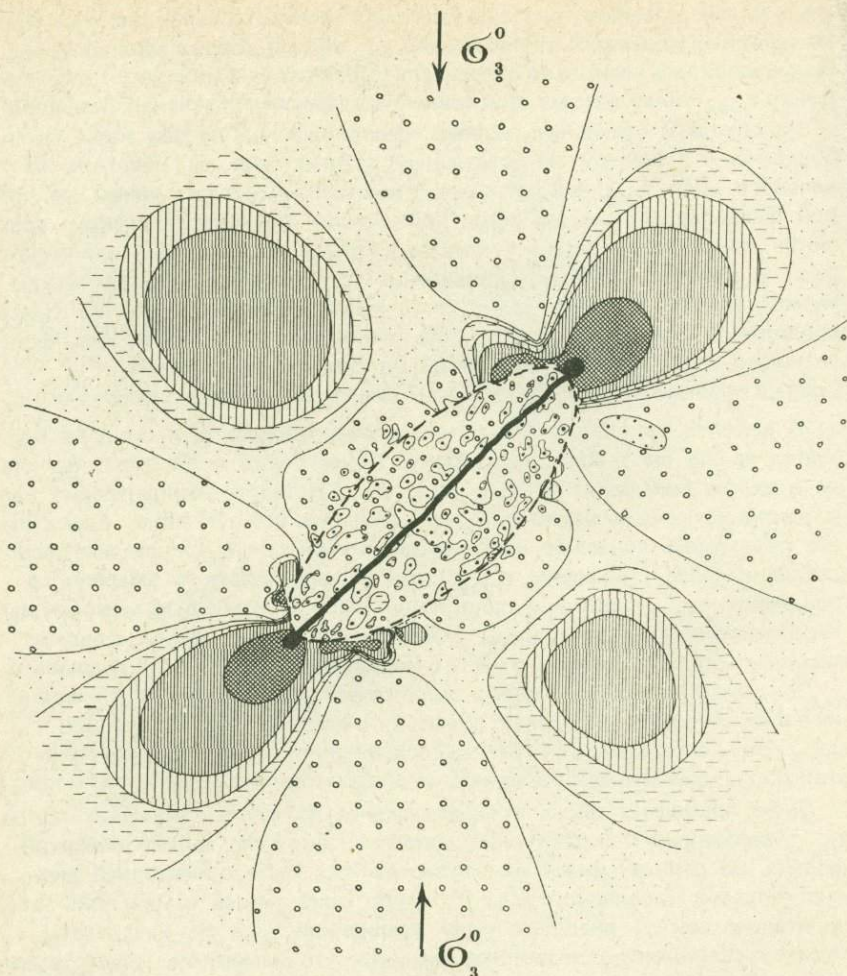


Рис. 4. Локальное поле напряжений $T_{\max}$ в модели, содержащей область с мелкими нарушениями и единичным крупным нарушением, имитирующим магистральный разрыв $\alpha = 45^\circ$; стадия V

Две системы разрывов, созданные на стадии IV, дополнены крупным разрезом. Условные обозначения те же, что на рис. 2

Таким образом, как и для одного разрыва, вид локального поля $T_{\max}$, обусловленного ослабленной зоной, определяется прежде всего ориентацией этой зоны относительно осей внешнего поля.

Необходимо отметить, что полученные результаты следует рассматривать лишь как крайне грубую и сугубо качественную попытку имитации в модели изменения напряженного состояния массива при образовании и развитии очаговой зоны. Модель показывает локальное поле $T_{\max}$ около зоны с трещинами в чисто упругой среде и воспроизводит лишь внешнюю сторону процесса — наличие в объеме трещин и

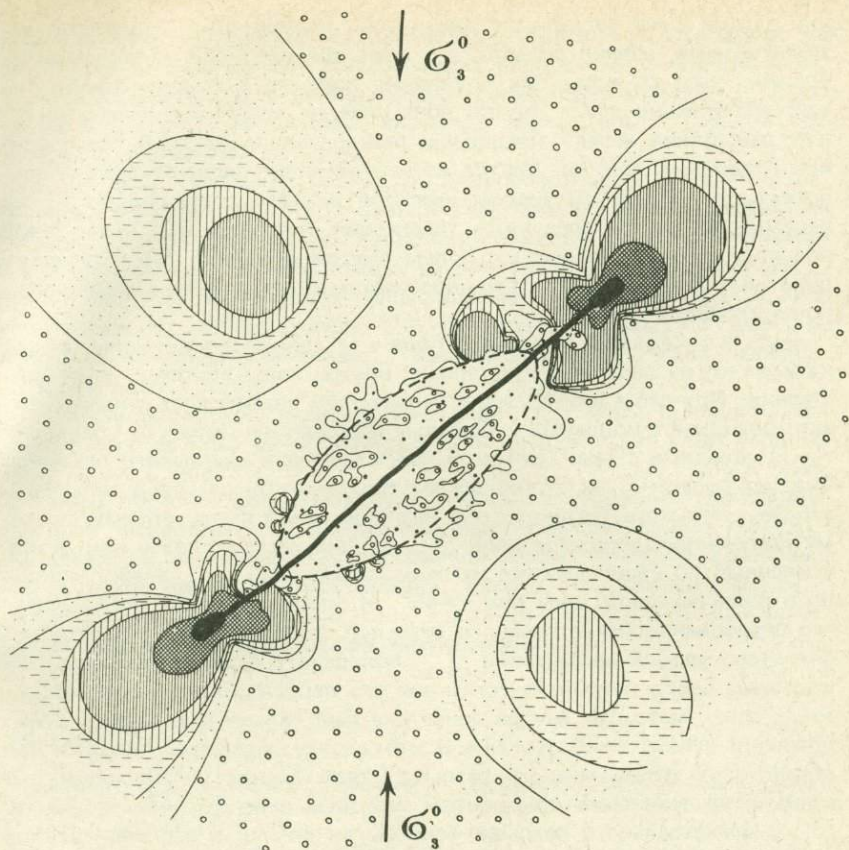


Рис. 5. Локальное поле напряжений $\sigma_{\max}$ в модели, обусловленное областью с мелкими нарушениями и единичным крупным нарушением, имитирующим магистральный разрыв, вышедший за пределы очаговой зоны. $\alpha = 45^\circ$; стадия VI

Концы крупного разреза продолжены за границы области в обе стороны на расстояние около 2,5 см каждый. Условные обозначения те же, что на рис. 2

увеличение их числа и размера на разных стадиях. Ряд эффектов, связанных с пластическими деформациями, с релаксацией напряжений за их счет, с концентрацией трещинообразования в участках наибольшего развития пластических деформаций, остается невоспроизведенным. Кроме того, размеры разрезавшихся нами в этой серии экспериментов, были существенно больше тех, которые отвечали бы линейным размерам трещин в очаговой зоне при выбранном масштабе моделирования. Таким образом, полученные результаты представляют лишь первый и очень грубый шаг в направлении изучения локальных полей напряжений очаговых зон.

Тем не менее эта грубейшая модель позволяет рассмотреть в эксперименте ряд качественных особенностей перестройки поля напряже-

ний внутри и вокруг зоны с трещинами. Интерпретируя результаты эксперимента, можно сказать, что пока трещин мало и они заметно удалены друг от друга, их локальные поля не взаимодействуют, т.е. единое локальное поле внутри зоны еще не возникает. После того как расстояния между трещинами становятся сопоставимыми с длиной отдельных трещин, внутри зоны возникает сложное мозаичное поле $\tau_{\max}$ с большим числом участков резкого повышения $\tau_{\max}$ на перемычках между соседними трещинами (см. рис. 2). Такое локальное поле можно соотнести с полем внутри очаговой зоны, существующим на этапе развитого трещинообразования и в начале лавинного роста трещин.

Рис. 3 показывает локальное поле $\tau_{\max}$ вне и внутри зоны, возникающее, когда ослабление материала внутри зоны достигает высокой степени. При этом внутри зоны напряжения значительно снижаются, зато возникают концевые и боковые максимумы (области повышения $\tau_{\max}$), сходные с теми, которые наблюдаются у единичного разрыва. Следует полагать, что в природе материал внутри очаговой зоны не успевает испытать такое сильное разрушение по всему объему, поэтому полученное локальное поле $\tau_{\max}$ можно рассматривать как резко усиленный по величине относительных изменений $\tau_{\max}$ аналог локального поля очаговой зоны при $\alpha = 45^\circ$. И, наконец, рис. 4 показывает, что образование магистрального разрыва, хотя и приводит к заметному снижению уровня напряжений $\tau_{\max}$ локального поля внутри зоны, не вызывает особо резкой качественной его перестройки в окрестностях зоны, если материал внутри зоны уже был сильно раздроблен, а напряжения существенно снижены. В этом случае выделение энергии при образовании магистрального разрыва будет заметно ослабленным, смазанным, по сравнению с эффектом, который дало бы образование того же магистрального разрыва, если бы он возник в малонарушенной среде. Таким образом, результаты моделирования согласуются с представлениями физической теории подготовки землетрясения [1, 2], согласно которым, если материал в очаговой зоне разрушается относительно равномерно в большом объеме, а не в относительно узкой полосе, то энергия основного толчка оказывается значительно меньше.

Проведенные эксперименты позволяют сделать следующие выводы.

1. При возникновении в упругой среде эллипсообразной области с многочисленными трещинами существенно изменяется исходное поле напряжений как внутри, так и в окрестностях этой области. Это позволяет говорить о том, что такая область создает в массиве внутреннее и внешнее локальные поля напряжений.

2. Внутреннее локальное поле $\tau_{\max}$ зоны с трещинами начинает проявляться раньше, чем внешнее. В целом оно характеризуется снижением напряжений $\tau_{\max}$ в большей части материала и повышением $\tau_{\max}$ в меньшей его части. При высокой степени нарушенности материала внутри зоны напряжения оказываются заметно сниженными почти во всей зоне.

3. Внешнее поле эллипсообразной зоны с трещинами при $\alpha = 45^\circ$ похоже на поле единичного плоского разрыва. Оно также имеет кон-

цевые и боковые максимумы. Основное отличие — в отсутствии макроскопически выраженной концентрации напряжений у концов зоны.

4. С ростом числа и длины трещин растет повышение $\tau_{\max}$ в концевых и боковых максимумах внешнего поля и падает средний уровень напряжений внутри зоны.

5. Внешнее локальное поле $\tau_{\max}$ эллипсообразной зоны с одной системой трещин при $\alpha = 45^\circ$ практически одинаково при ориентации трещин как вдоль длинной оси зоны, так и вкрест к этой оси. Появление в этой зоне второй системы трещин, перпендикулярных к трещинам первой системы, не изменяет характера внешнего поля $\tau_{\max}$, а лишь увеличивает его контрастность. Это позволяет считать, что характер внешнего локального поля $\tau_{\max}$ зоны с трещинами мало зависит от ориентации трещин.

6. Характер внешнего локального поля $\tau_{\max}$ зоны с трещинами существенно зависит от ориентации зоны относительно осей напряжений внешнего поля.

Таким образом, результаты моделирования позволяют заключить, что рост трещиноватости в зоне подготовки землетрясения должен сопровождаться нарастающими во времени изменениями поля напряжений в самой зоне и ее окрестностях. Можно предполагать, что разработка методов регистрации этих изменений может дать еще один способ изучения предвестников землетрясений.

Л и т е р а т у р а

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, с. 9—41.
2. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 121—131.
3. *Гзовский М. В.* Физическая теория образования тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 78—96.
4. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. III, IV. 544 с.
5. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
6. *Нерсесов И. Л., Лукк А. А., Пономарев В. С.* и др. Возможности прогнозирования землетрясений на примере Гармского района Таджикской ССР. — В кн.: Предвестники землетрясений. М.: 1973, с. 72—99.
7. *Зубков С. И., Кушнир Г. С., Долбилкина Н. А.* О предвестниках землетрясений по упругим волнам. — В кн.: Сейсмическое просвечивание очаговых зон. М.: ИФЗ АН СССР, 1976, с. 171—194.
8. Сейсмическое просвечивание очаговых зон /Под ред. В. И. Мячкина, Н. А. Долбилкиной, Р. П. Соловьевой. М.: ИФЗ АН СССР, 1976. 194 с.
9. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 137.
10. *Добровольский И. П., Мячкин В. И.* Перемещения поверхности упругого полупространства, содержащего включение. — В кн.: Сейсмическое просвечивание очаговых зон. М.: ИФЗ АН СССР, 1976, с. 29—38.
11. *Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Ломакин А. А., Кудряшова В. В.* Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования). — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 113—124.

12. *Осокина Д.Н., Григорьев А.С., Цветкова Н.Ю.* Метод и результаты моделирования перестройки регионального поля и формирования локальных полей тектонических напряжений в окрестностях тектонических разрывов. — В кн.: *Механика литосферы*. М.: НТО "Горное", 1974, с. 16—18.
13. *Осокина Д.Н., Григорьев А.С., Гуценко О.И., Цветкова Н.Ю.* Возможности изучения современного поля напряжений тектонофизическими методами в связи с задачей прогноза сейсмической опасности. — В кн.: *Поиски предвестников землетрясений*. Ташкент: Фан, 1976, с. 193—199.
14. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю., Смирнов Л.А.* Тектонофизическое исследование закономерностей формирования локальных аномалий поля напряжений и вторичных нарушений в окрестностях разрывов. — В кн.: *Геодинамика и полезные ископаемые*. М.: ГКНТ, 1976, с. 43—45.
15. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов. — *Наст. сборник*, с. 187—206.

*С.Н. Журков, В.С. Куксенко, В.А. Петров,
В.Н. Савельев, У.С. Султанов*

КОНЦЕНТРАЦИОННЫЙ КРИТЕРИЙ ОБЪЕМНОГО РАЗРУШЕНИЯ ТВЕРДЫХ ТЕЛ

Разрушение твердых тел независимо от их масштабов является многоэтапным процессом, развивающимся во времени. Заключительный его этап может принимать различные формы в зависимости от геометрических размеров рассматриваемых объектов, вида напряженного состояния и ряда других факторов. Наиболее однозначно макроскопическое разрушение определено для лабораторных объектов в виде пленок, пластин и т.д. при растяжении или изгибе. В этом случае заключительная стадия процесса разрушения связана с разрывом образца и разделением его на две части.

Для крупномасштабных объектов такой определенности нет. Крупные разрывы в земной коре, приводящие к землетрясениям, можно рассматривать как завершение определенного этапа в процессе разрушения данной области земной коры. Но процесс разрушения на этом не прекращается, а продолжает развиваться в несколько измененном напряженном поле. В связи с этим данный разрыв является промежуточным этапом в более длительном, а вернее, непрерывном процессе разрушения. Это затрудняет моделирование в лабораторных условиях процессов разрушения, протекающих в земной коре. Тем не менее в последнее время наметились пути сближения подходов, развиваемых для крупномасштабных и лабораторных объектов. Это оказалось возможным в результате выявления общих закономерностей процесса разрушения, присущих как лабораторным, так и крупномасштабным объектам.

Действительно, развиваемая в ИФЗ АН СССР схема разрушения крупномасштабных объектов [1], в основе которой лежит представление о накоплении во времени более мелких разрывов и их последующем

кооперативном развитии при достижении критических концентраций, во многом близка схеме разрушения, развитой в ФТИ АН СССР на основе изучения закономерностей накопления и развития микроскопических трещин в лабораторных объектах [2, 3].

Наиболее общим и фундаментальным принципом, присущим разрушению любых твердых тел независимо от их геометрических масштабов, является временной характер развития процесса. Этот принцип доказан временной зависимостью прочности для различных твердых тел [4], в том числе и горных пород [5]. Развитие кинетических представлений связано с экспериментальным изучением этого явления, установлением кинетических параметров и характерных стадий процесса разрушения, которые можно использовать в целях прогнозирования макроразрушения.

Изучение разрушения различных твердых тел, начиная с самых ранних стадий, позволило выявить некоторые общие закономерности, которые легли в основу микромеханики разрушения твердых тел. Прежде всего процесс разрушения твердых тел связан с накоплением множества микротрещин [2, 3]. Начальные зародышевые трещины образуются определенных размеров, что обусловлено гетерогенностью строения материала [6]. Поэтому концентрация трещин является основным кинетическим параметром процесса разрушения.

Для регистрации трещин в полимерах, металлах, горных породах использовались различные физические методы: рассеяние рентгеновских лучей под малыми углами, рассеяние света, акустическая эмиссия, электронная и оптическая микроскопия.

На рис. 1 приведены кривые накопления трещин в полимерных материалах и горных породах при различных режимах нагружения. Для полимеров нагружение производилось одноосным растяжением, для горных пород — одноосным сжатием. Несмотря на резкое различие в механических свойствах этих материалов и условиях нагружения, можно отметить общее в процессе разрушения — множественный характер накопления трещин и переход к макроразрушению при достижении некоторой предельной концентрации трещин N^* .

Концентрационный критерий перехода от стадии накопления стабильных микротрещин в стадию макроразрушения является достаточно общим и находит свое объяснение при статистическом анализе кривых накопления. При хаотическом распределении N_i трещин с размерами L_i в объеме нагруженного образца средние расстояния между ними можно выразить через объемную концентрацию $R = N^{-1/3}$ см. Тогда можно ввести безразмерный параметр $k = N_i^{-1/3}/L_i$, который отражает средние расстояния между трещинами в единицах размеров трещин L .

В силу флуктуаций распределения трещин несколько трещин s могут оказаться на расстояниях достаточно близких, чтобы они могли слиться в поле напряжений и привести к появлению более крупной трещины L_s . Число таких трещин N_s можно оценить, используя распределение Пуассона

$$N_s = \left(\frac{N_i}{s} \right) \frac{a^s}{s!},$$

где a — среднее число трещин в скоплении.

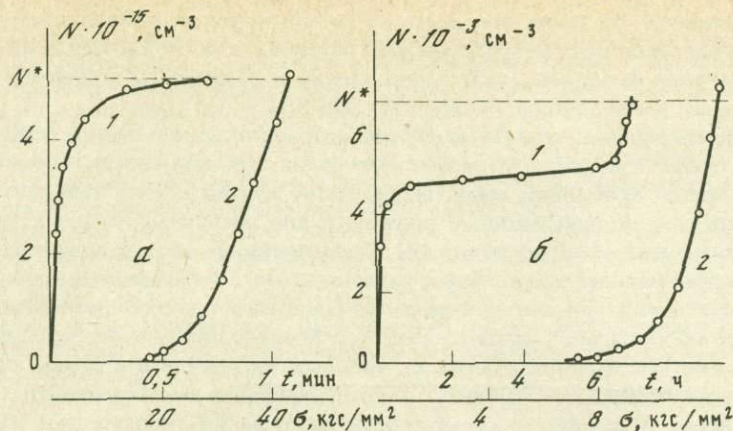


Рис. 1. Накопление трещин при действии постоянной нагрузки (1) и при возрастании нагрузки с постоянной скоростью (2)

а — капрон при одноосном растяжении; б — диорит при одноосном сжатии

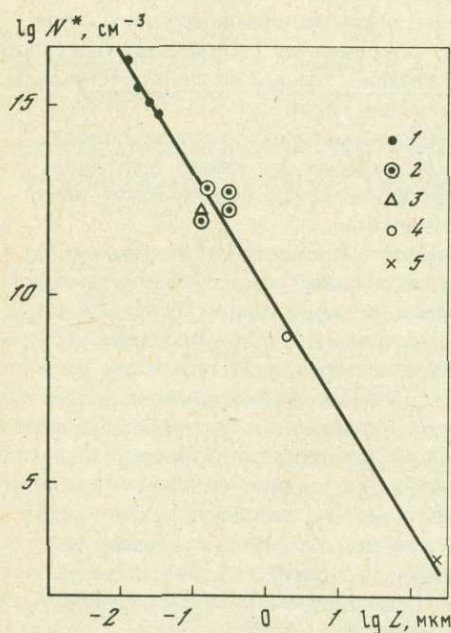


Рис. 2. Сопоставление размеров и предельных концентраций трещин для различных материалов

1 — ориентированные полимеры; 2 — то же, неориентированные; 3 — алюминий; 4 — кристалл NaCl; 5 — диорит

Для $s \gg 1$ это выражение можно упростить, используя формулу Стирлинга для $s!$, и получить выражение, удобное для анализа:

$$N_s \approx \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} s^{3/2} \left(\frac{e}{k}\right)^s}.$$

Важным следствием при статистическом подходе к накоплению трещин является появление критической ситуации при достижении определенной концентрации трещин. Действительно, при $k > e$ вероятность появления крупных трещин мала и резко возрастает при $k < e$. Усло-

вие $k = e$ определяет границу перехода стадии накопления трещин в стадию их активного укрупнения и отражает концентрационный критерий укрупнения трещин.

Несмотря на упрощенность модели, выбранной для расчета, имеется неплохое согласие с экспериментальными данными. Согласно определению концентрационного критерия k как константы, между размерами начальных трещин L и концентрацией N^* , при которой начинается активное укрупнение, приводящее к макроразрушению, должна существовать определенная связь. На рис. 2 приведена зависимость между размерами начальных зародышевых трещин и концентрацией трещин в предразрывном состоянии. Размеры трещин в различных материалах варьируют в широких пределах — около четырех порядков, и соответственно изменяется в пределах 12 порядков предельная концентрация. Наличие единой зависимости свидетельствует о том, что концентрационный критерий укрупнения трещин является определяющим в переходе к макроразрушению. Значение k , полученное из экстраполяции зависимости до пересечения с осью ординат, оказалось равным 5–6. Совпадение с расчетным значением достаточно хорошее, некоторое завышение, по видимому, связано с локализацией процесса разрушения.

Сам факт укрупнения трещин в предразрывном состоянии выявлен экспериментально как для полимерных материалов [7], так и для горных пород [8], что качественно подтверждает концентрационный критерий укрупнения трещин и перехода разрушения на следующие масштабные уровни.

Таким образом, в рассматриваемой схеме макроразрушение является заключительным этапом в общем многоэтапном процессе накопления трещин и их укрупнения при достижении критических концентраций, обеспечивающих взаимодействие и слияние трещин. Экспериментальное подтверждение рассмотренной схемы разрушения было проведено на основании анализа кинетики накопления трещин в среднем по всему объему нагруженного материала. Использование средних концентраций для доказательства концентрационного критерия укрупнения трещин было вызвано тем, что методы регистрации трещин наиболее надежно могли оценить общее число трещин в нагруженном образце. В связи с этим выбор объектов исследования и вида напряженного состояния определялся необходимостью более равномерного распределения трещин по объему нагруженного образца. Такие идеальные условия нагружения, а следовательно, и более или менее равномерное по объему распределение начальных зародышевых трещин можно реализовать только в лабораторных условиях и для достаточно однородных по строению материалов. В реальных же условиях, особенно при разрушении в земной коре, реализуется сложноподвиженное состояние. Это приводит к неравномерности протекания процесса разрушения в отдельных областях нагруженного объекта, резкой локализации процесса разрушения, и пользоваться средними концентрациями для оценки "близости" процесса разрушения к стадии потери устойчивости в таких условиях уже не имеет смысла. Необходимо разработать методы регистрации локальных концентра-

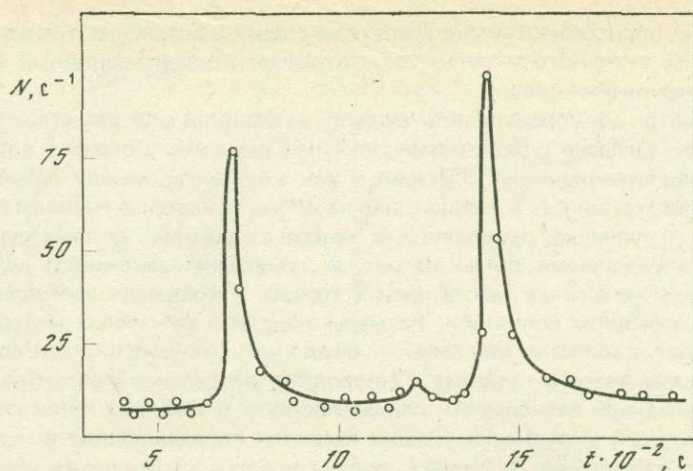


Рис. 3. Скорость накопления трещин в диабазе на стационарном участке кривой накопления при действии постоянного одноосного сжимающего напряжения

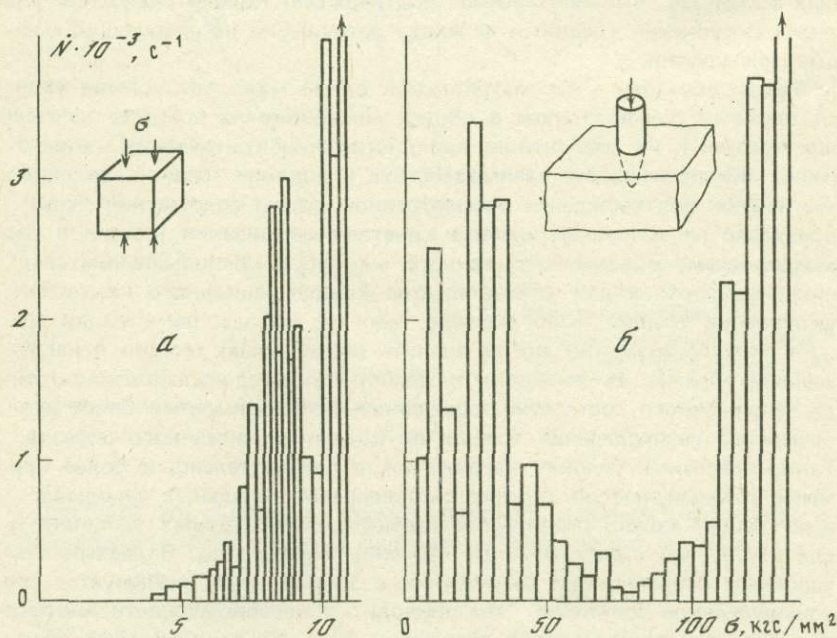


Рис. 4. Скорость накопления трещин в диабазе при возрастании сжимающего напряжения

а — нагружение по всему сечению образца; б — локальное нагружение

ций трещин и выявить параметры процесса разрушения, свидетельствующие о потере устойчивости отдельных областей. Решение этих вопросов позволит не только более детально разобраться в процессе разрушения на различных его стадиях и масштабных уровнях, но и разработать принципы прогнозирования разрушения.

Сейчас же мы рассмотрим лишь качественно влияние локализации и вида напряженного состояния на кинетику процесса разрушения. Наиболее наглядно локализация процесса разрушения проявляется не на кривых накопления общего числа трещин, а на зависимостях скорости их образования. Скорость накопления трещин весьма неодинакова во времени даже на стационарном участке кривой накопления в режиме действия постоянной нагрузки, когда средняя скорость накопления остается постоянной на большей части долговечности образца (см. рис. 1). На рис. 3 видно, что в некоторые моменты времени скорость образования трещин резко возрастает. Трудно полагать, чтобы во всем объеме нагруженного образца резко повысилась активность. Наиболее естественно считать, что увеличение скорости образования трещин происходит в некоторой области нагруженного образца, оказавшейся по каким-то причинам в особом положении. Несмотря на то что такая микроактивность затем снова стабилизируется, эта область в дальнейшем развитии процесса разрушения может играть более существенную роль, являясь очагом с повышенной концентрацией трещин. Не исключено, что эта микроактивность в накоплении трещин сопровождается на какой-то ее стадии появлением крупной трещины, которая стабилизируется на границах неоднородности более крупного масштаба. Эти вопросы в настоящее время исследуются.

Такие локальные вспышки активности разрушения представляют интерес, поскольку они моделируют разрушение некоторой области в "стесненных" условиях, характерных для разрушения в земной коре. В связи с этим более детальное изучение кинетики развития такого локального разрушения может помочь в выяснении причин появления форшоков и афтершоков, а возможно, и объяснить природу некоторых предвестников землетрясений.

Влияние локализации процесса разрушения на дальнейшее его развитие еще более наглядно можно продемонстрировать, заведомо локализуя нагружение. Сопоставим зависимости для скорости накопления трещин в условиях плавного повышения сжимающего напряжения для двух образцов (рис. 4). При равномерном одноосном сжатии образца трещины в заметном количестве зарождаются при достижении некоторой величины напряжения и затем скорость их образования нарастает (рис. 4, а). Нарастание скорости зарождения трещин протекает скачкообразно, что, по-видимому, также связано с локализацией процесса разрушения, хотя в целом скорость зарождения трещин увеличивается с возрастанием напряжения. При малых скоростях нагружения незадолго до окончательного макроразрыва скорость накопления трещин падает, а затем вновь резко возрастает. Причины падения скорости перед макроразрывом в данной работе не рассматривались. Мы хотим обратить внимание лишь на то, что при равномерном нагружении

в условиях нарастания нагрузки в целом скорость накопления нарастает по мере увеличения нагрузки.

Картина резко меняется, если нагружать образец локально. В этом случае образец брался большой площади, а нагружался через пуансон на небольшом участке (рис. 4,б). По толщине образец был таким же, как в первом случае. Трещины начинают образовываться примерно при том же уровне напряжений и скорость их накопления с увеличением напряжения нарастает, но затем начинает падать. Несмотря на дальнейшее увеличение сжимающего напряжения, скорость накопления падает, а затем вновь начинает возрастать, и при некотором уровне напряжений происходит окончательный разлом всего образца. В этом случае первый участок, т.е. первое возрастание скорости накопления трещин, связано с разрушением материала под пуансоном в конусообразной области, где он размельчается вплоть до мелких зерен. Через эту область происходит дальнейшее нагружение образца, причем реализуется квазирастяжение от созданного очага разрушения. Второе нарастание скорости зарождения трещин связано, по-видимому, уже с формированием макротрещины, развитие которой и приводит к окончательному разлому образца. В этом случае весь процесс разрушения можно разбить на два этапа. Первый этап связан с локальным разрушением материала в месте повышенных напряжений. Локальное разрушение приводит к перераспределению напряжений, изменению вида напряженного состояния и формированию макротрещины, способной развиваться уже через весь образец.

Для рассмотренного случая, если пользоваться средними концентрациями трещин для согласования с предложенной выше схемой разрушения, можно прийти к количественному и даже качественному несоответствию с ее основными заключениями. Действительно, если рассматривать кривую накопления общего числа трещин (рис. 5), то можно отметить следующее. До некоторого напряжения (σ_1) идет активное накопление трещин. При $\sigma > \sigma_1$ новых трещин практически не образуется, но макроразрушение тем не менее наступает. Более того, если это число трещин (которое образовалось к σ_1 , и собственно при этом уровне концентраций затем наступает лавинообразное ускорение разрушения) отнести ко всему объему, то величина k будет слишком велика, чтобы объяснить переход к укрупнению и макроразрушению на основе представлений о концентрационном критерии укрупнения трещин. Тем не менее можно полагать, что локальные концентрации трещин в месте формирования магистральной трещины и на пути ее развития будут достаточно высокими. Локализация разрушения не изменяет самих принципов развития разрушения, а делает их не столь явно проявляющимися, как в случае равномерного нагружения всего образца, когда средние концентрации трещин близки локальным.

Таким образом, во всех случаях окончательное макроразрушение является заключительной стадией процесса накопления и укрупнения трещин при достижении их предельной концентрации. Однако для резко локализованного разрушения предельные концентрации трещин, приводящие к их укрупнению и формированию магистральной тре-

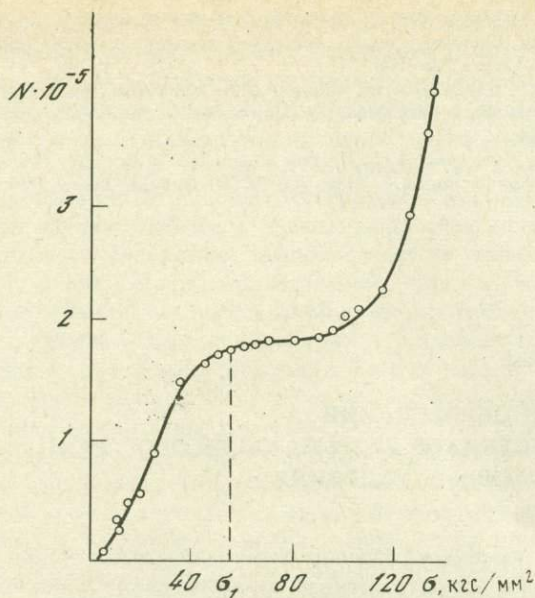


Рис. 5. Накопление трещин в диабазе при локальном нагружении

щины, могут достигаться только в некоторых областях, где скорость разрушения много выше, чем в остальном объеме. Именно за этими участками необходимо следить для оценки истинных концентраций трещин и выявления степени разрушения. Исследование закономерностей локализации процесса разрушения при различных видах напряженного состояния необходимо для решения вопросов прогнозирования макроразрушения. Более того, хотя бы качественную картину напряженного состояния необходимо знать для того, чтобы пользоваться кинетическими зависимостями накопления и развития трещин для прогнозирования макроразрушения как лабораторных, так и крупномасштабных объектов.

Л и т е р а т у р а

1. 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, с. 107–112.
2. Журков С. Н., Куксенко В. С., Слущер А. И. Образование субмикроскопических трещин в полимерах под нагрузкой. — ФТТ, 1969, т. 11, с. 296–307.
3. Журков С. Н., Куксенко В. С. Микромеханика разрушения полимеров. — Механика полимера, 1974, № 5, с. 792–801.
4. Журков С. Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел. — Вестн. АН СССР, 1968, № 3, с. 46–52.
5. Томашевская И. С., Хамидуллин Я. Н. Возможность предсказания момента разрушения образцов горных пород на основе флуктуационного механизма роста трещин. — ДАН СССР, 1972, т. 207, № 3, с. 580–582.

6. Гезалов М.А., Куксенко В.С., Слуцкер А.И. Фибриллярная структура и субмикроскопические трещины в ориентированных кристаллических полимерах. — ФТТ, 1970, т. 12, с. 100–108.
7. Куксенко В.С., Слуцкер А.И., Фролов Д.И. Механизм зарождения и распространения макротрещин в нагруженных полимерах. — Проблемы прочности, № 11, 1975, с. 81–84.
8. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. К вопросу о прогнозировании разрушения горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 6,8, с. 11–18.

Г.А. Соболев

ИЗУЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕДВЕСТНИКОВ РАЗРЫВА СДВИГОВОГО ТИПА В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Одним из основных разделов физики очага как науки и самым важным с точки зрения прогноза землетрясений является изучение процесса подготовки макроразрушения [1]. Для понимания его необходимо выяснить основные закономерности развития трещинообразования при длительно действующих нагрузках с учетом зависимости от типа материала, вида напряженного состояния, скорости деформации, влияния внутривещной жидкости. Лабораторный эксперимент при решении таких задач важен вследствие того, что полевое изучение динамики развития тектонического процесса сильно затруднено медленностью его протекания, а в теоретических решениях используются сильно упрощенные модели из-за принципиальных трудностей решения задач о неустойчивости и сложности расчета полей напряжений и деформаций в неоднородных и неупругих средах.

В настоящей работе мы кратко рассмотрим некоторые достижения и задачи лабораторных экспериментов, направленных на изучение развития в макроскопически сплошном материале разрыва сдвигового типа. В последнее время здесь были установлены три закономерности, имеющие ключевое значение для проблемы поисков предвестников и прогноза землетрясений.

Системы трещин. Многими исследователями отмечалось, что при испытании на сжатие образцов горных пород и других материалов образование макроразрыва сдвигового типа, приводящего к полному разрушению образца, не происходит внезапно. Оно подготавливается накоплением в образце мелких дефектов. Обзор экспериментальных исследований в этом направлении был сделан ранее [2]. В ряде работ процесс накопления мелких трещин наблюдался с помощью микроскопии [3–5]. В других исследованиях косвенным подтверждением развития микротрещинообразования в объеме образца являлось падение скоростей ультразвуковых волн [6], электросопротивления [7] и повышение проницаемости образца [8].

Большинство специалистов согласно с тем, что процесс предварительного растрескивания происходит в некотором объеме пород перед землетрясением; основные модели подготовки землетрясения так или иначе исходят из этого положения [9]. Значительно более спорным является вопрос о том, образуются ли перед землетрясением закономерные системы разрывов, и если да, то каковы их взаимное расположение, ориентация по отношению к главному разрыву и размеры.

Именно этот вопрос удалось в значительной мере прояснить в результате последних исследований, выполненных на испытательных машинах с повышенной жесткостью. Напомним, что под жесткостью пресса понимают отношение сбрасываемой им нагрузки к перемещению пуансона. Используемые в большинстве лабораторных экспериментов гидравлические прессы обладают жесткостью порядка 10^4 кгс/см. Практика показала, что этой жесткости при свойственной лабораторным испытаниям относительно высокой скорости нагружения недостаточно для детального изучения процесса трещинообразования на последней стадии деформирования образцов горных пород. Вследствие неоднородности горной породы механическая неустойчивость проявляется локально в некоторой наиболее напряженной или наименее прочной части образца. Если происходящее при этом быстрое возрастание деформации образца не сопровождается достаточным сбросом нагрузки, накапливаемая в прессе упругая энергия приводит к раздавливанию образца. Таким образом, появление первой же относительно большой и благоприятно ориентированной трещины, вызвавшей локальную потерю устойчивости, может привести с "помощью" машины к быстрому разрастанию этой трещины и полному разрушению образца.

Для обеспечения возможности накопления в образце системы трещин, соизмеримых по своим размерам с главным разрывом, при испытании пород большой жесткости (изверженные) требуется применять очень жесткие прессы. Проще осуществить и проследить процесс образования системы трещин на образцах высокопластичных горных пород.

Одним из первых наблюдал образование системы трещин, предваряющих главный разрыв сдвигового типа, М.В. Гзовский [10]. Деформируя столь высокопластичный материал, как глина, с помощью негидравлического устройства высокой жесткости, он получил систему кулисообразных трещин (рис. 1,а), имеющих морфологическое сходство с распространенными в естественных условиях тектоническими нарушениями. Величина угла наклона кулисообразных трещин к оси сдвига зависела от свойств глины и наличия примесей.

С. Пэнг и М. Джонсон увеличили жесткость испытательной машины, нагружая в гидравлической установке параллельно с образцом специальный элемент, и сумели получить систему трещин, предваряющих разрушение столь жесткого и хрупкого материала, как гранит [11]. В их экспериментах на одноосное и трехосное сжатие в полосе сдвига образовывалась система трещин отрыва, направленных вдоль оси наибольшего сжатия (рис. 1,б), а образование главного сдвигового разрыва происходило, по мнению авторов, в результате изгиба, накло-

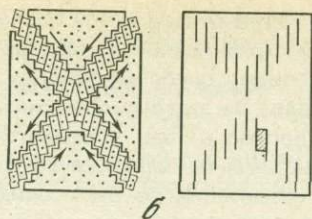
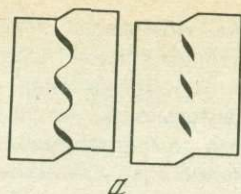


Рис. 1. Эшелоны трещин, предваряющих образование макроразрыва сдвигового типа

Образцы: а — глина, б — гранит, в, г — пиррофиллит

на и взаимного перемещения тонких брусков породы, сформированных трещинами отрыва.

В наших экспериментах, начатых в Институте физики Земли АН СССР вместе с З.И. Стаховской и А.В. Кольцовым, и продолженных в Институте исследований окружающей среды университета Колорадо, США, совместно с Х. Шпетцлером и Б.Г. Саловым, испытывалась высокопластичная горная порода — пиррофиллит. На двух прессах разной конструкции с использованием ужесточающего установку элемента были получены аналогичные результаты. Образование главного разрыва сдвигового типа в условиях двухосного сжатия происходило либо

после образования эшелона трещин, вытянутых вдоль будущего разрыва (рис. 1,в), либо после появления серии плоскопараллельных трещин, наклоненных к секущему их главному разрыву под углом $60-70^\circ$ (рис. 1,г). В обоих случаях главный разрыв развивался постепенно в результате последовательного объединения составляющих систему более мелких трещин.

Следует отметить, что элементы системы имеют примерно одинаковый размер. Так, в случае испытания прямоугольных призм пиррофиллита размером $33 \times 30 \times 30 \text{ мм}^3$ трещины эшелона (рис. 1,в) имели характерный размер $0,1-0,2 \text{ мм}$, а трещины плоскопараллельной системы (рис. 1,г) размер $1-3 \text{ мм}$. Длина трещин системы была много больше размера зерна пиррофиллита и, как следует из приведенных цифр, на $1-2$ порядка меньше макротрещины.

Приведенные примеры относились к развитию разрыва в сплошном материале.

Предполагается, однако, что землетрясения могут возникать и вследствие быстрой подвижки по уже готовому разрыву. До последнего времени казалось, что в этом случае процесс трещинообразования будет происходить только у краев существующего разрыва. Последние эксперименты, выполненные в ходе советско-американских работ по прогнозу землетрясений, показали, однако, что и в этом случае в окружающем существующий разрыв раздробленном материале (модель так называемой *гауде-зоны*) перед основной подвижкой появляются системы трещин [12, 13], напоминающие по ряду признаков показанные на рис. 1. Мы встречаемся здесь, по-видимому, с проявлением одной общей закономерности.

Описанные эксперименты дают основание полагать, что в условиях земных недр при длительном действии почти постоянных в регионе тектонических напряжений, т.е. малой скорости подкачки энергии упругого деформирования, и возможности быстрого сброса напряжений в областях локальной неустойчивости, образование крупного разрыва должно предвшаться развитием закономерной системы разрывов меньшего масштаба.

Концентрация процесса трещинообразования. В известных опытах К. Моги [14] и К. Шольца [15] с помощью метода ультразвуковой локации микротрещин было показано, что при уровне нагрузки на образец примерно в 95% от разрушающей наблюдается стягивание процесса трещинообразования к зоне будущего макроразрыва. С помощью развитого Х. Шпетцлером метода оптической голографии образцов в условиях высокого давления было установлено, что деформация в образце гранита начинает локализоваться в области будущего макроразрыва уже при нагрузке, составляющей 60% от разрушающей [16].

Мы использовали совместно с Х. Шпетцлером голографическую установку, чтобы изучить поле деформаций образцов пиррофиллита. Опыт проводился следующим образом. Образец нагружался в прессе двухосного сжатия при соотношении главной сжимающей нагрузки F_1 к боковой F_2 $2:1$. Периодически опыт прерывался. Боковые пистоны убирались, и уже в условиях одноосного сжатия дважды производи-

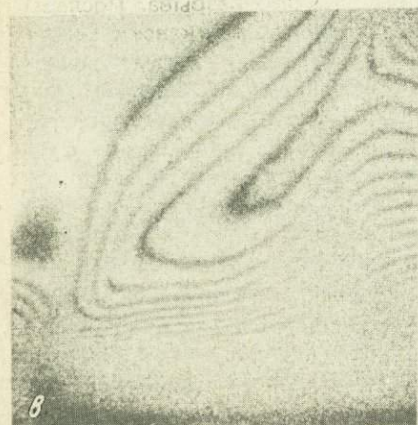


Рис. 2. Развитие процесса концентрации деформации (микротрещинообразования) при подготовке макроразрыва, выявляемое с помощью оптической голографии

лось фотографирование грани образца, перпендикулярной боковой нагрузке, в свете лазера. За время между двумя экспозициями образец деформировался в направлении одноосного сжатия на 10–30 мкм. При этом искажался рельеф боковой поверхности. Получающееся на фотопластинке изображение, как известно [17], дает топографическую карту изменения рельефа фотографируемой поверхности с разрешением $\sim 0,3$ мкм.

Последовательно сделанные во время одного и того же эксперимента фотографии показывают, как меняется поле деформаций поверхности по мере приближения момента макроразрыва сдвигового типа. Рис. 2,а соответствует первой стадии нагружения: боковая поверхность слегка изгибается с образованием выпуклости, ось которой направлена горизонтально, т.е. перпендикулярно основной сжимающей нагрузке. Рис. 2,б, в демонстрируют стадии постепенной локализации деформации в области будущего макроразрыва, идущей наискось от верхнего правого угла образца. Появляющееся изображение "горного хребта" образуется вследствие квазипластического течения и микроразрушения материала вдоль действия больших касательных напряжений в образце, ослабления материала в этой зоне и выдавливания его под действием вертикальной сжимающей нагрузки. Из рис. 2,в ясно видно, что первоначально однородный образец превратился в процессе деформирования в неоднородный: в нем развилась зона ослабленного материала. К этой зоне приурочено последующее макроразрушение. После того как в верхнем правом углу образца образовалась видимая трещина, поле деформаций вблизи нее исказилось, а узкая зона ослабленного материала рассекает теперь весь образец, указывая путь дальнейшего продвижения макроразрыва (рис. 2,г).

Внутри этой зоны обнаруживается при микроскопическом изучении эшелон трещин типа, показанного на рис. 1,в. В среднем элементы эшелона вытянуты вдоль оси ослабленной зоны, т.е. под углом $35-45^\circ$ к направлению главной сжимающей нагрузки F_1 . Однако отдельные элементы имеют значительно больший угол, вплоть до 70° . Их образование, очевидно, связано с локальными вариациями поля напряжений. Следы выявленной голографически ослабленной зоны видны на поверхности образца и визуальны в виде узкой полосы, окаймляющей трещины эшелона. Исследование поверхности и срезов образцов под микроскопом показало, что упомянутая полоса содержит большое число микротрещин разного размера. Наименьшие видимые при увеличении 160 трещины имели размер порядка 10 мкм.

Изменение скоростей упругих волн как предвестник макроразрыва. Концентрация процесса трещинообразования и появление систем трещин представляют собой предвестники наступления макроразрушения. В натуре такого рода эффекты могут выражаться в пространственно-временном изменении сейсмического режима, механизма очагов, появлении анизотропии свойств пород перед сильными землетрясениями. Появление эшелона трещин может выразиться, например, в масштабе земной коры, в возникновении цепочек землетрясений примерно одного порядка энергии и одного типа механизма очагов, при этом механизм главного толчка может и не совпадать с механизмами очагов цепочки.

Наиболее известными и широко изучаемыми до сих пор предвестниками остаются вариации отношения скоростей продольных и поперечных упругих волн [18-20]. Было показано, что изменение отноше-

ния обусловлено соответствующими вариациями скоростей как продольной, так и поперечной волн. [21].

До последнего времени отмеченная при полевых исследованиях бухтообразная форма v_p , v_s и v_p/v_s не была подтверждена результатами лабораторных работ на образцах горных пород. Сейчас мы можем уже уверенно сказать, что бухтообразное изменение скоростей есть свойство подготовки макроразрушения не только модельных материалов [22, 23], но и высокопластичных горных пород. Характерно, однако, что структура материала (и прежде всего степень неоднородности) оказывает существенное влияние на форму предвестников. Продемонстрируем это на примере изучения по единой методике трех разных материалов.

При деформировании однородного скрытокристаллического материала — органического стекла — предвестник проявляется в виде одной хорошо выраженной бухты (рис. 3,а). Перед образованием макроразрыва, имеющего в этом случае длину в 1–2 см, наблюдается появление лишь субмикроскопических трещин. Таким образом, отношение длины главного разрыва к длине предваряющих трещин составляет несколько порядков.

В случае испытания тонкозернистой горной породы — пиррофиллита — форма основного предвестника искажается появлением бухтообразных изменений меньшего масштаба (рис. 3,б). Последние наблюдаются перед образованием трещин длиной в 1–2 мм, тогда как основная бухта соответствует подготовке макроразрыва на порядок большей длины.

Если считать, что подобное же соотношение между длинами главного разрыва и предваряющих его разрывов в эшелоне сохраняется для условий Земли, то следует ожидать существенной разницы в энергетических классах (магнитудах) соответствующих землетрясений. Предполагая, например, линейную зависимость между магнитудой и логарифмом длины разрыва $M \approx \lg h$, получим, что магнитуды землетрясений эшелона должны быть меньше магнитуды главного толчка на 2 единицы.

Наконец, для столь неоднородного материала, как каменная соль NaCl (размер зерна до 1 см), график изменения скорости упругой волны представляет набор примерно одинаковых бухт (рис. 3,в). Сам образец разрушался при этом в результате последовательного образования многих трещин, соизмеримых с размерами зерен, без ярко выраженного одного макроразрыва.

Сопоставление изменения скоростей упругих волн с развитием процесса трещинообразования и изменением поля деформаций позволяет в настоящее время уверенно связывать первую часть бухтообразного изменения скорости (падение) с образованием множества трещин в объеме образца, а вторую часть (восстановление) с концентрацией процесса трещинообразования в области будущего макроразрыва; во время второй части образуются также системы разрывов типа показанных на рис. 1.

Результаты последних лабораторных работ, укрепив наши представления о предвестниках макроразрушения как отражении различных ста-

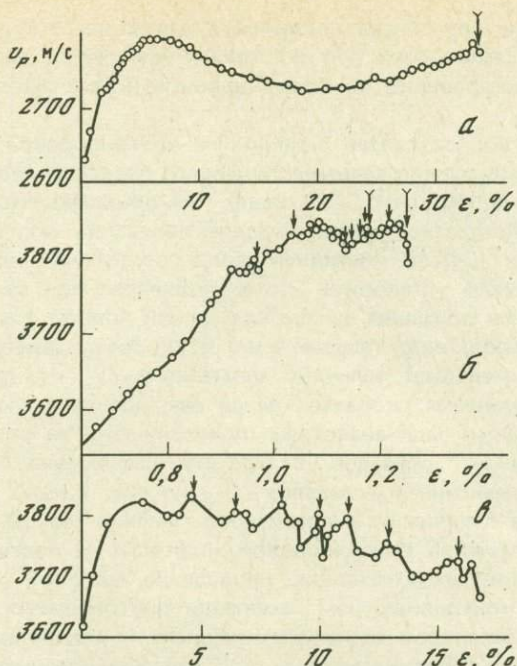


Рис. 3. Примеры бухтообразного изменения скоростей продольных упругих волн в материалах разной степени неоднородности

а — скрытокристаллический материал (органическое стекло); б — мелкодисперсная горная порода (пирофиллит); в — крупнокристаллическая каменная соль NaCl. Стрелки указывают моменты появления макротрещин

дий трещинообразования, поставили в то же время ряд дополнительных вопросов. Во-первых, какова роль скорости деформирования $\dot{\epsilon}$ на длительность и величину предвестника? Упомянутые эксперименты на образцах органического стекла были проведены нами в диапазоне $\dot{\epsilon}$ от 10^{-3} до 10^{-6} с^{-1} , а пирофиллита — 10^{-5} — 10^{-8} с^{-1} . Выяснилось, что длительность предвестника примерно обратно пропорциональна скорости деформации, так что для каждого материала имеется свой диапазон деформаций, во время которых развивается предвестник. Для высокопластичного полимера — органического стекла — разрушение наступало при величине относительной деформации образца $\epsilon = 20 \div 30\%$ и бухтообразное изменение скоростей начиналось уже при 5% деформации. Для пирофиллита макроразрушение происходило обычно при величине $\epsilon \approx 1,5 \div 2\%$, а предвестник развивался на последних 10–20% от ϵ .

Величина бухтообразной аномалии в скоростях упругих волн увеличивалась приблизительно в 2–3 раза при уменьшении скорости деформации на порядок. Это можно видеть, например, из рис. 4. При скоростях деформации $\dot{\epsilon} > 10^{-6}$ предвестники макроразрушения в скорости упругой волны в данной серии экспериментов уже не выделя-

лись. Указанные результаты являются в настоящее время единичными и требуют расширения как в сторону увеличения диапазона скоростей $\dot{\epsilon}$, так и проверки на более широком круге материалов и горных пород.

Следующий вопрос связан с влиянием внутривещной влаги на ход подготовки разрушения, величину и форму предвестников. Работами, выполненными в ИФЗ АН СССР было уже показано, что возможно получение бухтообразной формы предвестников на сухих искусственных материалах [24]. В последней серии советско-американских исследований удалось установить, что высушивание под вакуумом до постоянного веса образцов высокопластичной горной породы не изменяет качественно вида предвестника в скорости упругих волн v_p и v_s , однако уменьшает величину аномалии v_p/v_s . На рис. 4,в показан пример изменения скоростей перед разрушением сухого образца пиррофиллита. Опыт был аналогичен приведенному на рис. 4,а, за исключением влажности образцов. Вследствие уменьшения амплитуды бухтообразного изменения v_p график v_p/v_s на рис. 4,в не дает явного предвестника в отличие от аналогичного графика рис. 4,а. Для выявления закона влияния внутривещной жидкости на подготовку и предвестники разрушения необходимо проведение широкой серии экспериментов при контролируемом изменении внутривещного давления. К сожалению, установок высокого внешнего и контролируемого внутреннего давления, предназначенных для изучения разрушения горных пород, практически нет.

Ход изменения скоростей упругих волн существенно зависит от направления прозвучивания. Пример такой зависимости показан на рис. 5. Скорости волн v_{p1} , v_{s1} , идущих в направлении основной сжимающей нагрузки F_1 , и их отношение закономерно увеличиваются по мере деформирования образца и дают перед макроразрушением четкие предвестники бухтообразной формы. В то же время скорости волн, распространяющихся перпендикулярно свободным граням образца, и их отношение уменьшаются в течение всего эксперимента и не показывают явных предвестников. Одна из причин такой разницы может заключаться в том, что в первом опыте волны распространяются в зоне сжатия образца на протяжении всего опыта. Во втором случае волны пересекают также зону растяжения формирующегося макроразрыва сдвигового типа. Расположение образовавшихся после разрушения трещин и направление подвижки главного разрыва схематически также показано на рис. 5. В частности, такого рода причинами могут объясняться противоречивые результаты полевых исследований v_p/v_s .

Более того, поведение скоростей поперечных упругих волн сильно зависит не только от направления прозвучивания, но также от ориентации движения частиц в волне по отношению к слоистости, напряженному состоянию и ориентировке развивающегося макроразрыва. Из рис. 6 следует, что в начальной стадии нагружения образца наименьшей скоростью обладают волны, поляризованные вкрест слоистости (v_{s4} и v_{s2}). Однако по мере увеличения сжимающей нагрузки и деформации образца скорость волны, поляризованной вдоль F_1 , растет быстрее

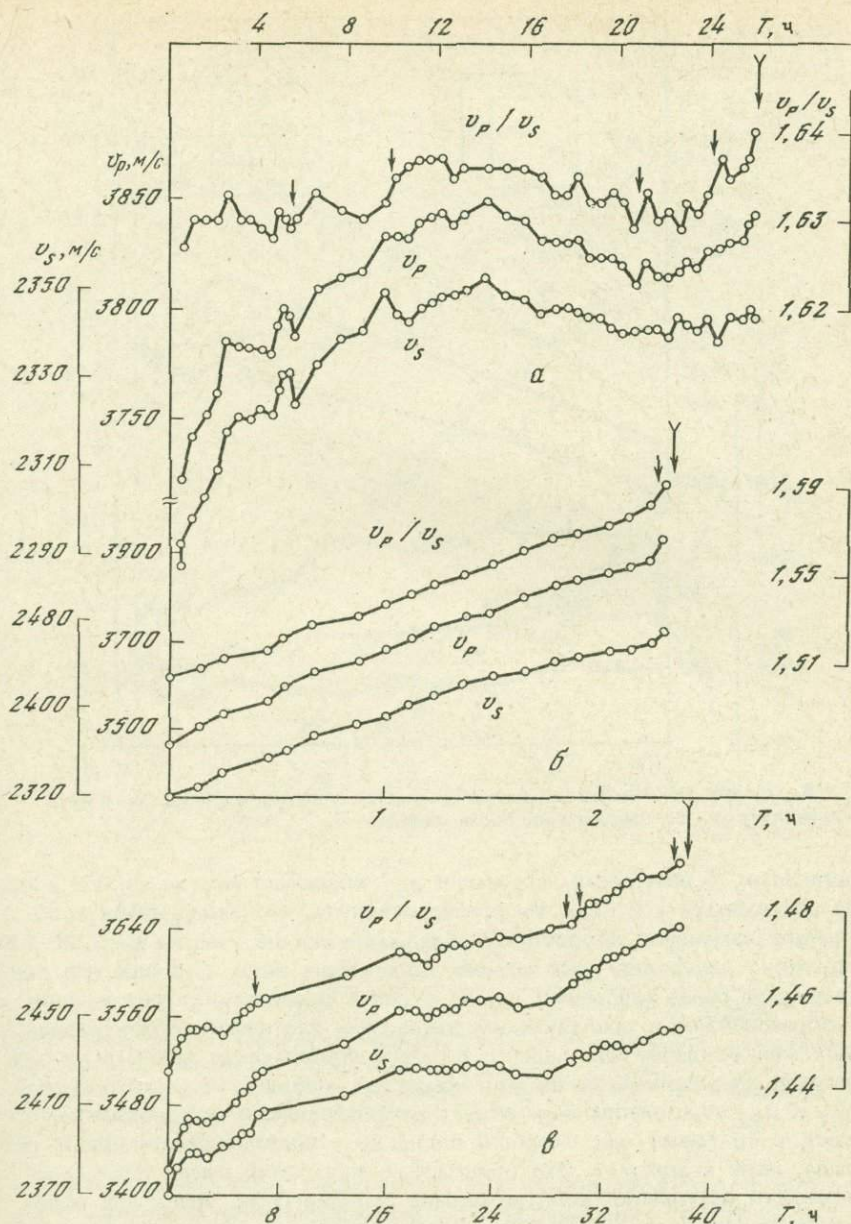


Рис. 4. Изменение скоростей упругих волн v_p , v_s и их отношения v_p/v_s на одном и том же материале (пиррофиллит) при разной скорости деформирования $\dot{\epsilon}$ и степени влажности образца

а — $\dot{\epsilon} = 5 \cdot 10^{-8}$, водонасыщенный; б — $\dot{\epsilon} = 8 \cdot 10^{-7}$, водонасыщенный; в — $\dot{\epsilon} = 3 \cdot 10^{-8}$, сухой. Стрелки — то же, что на рис. 3

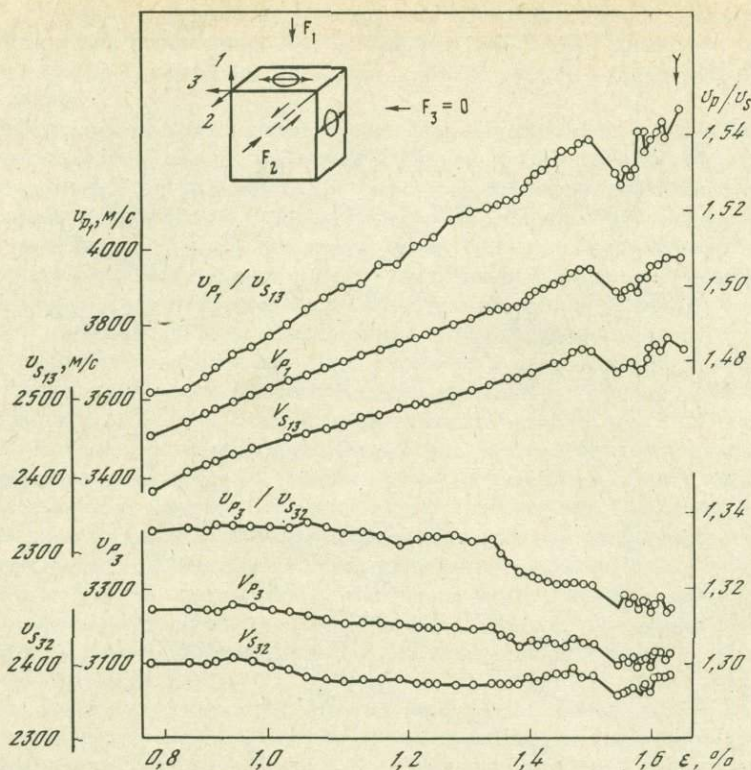


Рис. 5. Пример зависимости поведения скоростей упругих волн v_p , v_s и их отношения v_p/v_s от направления прозвучивания

остальных, в результате чего волна v_{s4} опережает волну v_{s2} на уровне деформации $\epsilon = 1,5\%$. Интересно отметить, что величина бухтообразного изменения скоростей, наблюдавшегося на участке $\epsilon = 1,35-1,5\%$, примерно равна для всех четырех поперечных волн. Это еще раз подтверждает ранее сделанный вывод о связи предвестника разрушения с образованием и последующим закрытием хаотически ориентированных мелких дефектов. Однако по мере приближения момента макроразрыва синхронный ранее ход скоростей нарушается. Скорости волн v_{s1} и v_{s4} , поляризованных вкрест развивающегося макроразрыва, падают, в то время как скорость волны v_{s2} , поляризованной вдоль разрыва, даже возрастает. Это приводит к еще одной смене последовательности вступления волн на экране осциллографа. Ясно, что в полевых условиях довольно сложное взаимодействие строения среды, вида напряженного состояния и ориентации готовящегося разрыва могут приводить к смене порядка вступления S-волн разной поляризации на сейсмограмме. Вопрос требует дальнейшего изучения посредством лабораторных экспериментов и теоретических расчетов.

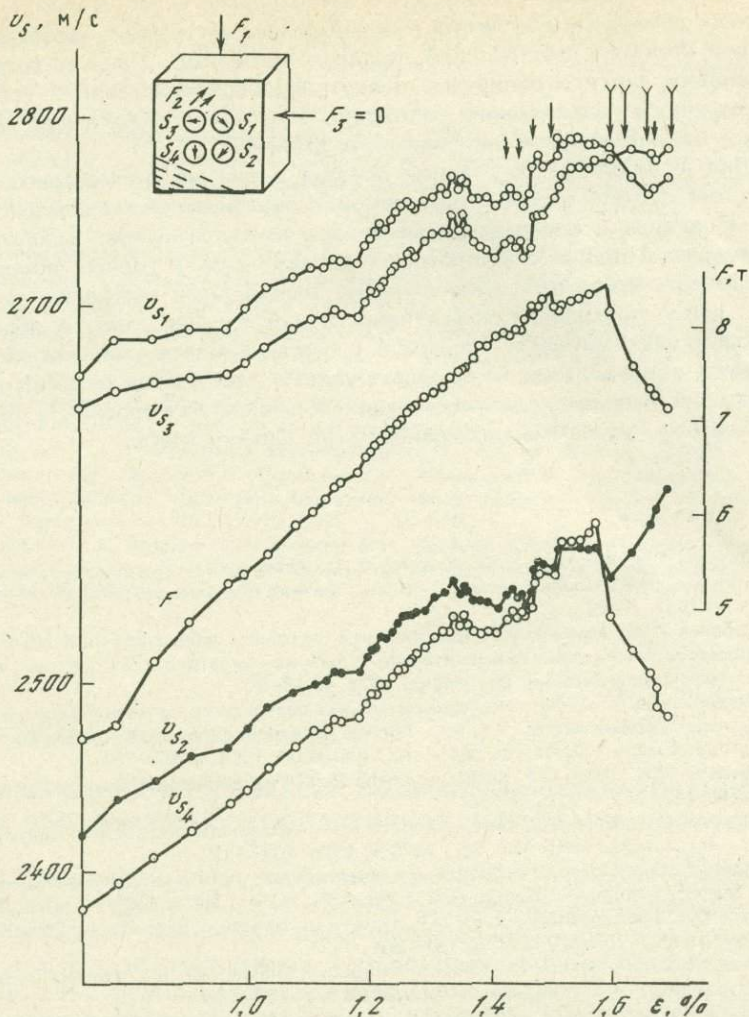


Рис. 6. Зависимость скоростей поперечных упругих волн различной поляризации и нагрузки от деформации образца пирофиллита

Вверху показано направление слоистости образца и расположение макроразрыва по отношению к датчикам. Стрелки — то же, что на рис. 3

Из других вопросов, касающихся темы настоящей статьи, нужно отметить важность изучения влияния вида напряженного состояния на развитие трещинообразования и неустойчивости в образце, испытания составных, слоистых и содержащих мягкие включения моделей, а также изучения свойств разрушенных пород, окаймляющих в природных условиях тектонические нарушения.

Для дальнейшего решения задач физики очага землетрясений лабораторными методами нужно существенно усовершенствовать имеюще-

еся сейчас аппаратное оснащение. Необходимы управляемые по ЭВМ прессы, способные обеспечить нужный режим нагружения, особенно на стадии развития неустойчивой деформации образца. Следует создать установки для контролируемого внутрипорового давления в условиях сложного напряженного состояния, а также установки для испытаний на чистый сдвиг при высоком давлении.

Для контроля за состоянием образца в течение эксперимента следует разработать способы оптической и акустической голографии, методы локации и определения механизма микроразрывов. Ценную информацию о процессе микротрещинообразования в горных породах может дать применение сканирующих электронных микроскопов.

С целью повышения эффективности и ускорения работ в области лабораторного изучения процессов в очагах землетрясений на уже имеющемся оборудовании необходимо увязать программы различных лабораторий и институтов, работающих в данном направлении в рамках всесоюзной программы исследований по физике очага.

Л и т е р а т у р а

1. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 6—29.
2. Соболев Г.А., Шамина О.Г. Современное состояние лабораторных исследований процессов разрушения применительно к физике землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 68—90.
3. Ставрогин А.Н. Анализ экспериментальных результатов по деформации и разрушению горных пород. — В кн.: Горное давление, сдвигание горных масс и методика маркшейдерских работ. М.: ВИНТИ, 1968, с. 82—111.
4. Wawersic W.R., Brace W.F. Post-failure behaviour of a granite and diabase. — *Rock-Mechanics*, 1971, N 3, p. 61—85.
5. Tapponnier P., Brace W.F. Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. — In: *J. Rock. Mech. Min. Sci.*, 1976, v. 13, p. 103—112.
6. Hadley K. Comparison of calculated and observed crack densities and seismic velocities in Westerly granite. — *J. Geoph. Res.*, 1976, v. 81, N 20, p. 3484—3494.
7. Brace W.F. Micromechanics in rocks systems. — In: *Structure. Solid Mechanics and Engineering Design.*, Bristol, 1971, p. 187—204.
8. Zobac M.D., Byerlee J.D. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly granite. — *J. Geoph. Res.*, 1975, v. 80, N 5, p. 752—755.
9. Mjachkin V.I., Brace W.F., Soboлев G.A., Dieterich J.H. Two models for earthquake forerunners. — *Pure and Appl. Geoph.*, 1975, v. 113, p. 169—181.
10. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
11. Peng S., Johnson M. Crack growth and faulting in cylindrical specimens of chelmsford granite. — *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.*, 1972, v. 9, p. 37.
12. Peselnik L., Dieterich J.H., Mjachkin V.I., Soboлев G.A. Variation of compressional velocities in simulated fault gauge under normal and direct shear stress. — *Geoph. Res. Let.*, 1976, v. 3, N 7, p. 362—372.
13. Байерли Дж., Воевода О.Д., Мячкин В.И., Саммерс Р. Некоторые результаты модельного исследования трещиноватости в зоне разлома. — В кн.: Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976, т. 1, кн. 2, с. 22—33.
14. Mogi K. Source locations of elastic shocks in the fracturing process in brittle rock. — *J. Geoph. Res.*, 1968, v. 73, N 5, p. 1103—1125.
15. Scholz C.H. Experimental study of the fracturing process in brittle rock. — *J. Geoph. Res.*, 1968, v. 73, N 4, p. 1447—1454.

16. Soga N., Mizutani H., Spetzler H., Martin R.J. III. V_P and V_S velocities and the orientation of the failure plane in laboratory experiments. — Abstract. — Amer. Geoph. Union Fall Meeting, 1976, p. 1010.
17. Spetzler H., Scholz C.H., Lu C.J. Strain and creep Measurements on Rocks by holographic interferometry. — Pure and Appl. Geoph., 1974, v. 112, N 3, p. 571—581.
18. Нерсесов И.Л., Семенов А.Н., Симбирева И.Г. Пространственно-временное распределение времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 334—345.
19. Whitcomb D., Garmany T., Anderson D. Earthquake prediction: variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake. — Science, 1973, v. 180, p. 632—635.
20. Соболев Г.А., Славина Л.Б. Изменения поля v_P/v_S перед сильными землетрясениями Камчатки. — ДАН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 81—84.
21. Aggarwal Y.P., Sykes L.R., Simpson D.W., Richards P.G. Spatial and temporal variations in t_s/t_p and P wave residuals at Blue Mountain Lake. New York. — J. Geoph. Res., 1975, v. 80, N 5, p. 718—732.
22. Стаховская З.И., Кольцов А.В. Исследование влияния квазипластического течения на скорость продольных волн в органическом стекле при двусосном сжатии. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 118—122.
23. Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А., Колпичев Ю.Ф. Ультразвуковое прозвучивание области подготовки одиночной макротрещины. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 90—118.
24. Соболев Г.А., Шамина О.Г., Мячкин В.И., Костров Б.В. Лабораторное изучение предвестников разрушения. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 69—78.

Г.А. Соболев, А.В. Кольцов

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА МИКРОТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ В ОБРАЗЦАХ ВЫСОКОПЛАСТИЧНОЙ ГОРНОЙ ПОРОДЫ

В предыдущей статье настоящего сборника [1] было показано, что в образцах горных пород или других материалов, испытывающих большие неупругие деформации перед образованием хрупкого макроразрыва, закономерно наблюдаются бухтообразные изменения скоростей упругих волн. Падение скоростей предположительно связывалось с образованием в образце большого числа хаотически ориентированных мелких трещин, а восстановление скоростей перед макроразрывом — с концентрацией трещинообразования в узкой зоне будущего разрыва.

Существуют две основные точки зрения по вопросу развития процесса трещинообразования перед макроразрывом сдвигового типа. Некоторыми исследователями было установлено, что в таких хрупких породах, как гранит, диабаз, песчаник, подвергаемых одно-, двух- или трехосному сжатию, появляется большое количество микротрещин отрыва, ориентированных своей длинной осью вдоль главной сжимающей нагрузки, и эта ориентировка сохраняется вплоть до момента макроразрушения [2—4]. В этом случае направление макроразрыва оказывается наклонным к направлению предваряющих его микротрещин. Это положение перенесено с уровня лабораторных образцов

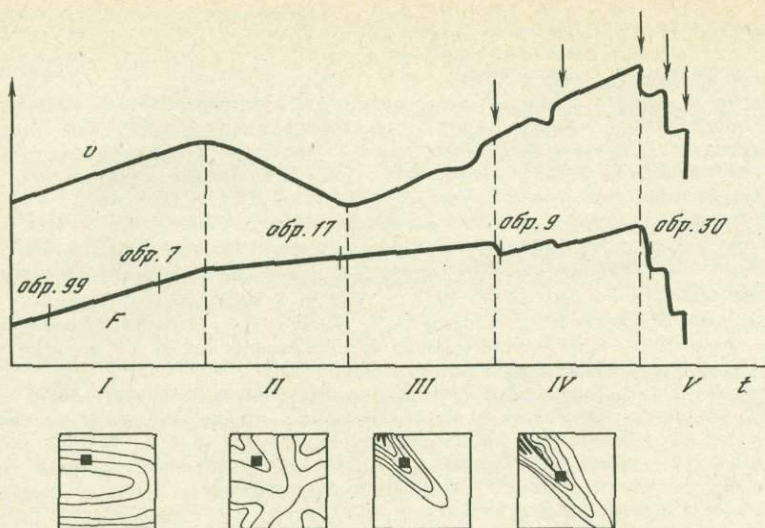


Рис. 1. Схема подготовки макроразрушения высокопластичной горной породы [7]

на макромасштаб и входит составной частью в дилатационно-диффузную модель подготовки землетрясений [5].

С другой стороны, в модели подготовки землетрясений, основанной на лавинно-неустойчивом трещинообразовании (ЛНТ) [6], предполагается, что по мере формирования макроразрыва все большее число увеличивающихся по длине трещин развивается таким образом, что их плоскости направлены параллельно плоскости будущего макроразрыва. Насколько нам известно, прямого экспериментального подтверждения данного положения гипотезы ЛНТ до настоящего времени не получено.

В данной работе авторы ставили своей целью исследовать с помощью электронной микроскопии развитие процесса микротрещинообразования в образцах высокопластичной породы, подвергаемой хрупкому разрушению в условиях двухосного сжатия. Описанные в работе [7] образцы пиррофиллита — тонкозернистой и весьма однородной породы с размером зерна примерно 10 мкм — доводились до разной стадии нагружения на жесткой испытательной машине. Образцы имели форму прямоугольных призм размером 33 x 30 x 30 мм³.

В работе [7] процесс подготовки макроразрушения таких образцов разделен на ряд стадий, выделенных по результатам измерений скоростей упругих волн, изучения поля деформаций с помощью оптической голографии, фотографирования поверхности образца через прозрачные пистоны бокового нагружения, а также на основе изучения срезов образцов методами оптической микроскопии. На рис. 1 [7], представлена обобщающая кривая изменения скоростей упругих волн v (продольных, поперечных или их отношения) и кривая нагружения F . Стрелки указывают моменты появления в образце видимых трещин. Нанесенные на кривой F вертикальные

штрихи с номером обозначают, что опыт был остановлен на данном этапе нагружения, и образец под соответствующим номером подвергнут исследованиям на сканирующем электронном микроскопе. Под графиками условно показано искажение рельефа граней образцов, перпендикулярных боковой нагрузке, полученное при интерпретации голограмм, отмечены участки граней, подвергнутые электронно-микроскопическому исследованию. Каждый участок просматривался на микроскопе JSM-50A и фотографировался при последовательно возрастающем увеличении: 120, 360, 1200, 3600 и 12000.

Результаты измерения скоростей и голограммы показали, что стадия I нагружения характеризуется равномерным распределением деформаций в объеме образца и постепенным закрытием существующих в породе пор. Электронно-микроскопическое исследование образцов 99 и 7, взятых в начале и конце этой стадии, не выявило существенной разницы в распределении числа и размеров пор и трещин. Приведенные на рис. 2 микрофотографии участка поверхности обр. 99 демонстрируют наличие пор главным образом округлой формы размером порядка первых микрон. На данном рисунке, как и на всех последующих, фотографии, полученные при большем увеличении, дают изображение центральной области участка, снятого на предыдущем уровне увеличения. Все фотографии ориентированы таким образом, что направление максимальной сжимающей нагрузки (во время эксперимента) совпадает с вертикалью.

На основании изучения скоростей поперечных упругих волн различной поляризации ранее [7] было предположено, что одинаковое по величине падение скоростей для разных волн на стадии II связано, по-видимому, с хаотической ориентацией микротрещин. Судя по голограммам, процесс интенсивного трещинообразования развивается на данной стадии в существенной части объема образца. Микрофотографии рис. 3 относятся к обр. 17, взятому в точке наибольшего падения скоростей. Ясно видно, что в образце имеется большое число щелеобразных дефектов (трещин), достигающих по длине первых десятков микрон. Ориентировка их довольно хаотична. Заметно, что средняя длина дефектов на два порядка меньше длины упругих волн λ , использовавшихся при получении кривой v ($\lambda_p \approx 3$ мм, $\lambda_s \approx 2$ мм).

Обр. 9 относится к области перехода от стадии III к стадии IV, когда на фоне повышения скоростей упругих волн v начинают появляться более высокочастотные вариации скоростей, предвещающие образование видимых трещин в верхнем углу образца, голограммы свидетельствуют, что в образце сформировалась зона интенсивной деформации, протягивающаяся от верхнего угла к центру. Из серии микрофотографий обр. 9 не удалось установить, имеется ли разница в распределении трещин по сравнению с обр. 17. Наблюдаются трещины различной ориентировки, размером в первые десятки микрон (см., например, рис. 4).

Рассмотрим более подробно результаты изучения обр. 30. Опыт был остановлен после того, как в верхнем углу образца стала развиваться система трещин, главная из которых рывками прошла почти до середины образца. Перед кончиком этой трещины образовался эше-

лон трещин меньшего размера. Элементы эшелона имели размеры 0,1—0,2 мм и были направлены под небольшими углами к простираению главной трещины. В работе [7] отмечалось, что элементы эшелона всегда располагаются внутри узкой зоны, отличающейся по цвету от остального материала образца. Предполагалось, что зона состоит из большого числа микротрещин, соизмеримых с размерами зерен.

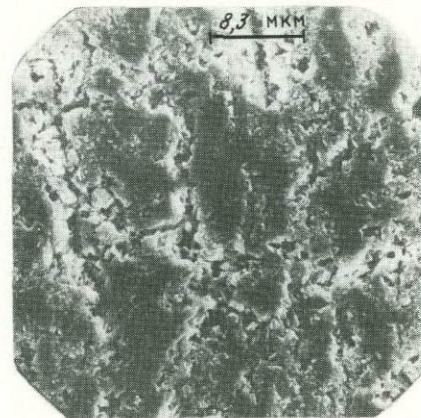
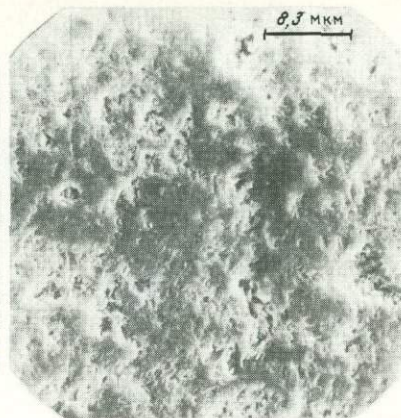
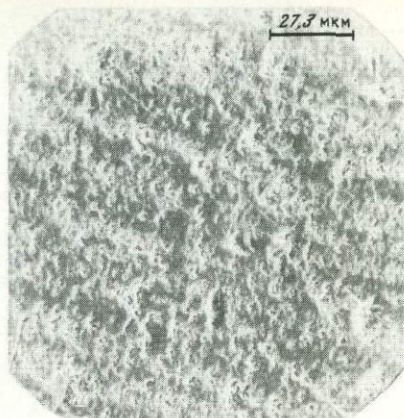
На рис. 5 виден один из элементов эшелона, представленный трещиной длиной около 0,1 мм, пересекающей под углом 45° всю площадь микрофотографии. Обратим внимание на следующие особенности. Во-первых, след упомянутой трещины на плоскости фотографии представляет ломаную линию; в нижнем правом углу отчетливо видно, что характерная длина относительно прямолинейных участков трещины составляет примерно 20—25 мкм. Во-вторых, с одной стороны от данной трещины располагается зона интенсивного микротрещинообразования. Размер отдельных трещин, вытянутых вдоль зоны и параллельных главной, примерно соответствуют длине прямолинейных участков главной трещины. При меньшем увеличении отдельные трещины, длиной в первые десятки микрон, кажутся сплошными. Однако переход на следующие уровни увеличения позволяет установить, что эти трещины состоят из элементов меньшего масштаба. Так, в нижней левой части второй фотографии видно, что трещина длиной в 30 мкм состоит из не соединенных между собой элементов размером 8—10 мкм. Третья фотография отчетливо демонстрирует эшелонированное строение другой трещины. Из нее можно заключить, что элементы эшелона в несколько раз превосходят по длине распределенные в материале микротрещины предыдущего масштабного уровня.

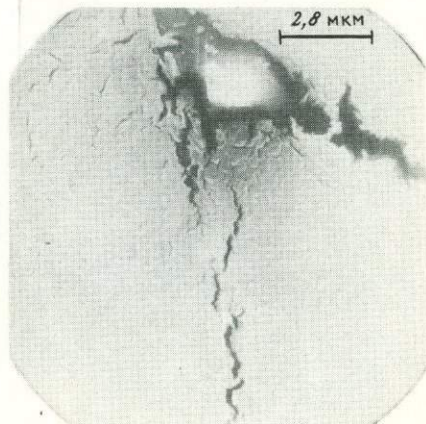
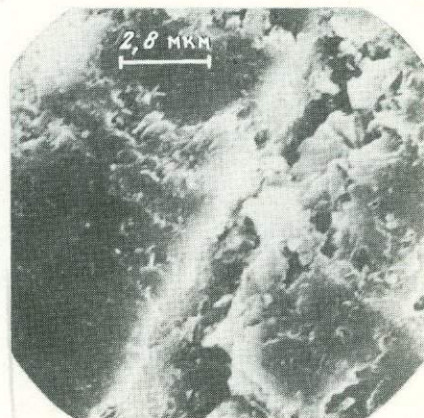
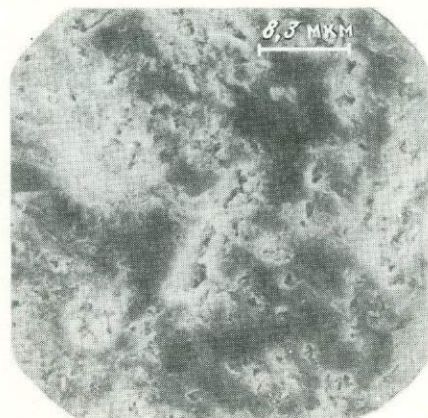
Отметим еще одну особенность, проявляющуюся на серии фотографий рис. 5. С ростом длины трещин наблюдается их большая упорядоченность. Если микротрещины длиной около одного микрона на последней фотографии ориентированы в первом приближении случайно, то на один-два порядка более длинные трещины на первой фотографии расположены субпараллельно и вытянуты вдоль зоны интенсивного трещинообразования, т.е., как было показано ранее [1, 7], близпараллельно главному разрыву сдвигового типа. Заметим, что плоскости всех трещин имеют близвертикальное падение по отношению к плоскости боковой грани (совпадающей с плоскостью фотографий), что доказано послойным распиливанием образцов. Таким образом, плоскости трещин, развитых в области интенсивной трещиноватости, близпараллельны плоскости главного разрыва.

Предпринятое в настоящей работе электронно-микроскопическое изучение образцов высокопластичной горной породы в сопоставлении с ранее проведенными исследованиями методами ультразвукового просвечивания, голографии и оптической микроскопии позволило прийти к следующим выводам.

Рис. 2. Микрофотографии обр. 99 в начальной стадии нагружения

Рис. 3. Микрофотографии обр. 17 в стадии наибольшего падения скоростей упругих волн





1. Падение скоростей упругих волн перед макроразрушением вызвано массовым образованием хаотически ориентированных микротрещин, размеры которых значительно меньше длины упругих волн и размеров зерен. Не отмечено преимущественного образования трещин, ориентированных вдоль главной сжимающей нагрузки, как это наблюдалось в экспериментах с образцами хрупких горных пород.

2. Отмечена иерархия трещин с характерными размерами около микрона, в первые микроны, первые десятки микрон и первые сотни микрон. По мере увеличения характерной длины трещин наблюдается все большая их упорядоченность в пространственном расположении и ориентировке.

3. Изученные трещины не представляют собой сплошного разрыва, они состоят из отдельных элементов, разделенных участками не разрушенного или менее разрушенного материала. На основании изучения иерархии трещин можно предположить, что отмеченное явление есть общее свойство процесса формирования разрыва сдвигового типа, в том числе и в масштабе земной коры. В таком случае образование макроразрыва (землетрясение) неизбежно должно состоять из отдельных актов объединения ранее образованных трещин меньшего масштаба.

4. У кончика макротрещины сдвигового типа длиной в первые сантиметры располагается эшелон трещин с длиной элементов 0,1–0,2 мм и узкая зона интенсивной микротрещиноватости. Плоскости составляющих зону микротрещин длиной в первые десятки микрон близпараллельны плоскости макротрещины. Этот вывод подтверждает одно из положений модели ЛНТ подготовки землетрясений.

Л и т е р а т у р а

1. Соболев Г.А. Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях. — Науч. сборник, с. 86–99.
2. Hadley K. Comparison of calculated and observed cracks densities and seismic velocities in Westerly granite. — J. Geoph. Res., 1976, v. 81, N 80, p. 3484–3494.
3. Tapponier P., Brace W.F. Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. — Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 1976, v. 13, p. 103–112.
4. Soga N., Mizutani H., Spetzler H., Martin III R.J. V_S and V_P velocities and the failure plane in laboratory experiments. Abstract. — Amer. Geoph. Union Fall Meeting, 1976, p. 1010.
5. Anderson D., Whitcomb J.H. The dilatancy-diffusion model of earthquake prediction. — In: Proc. Conf. on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System, Stanford Univ., 1973, v. 13, p. 417–426.
6. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 6–29.
7. Sobolev G., Spetzler H., Salov B. Precursors to failure in rocks while undergoing anelastic deformations. — J. Geoph. Res., 1978, v. 83, N 4, p. 1775–1784.

Рис. 4. Микрофотографии обр. 9 в стадии восстановления скоростей упругих волн
Рис. 5. Микрофотографии обр. 30 в стадии развития макроразрушения

Представлен участок, отстоящий от кончика макротрещины на расстояние 0,8 мм

1. Тектонические процессы, в частности землетрясения, подготавливаются и протекают в многократно структурированной среде земной коры. Происходящие при этом явления разрушения больших масс горных пород связаны с перестройкой структуры на различных масштабных уровнях. Поэтому необходимо изучение закономерностей последовательного формирования иерархии структур в горных породах, подвергаемых различным, в первую очередь механическим воздействиям. Наблюдаемые признаки подобия подготовки разрушения [1] и структур разрушения [2, 3] в различных масштабах приводят к заключению, что на разных ступенях иерархии структур горных пород в общих чертах эти закономерности остаются одинаковыми.

Одно из возможных направлений развития иерархии структур — формирование ее снизу вверх, так что каждая из структур, имеющих относительно большие элементарные представительные ячейки, образуется в результате активности значительно меньших. Процесс, приводящий к таким последствиям, известен: это локализация реакции среды на внешнее воздействие. Условия локализации, например деформации в континуальных средах, обсуждаются в ряде работ [4—9, и др.]. Локализация процессов разрушения может быть прослежена в рамках дискретных моделей сред, в которых оказываются существенными локальные взаимодействия элементов и конечность размеров элементарных ячеек среды.

Существование структур и текстур наименьшего масштаба (низшего ранга), развившихся в процессе генезиса горных пород (пористость, слоистость и т.п.), а также связь их параметров с предельными нагрузками при разрушении [10, 11] свидетельствуют о том, что зарождение структур разрушения, по крайней мере на первых ступенях иерархии, происходит в результате активности элементов этих базовых структур.

Зарождение структуры на каждом из уровней начинается в характерной элементарной ячейке среды. Влияние этой ячейки затем распространяется на другие такие же ячейки в виде локального возмущения. Поэтому многие особенности процесса развития структуры можно проанализировать, рассматривая эволюцию изолированного элемента и его взаимодействие с соседями, инициирующее их активность. При анализе развития структур разрушения элементарными ячейками служат объемы среды, содержащие поры, трещины или другие концентраторы напряжений. Их трансформацию можно проследить, анализируя поля напряжений, возмущенные присутствием элемента структуры. Для линейных сред их можно получить, используя, например, решения соответствующих задач теории упругости. Заметим, что анализ полей, создаваемых системой одиночных образований, в полном виде может быть выполнен лишь при моделировании на ЭВМ. При изучении процесса зарождения структуры в системе, содержащей большое число

элементарных ячеек, недостаточно пользоваться описанием этой системы с помощью эффективных характеристик, как это можно делать при рассмотрении деформирования среды в целом (см., например, [12]). При формировании структуры некоторого масштаба определяющим является локальное поле, возникающее в окрестности элементарной ячейки среды этого масштаба и масштаба, соответствующего структуре предшествующего ранга.

Приведенные соображения легли в основу предлагаемого подхода к определению условий формирования каждой из последовательных ступеней в иерархии структур.

2. Пусть среда обладает по отношению к некоторому внешнему воздействию структурой i -го ранга. Под этим подразумевается, что среда состоит из элементарных ячеек (структурных элементов СЭ i -го ранга), которые имеют одинаковые геометрические параметры и моделируют характерные свойства и реакцию типичного участка структуры этого ранга на данное воздействие¹.

Реакцию среды на внешнее воздействие можно описать некоторым распределением (полем) совокупности характеристик $(g_1, \dots, g_k)$. Подобно обычным удельным характеристикам среды можно говорить о ее свойствах и значениях характеристик, описывающих ее состояние, на уровне структурного элемента i -го ранга $(g_1^i, \dots, g_k^i)$ или определенной совокупности таких элементов. Предположим для простоты рассуждений, что интенсивность воздействия или остается неизменной во времени или меняется таким образом, что характеристики, описывающие состояние структурного элемента, изменяются пропорционально одному параметру λ ("простое нагружение"). В таком случае и полная потенциальная энергия элемента W представляет собой функцию λ .

Структурный элемент при определенных комбинациях значений его характеристик может переходить в предельное состояние. Это состояние может быть устойчивым или неустойчивым в зависимости от того, увеличивается или уменьшается потенциальная энергия элемента при дальнейшем возрастании λ (неустойчивому режиму соответствует падающий участок на диаграмме $W(\lambda)$, устойчивому — возрастающий). В пространстве характеристик $q_1^i, \dots, q_k^i$ можно выделить поверхности предельных состояний СЭ i -го ранга, соответствующих падающему и возрастающему участку (участкам) на диаграмме $W(\lambda)$. Уравнения этих поверхностей запишем в следующем виде:

$$\varphi^i(q_1^i, \dots, q_k^i) = 0, \quad \psi^i(q_1^i, \dots, q_k^i) = 0 \quad (1)$$

(верхний индекс у φ и ψ указывает ранг СЭ, к которому относятся эти поверхности).

¹ Среда может иметь несколько видов структур, в том числе и одного масштаба (ранга). Каждая из них является активной (определяет реакцию среды) по отношению к определенным видам воздействий (механические, электрические и т.д.). Соответственно элементы активной структуры можно назвать активными структурными элементами. Структурные элементы могут быть активными не только по отношению к тому виду воздействия, в результате которого они образовались, но и по отношению к другим видам (например, гравитационность влияет на диффузионные процессы).

3. Будем считать, что зарождение структуры $(i+1)$ -го ранга связано с пространственной локализацией процессов реакции среды на уровне СЭ i -го ранга, т.е. с проявлением неустойчивости поведения последних¹.

Ясно, что при одном и том же изменении параметра один СЭ i -го ранга может проявлять неустойчивость, в то время как некоторая совокупность их будет обладать устойчивой реакцией. Для формирования СЭ следующего $(i+1)$ -го ранга надо, чтобы процесс перехода в предельное состояние последовательности СЭ i -го ранга стабилизировался. В соответствии с этим необходимыми условиями образования структуры $(i+1)$ -го ранга являются: а) наличие локальной неустойчивости СЭ i -го ранга в определенном диапазоне изменения параметра λ (существование поверхности $\varphi^i(q_1^i, \dots, q_k^i) = 0$; б) наличие устойчивой реакции у некоторой совокупности СЭ i -го ранга, находящихся в предельном состоянии в том же диапазоне изменения λ и образующих СЭ $(i+1)$ -го ранга (существование поверхности $\varphi^{i+1}(q_1^{i+1}, \dots, q_k^{i+1}) = 0$).

Первое условие обеспечивает инициирование процесса локальной перестройки структуры i -го ранга, второе — завершение формирования СЭ $(i+1)$ -го ранга².

4. Возможны ситуации, в которых сформируется один СЭ $(i+1)$ -го ранга, но самоподдерживающийся режим, приводящий к образованию структуры $(i+1)$ -го ранга, не реализуется. В соответствии с этим должны быть, вообще говоря, различны достаточные условия формирования СЭ $(i+1)$ -го ранга и структуры $(i+1)$ -го ранга. Сформулируем первое из них.

Возмущение поля внешнего воздействия на уровне СЭ i -го ранга, вызванное наступлением локальной неустойчивости какого-нибудь из них, создает локальную неоднородность этого поля, облегчающую в некоторых участках среды зарождение неустойчивости других СЭ i -го ранга.

Таким образом может осуществляться самоподдерживающийся процесс возбуждения неустойчивости, формирующей из совокупности реагирующих СЭ i -го ранга СЭ $(i+1)$ -го ранга.

Рассмотрим j -й структурный элемент i -го ранга. Пусть $q_{m;j}^i(\lambda_0)$ ($m = 1, \dots, k$) — значения характеристик его состояния при интенсивности внешнего воздействия, соответствующей $\lambda = \lambda_0$. Обозначим через $\Delta q_{m;j}^i(\lambda_0)$ их приращения, вызванные возмущением поля j -го

¹ Аналогичное предположение, относящееся к произвольно выделенным объемам, а не к структурному элементу среды, позволяет описать локализацию процессов неупругого деформирования (см., например, [5, 6]) в континуальных средах, а также условия устойчивости в механике разрушения [13].

² Отметим, что условие б) может выполняться как за счет особенностей самого механизма реакции СЭ i -го ранга на внешнее воздействие, так и за счет граничных условий. Если, например, перестройка структуры происходит в области, имеющей естественные ограничения протяженности зоны неустойчивости (к ним относятся границы раздела слоев, границы тела и т.д.), то именно ими может определяться и масштаб СЭ $(i+1)$ -го ранга.

СЭ вследствие наступления неустойчивости с ним соседнего (соседних)¹.

Величины $\Delta q_{m,j}^i(\lambda_0)$ определяются в результате решения соответствующей краевой задачи, в которой учтена трансформация соседних с $j = M$ элементов.

Для начала процесса формирования СЭ $(i+1)$ -го ранга достаточно, чтобы хотя бы для одного элемента j , соседнего с тем, который претерпел при $\lambda = \lambda_0$ неустойчивую трансформацию, выполнялось при том же λ условие (1), т.е.

$$\varphi^i[q_{1,j}^i(\lambda_0) + \Delta q_{m,j}^i(\lambda_0), \dots, q_{k,j}^i(\lambda_0) + \Delta q_{k,j}^i(\lambda_0)] = 0. \quad (2)$$

Перейдем теперь к достаточным условиям формирования структуры $(i+1)$ -го ранга. Образование на периферии занятой ими области следующего СЭ начнется, если, во-первых, для одного из СЭ i -го ранга (с номером l) будет выполнено первое необходимое условие неустойчивости при $\lambda_s \in \Delta_s$, где Δ_s — интервал значений λ , в котором сохраняется устойчивой реакция выделенного СЭ $(i+1)$ -го ранга, т.е.

$$\varphi^i[\tilde{q}_{1,l}^i(\lambda_s), \dots, \tilde{q}_{k,l}^i(\lambda_s)] = 0.$$

Здесь $\tilde{q}_{m,l}^i(\lambda_s)$ — значения характеристик состояния l -го СЭ i -го ранга в поле внешнего воздействия, возмущенном присутствием уже сформировавшихся СЭ $(i+1)$ -го ранга. Кроме того, нужно, чтобы хотя бы для одного из СЭ i -го ранга соседних с l -м СЭ с номером l_1 выполнялось условие (2) в виде

$$\varphi^i[\tilde{q}_{1,l_1}^i(\lambda_s) + \Delta \tilde{q}_{1,l_1}^i(\lambda_s), \dots, \tilde{q}_{k,l_1}^i(\lambda_s) + \Delta \tilde{q}_{k,l_1}^i(\lambda_s)] = 0,$$

где $\Delta \tilde{q}_{m,l_1}^i(\lambda_s)$ — приращения значений характеристик состояния СЭ l_1 , вызванные дополнительным возмущением от перехода в неустойчивое состояние l -го СЭ в результате внешнего воздействия в присутствии структурных элементов $(i+1)$ -го ранга.

5. Выше необходимые и достаточные условия повышения ранга структуры были выражены через предельные поверхности, характеризующие неустойчивый и устойчивый процесс на уровне СЭ i -го и СЭ $(i+1)$ -го ранга. Если считать, что они заданы, т.е. известен механизм структурной перестройки, то эти условия могут быть с учетом однопараметрического характера изменения воздействия преобразованы в соответствующие условия для среды (тела) в целом. Иначе говоря, можно построить поверхности структурообразования в пространстве характеристик внешнего воздействия, описывающие повышение ранга структуры. Вообще говоря, нескольким различным базовым механизмам формирования структуры может отвечать одна и та же поверх-

¹ Считая, что возмущение, вызываемое одним элементом, затухает по мере удаления от него на расстояние порядка нескольких его собственных размеров, а вероятность случайного возбуждения группы близко расположенных элементов мала, можно принять предположение о близкодействии и учитывать влияние лишь ближайших соседних СЭ.

ность структурообразования. Можно, однако, надеяться, что по виду этих поверхностей удастся провести классификацию механизмов структурообразования (подобно тому, как по виду поверхности текучести или кривой деформирования можно судить об особенностях механизмов пластического течения на микроуровне).

Траектории конкретных режимов воздействия пересекают поверхность структурообразования в точках, координаты которых определяют структурную прочность среды, имеющей структуру i -го ранга, по отношению к тому или иному режиму воздействия. Точки пересечения поверхности структурообразования с характерными режимами воздействия могут выполнять роль экспериментально контролируемых реперных параметров среды (наподобие пределов прочности $\sigma_{сж}$ и σ_p). В этом качестве могут использоваться и относительные показатели процесса структурной трансформации, например отношение критической интенсивности воздействия к интенсивности, отвечающей условиям иницирования неустойчивости во всем объеме при этой же траектории нагружения, и т.п. Так можно характеризовать чувствительность среды к локальным процессам, т.е. "склонность" ее к повышению ранга структуры.

6. Иерархия структур, построенная на одном механизме локальной неустойчивости базовой структуры, может развиваться снизу вверх (повышать ранг), пока размеры соответствующего СЭ не окажутся порядка размеров нагружаемого участка среды.

Конкретный вид пространственной организации элемента структуры следующего ранга зависит от расположения очага зарождения локальной неустойчивости относительно типичного элемента структуры i -го ранга. Поскольку оно задается комбинацией поля внешнего воздействия и его возмущением со стороны элемента, проявляющего неустойчивость реакции по отношению к этому воздействию, важно в модели процесса рассматривать конкретные механизмы реакции, определяющие пространственную неоднородность соответствующих полей. При формировании иерархии структур основными механизмами служат базовый механизм возбуждения локальной неустойчивости, соблюдающийся на всех рангах иерархии, и механизмы ограничения размеров элементов структуры каждого ранга.

Заметим, что если режим воздействия таков, что достигается уровень его интенсивности, превышающий критический (соответствующий поверхности структурообразования)¹ и приближающийся к необходимому для возбуждения неустойчивости во всех элементах объема, происходит вырождение процесса структурообразования в объемную неустойчивость реакции среды. В результате этого могут развиваться, например, взрывоподобные акты разрушения малых образцов однородных материалов при быстром нагружении [14].

7. В тех случаях, когда повышение ранга структуры происходит при медленном возрастании интенсивности воздействия, среда успевает

¹ Это может быть, например, когда начальный уровень неоднородности поля воздействия мал.

организовать наиболее энергетически выгодную структуру из близкостоящих элементов. Тогда выбор конкретного варианта структуры следующего ранга должен отвечать принципу минимума потенциальной энергии будущей структуры. Набор вариантов структур для каждого вида СЭ ограничен. Можно надеяться, что предложенный структурный подход в задачах механики очага землетрясений окажется полезным при решении, вообще говоря, неоднозначной обратной задачи физики очага [15] именно вследствие ограниченности набора вариантов структуры вещества в очаге.

Горные породы в тектонических движениях земной коры испытывают небольшие градиенты средних напряжений в пространстве и во времени [16]. В значительных объемах они практически не подвергаются напряжениям, превышающим необходимые для начала структурных трансформаций в соответствующих масштабах. Термин "разрушение" в приложении к большим массам горных пород практически означает уменьшение их несущей способности по отношению к первоначальной системе нагрузок за счет изменения структуры. Интенсивность воздействий, при которых происходит образование структуры следующего ранга, естественно, меньше предельных интенсивностей, вызывающих сплошное объемное (взрывоподобное) разрушение. Поэтому формирование иерархии структур в земной коре, возможно, один из основных механизмов реализации тектонических процессов, приспособляющих массив горных пород к изменению геофизических полей, при невысоких уровнях интенсивностей воздействий.

8. Рассмотрим в качестве иллюстративного примера зарождение структуры эшелонированных систем трещин [16–18] как элементов $(i+1)$ -го ранга, формирующейся из магистральных трещин нормального разрыва (элемент i -го ранга). В свою очередь, будем считать, что магистральные трещины возникают в результате процесса неустойчивого слияния микротрещин, распространяющихся под действием локальных концентраторов напряжений в материале — круглых пор.

Аналогичные построения могут быть выполнены и для других видов исходных концентраторов напряжений, таких как включения, микротрещины и т.п.

Активность одиночных концентраторов напряжений — круглых пор — и условия их слияния в магистральную трещину при одноосном сжатии проанализированы в работе [19]. Пусть, по-прежнему, плоская модель содержит круглые, достаточно редко равномерно расположенные поры радиуса R , расстояние между центрами которых $\sim 2L$. Трещины, выходящие на границу пор в диаметральном направлении, имеют равную длину l и ориентированы вдоль главных сжимающих напряжений (рис. 1). Трещины сливаются, когда $l \sim L$.

Предположим, что цепочка пор, объединенная магистральной трещиной, может быть представлена как концентратор напряжений в виде эллиптического отверстия, у которого большая ось $2a$ равна длине цепочки пор, а максимальная кривизна постоянна и радиус ее равен R . Можно показать [19], что такая магистральная трещина развивается неустойчиво, т.е. коэффициент интенсивности напряжений K

вблизи ее вершины больше, чем для микротрещин перед началом их слияния. Более того, величина N_1 (действует только сжатие вдоль большой оси эллипса) в вершинах трещин, выходящих на границу эллипса, при $a/R \geq 3$ может быть задана приближенным выражением

$$N_1 = \sigma_1 \sqrt{R} \frac{0,24 n^{1/3}}{1 - n^{1/3} (3R/a - 1)}. \quad (3)$$

Здесь использовано очевидное соотношение $L/R \approx n^{1/3}$, где n — пористость, и принято $l \approx L$.

Сравнивая (3) и условие слияния одиночных трещин [19]:

$$N_1 = \sigma_1 \sqrt{R} \frac{(8n^{1/3} - 1)}{80(1 - n^{1/3})}, \quad 2\% < n < 25\%,$$

легко видеть, что при одноосном сжатии материал с концентраторами напряжений в виде пор будет разрушаться магистральными трещинами, рассекающими весь объем материала, так как они развиваются при любой длине неустойчиво. Это утверждение хорошо согласуется с экспериментальными данными о характере хрупкого разрушения горных пород при одноосном сжатии [11, 17].

Если действует дополнительное боковое сжатие σ_2 , коэффициент интенсивности напряжений может быть представлен в виде суммы

$$N = N_1(\sigma_1) + N_1(\sigma_2). \quad (4)$$

$N_1(\sigma_2)$ запишем, используя результаты численного анализа для упомянутого эллипса, подвергнутого растяжению в поперечном направлении, в виде упрощенной приближенной зависимости:

$$N_1 = \sigma_2 \sqrt{a} \left[\frac{1}{\sqrt{2}} + \left(0,32 \sqrt{\frac{R}{a}} - 0,05 \right) \frac{0,95n^{2/3} - 2n^{1/3} + 1}{n^{1/3}(1 - n^{1/3})} \right], \quad (5)$$

$$4 < a/R < 50.$$

Размеры подвижно-равновесной магистральной трещины определяются из условия [20]

$$N = K/\pi, \quad (6)$$

где K — модуль сцепления материала.

При двухосном сжатии материала магистральные трещины хрупкого разрушения оказываются ограниченными по длине, неустойчивое развитие по достижении ими некоторой длины, зависящей от величины σ_2 , сменяется устойчивым. Присутствие неустойчивой фазы развития магистральной трещины означает выполнение необходимого условия зарождения структуры старшего ранга. Для удовлетворения достаточного условия нужно, чтобы возмущения поля напряжений в окрестности магистральной трещины на некотором расстоянии S от нее инициировали начало неустойчивого развития следующей магистральной трещины (см. рис. 1). Условия зарождения очага разрушения зависят от сложного комплекса параметров, анализ которого требует специальных исследований. Для оценки параметра S полезно воспользоваться

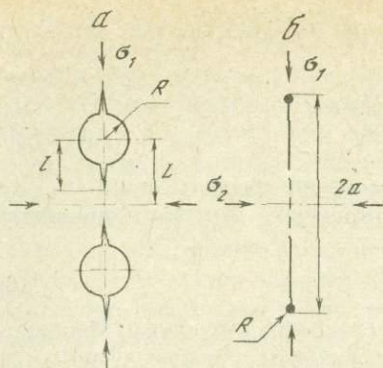


Рис. 1. Формирование магистральной трещины

а — развитие одиночных концентраторов напряжений; б — схема магистральной трещины

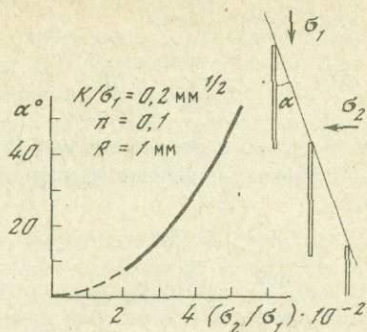


Рис. 2. Пример ориентации эшелона трещин в зависимости от вида напряженного состояния

каким-либо из предположений, основанных на интерпретации экспериментальных наблюдений или на представлениях о физическом механизме разрушения, например:

а) очаг разрушения зарождается в области $\Delta\sigma_{\max}$, но не ближе, чем на расстоянии L от вершины трещины;

б) для образования очага разрушения нужно, чтобы $\Delta\sigma_{\max}$ охватывало некоторую конечную область $D \approx (3 \div 4)L$, в пределах которой магистральная трещина успевает объединить две-три поры;

в) очаг разрушения образуется там, где дополнительные напряжения $\Delta\sigma$ в совокупности с первоначальным полем напряжений позволяют выполнить условие слияния одиночных пор на возможно большем отрезке магистральной трещины;

г) вариант расположения очага разрушения выбирается из условий минимизации энергии деформирования при локальном разрушении и т.д.

В первых двух случаях величина S контролируется расстоянием между первичными источниками концентрации напряжений — порами. В третьем — трещиностойкостью материала и размерами магистральной трещины (если активизируются удаленные от вершины области). В последнем оказываются важны еще и градиенты напряжений в возмущенной области.

Наблюдения за реальными системами эшелонированных трещин в горных породах показывают, что расстояния между магистральными трещинами чувствительны к изменению масштабов трещин [17, 18]. Это явление может быть связано, например, с изменением эффективной трещиностойкости горных пород в зависимости от масштаба трещин [19, 21, 22].

В простейшем случае, когда длина магистральной трещины не превышает миллиметров, т.е. трещина содержит ~ 10 пор, расстояние от вершины трещины до очага зарождения соседней может быть оценено

средним расстоянием между порами L , а $\Delta\sigma$ представлено, например, в виде асимптотики:

$$\Delta\sigma_{1,2} \approx \frac{\kappa_1 \sqrt{\pi}}{\sqrt{2L}} \varphi(\beta), \quad (7)$$

где β — угол, отсчитываемый от направления трещины ($\sim 90^\circ$).

Уравнение предельного равновесия структуры i -го ранга принимает вид

$$\sigma^* = \sigma^{\max} - \Delta\sigma^*. \quad (8)$$

Здесь $\sigma^{\max}$ — структурная прочность i -го ранга структуры. Инициирование процесса всякий раз начинается слиянием одиночных микротрещин, растущих устойчиво до размеров $l \approx L$. Условия их слияния определяют $\sigma^{\max}$, и по данным, приведенным в [19], могут быть вычислены из приближенного соотношения:

$$K_1 = \pi(N_1 + N_2);$$

$$N_1 = \sigma_1^{\max} \sqrt{R} \frac{8n^{1/3} - 1}{80(1 - n^{1/3})}; \quad N_2 = -\sigma_2^{\max} \sqrt{R} \frac{(5 + 8,4n^{1/3} - 13,4n^{2/3})}{n^{1/3}(22 - 21n^{1/3})}. \quad (9)$$

Можно оценить некоторые параметры элемента новой структуры — эшелонированной системы трещин. Размеры отдельных трещин задаются соотношениями (3)–(6). Угол α , под которым происходит развитие системы по отношению к главному напряжению σ_1 (рис. 2), можно найти следующим образом.

В непосредственно прилегающем к центральной части трещины материале частично снято напряжение, в результате чего здесь затруднен рост соседней трещины. Эта область по конфигурации примерно соответствует окружности, имеющей радиус $\sim a$ [20]. Пусть расстояние от вершины трещины до очага разрушения $S \sim L$. Тогда α определится выражением

$$\sin \alpha \approx \frac{L}{2a(\sigma_1^*, \sigma_2^*)}.$$

Пример расчета зависимости α от параметров нагружения приведен на рис. 2. Он, в частности, объясняет характер влияния бокового давления на картину разрушения образцов горных пород при статических испытаниях, наблюдаемую экспериментально [11, 17]. При малых боковых давлениях магистральные трещины соизмеримы с размерами образца и не образуют эшелонированных систем в его объеме, а при больших организуется разрушение по эшелону трещин, причем поскольку L постоянно, с ростом σ_2 растет и угол разрушения, который в приведенном примере соответствует α . Отметим здесь, что конфигурация эшелона в зависимости от граничных условий может быть различной. Например, обнаруживаемое при одноосном сжатии образцов горных пород в присутствии значительного трения по торцам последовательное расслоение [10] можно также интерпретировать как формирование эшелона трещин. Магистральные трещины этого эшелона

тормозятся в зоне всестороннего сжатия (вблизи торцов образца). Зарождение каждой последующей трещины, по-видимому, также происходит в сфере действия концентрации напряжений в вершине трещины, а условия, наиболее благоприятные для развития трещины, обеспечиваются в средней части образца. Эшелон представляет собой ряд последовательно укорачивающихся к центру образца магистральных трещин. При стесненной деформации удается наблюдать и другие разновидности развитых эшелонированных систем трещин, связанных с областями всестороннего сжатия [18].

Существует также принципиальная возможность по величине α , длине трещин, расстоянию между ними, трещиностойкости и другим параметрам решать обратную задачу об условиях возникновения существующих систем эшелонированных трещин.

В целом предложенная модель содержит следующие основные компоненты: а) исходную структуру среды, которая может быть представлена типичными элементами; б) неустойчивость элемента исходной структуры при некотором уровне внешнего воздействия; в) направленное распространение этой неустойчивости от одного элемента к другому посредством вносимого первым из них возмущения поля внешнего воздействия. Выполнение совокупности перечисленных условий при некотором внешнем воздействии приводит к повышению ранга структуры. Отсутствие в модели каких-либо требований к физической природе процесса дает возможность применить ее при анализе явлений структурообразования в средах в результате действия широкого круга воздействий различной физической природы.

Л и т е р а т у р а

1. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Соломов Н.Г. Временные последовательности упругих импульсов в процессе разрушения образцов под действием постоянной нагрузки. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 7, с. 25–31.
2. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамин О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений. — Изв. АН СССР Физика Земли, 1974, № 10, с. 107–112.
3. Tchalenko J.S. Similarities between shean sones of different magnitudes. — G. Soc. of Amer. Bull., 1970, v. 81, N 6, p. 1625–1640.
4. Ревуженко А.Ф., Стажевский С.В., Шемякин Е.И. О механизме деформирования сыпучего материала при больших сдвигах. — ФТПРПИ, 1974, № 3, с. 130–133.
5. Rudnicki J.W., Rice J.R. Conditions for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. — J. Mech. Phys. Solids, 1975, v. 23, N 6, p. 371–395.
6. Никитин Л.В., Рыжик Е.И. Разрушение горной породы с внутренним трением и дилатансией. — ДАН СССР, 1976, т. 230, вып. 5, с. 1203–1206.
7. Баренблатт Г.И. Изотермическое распространение шейки в полимерах. — МТТ, 1972, № 6, с. 96–104.
8. Салганик Р.Л. Модель трещиноподобной волны неупругого деформирования в твердом теле (трещина серебра). — МТТ, 1970, № 1, с. 48–60.
9. Barenblatt G.I., Entov V.M., Salganik R.L. Self-maintaining regime for deformation and fracture of solids. — Int. J. Fracture, 1975, v. 11, N 5, p. 887–892.
10. Осипенко Н.М., Ладыгин В.М. О механизме хрупкого разрушения горных пород. — В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М.: Изд-во МГУ, 1973, № 3, с. 130–139.
8. Зак. 951

11. *Mogi K.* Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. — Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ., 1966, v. 44, N 1, p. 215–232.
12. *Сапганиз Р.П.* Механика тел с большим числом трещин. — МТТ, 1973, № 4, с. 149–158.
13. *Линьков А.М.* Об условиях устойчивости в механике разрушения. — ДАН, 1977, т. 233, № 1, с. 45–48.
14. *Ставрогин А.Н., Певзнер Е.Д.* Механические свойства горных пород при объемных напряженных состояниях и разных скоростях деформирования. — ФТПРПИ, 1974, № 5, с. 3–9.
15. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975, 175 с.
16. *Гвоздский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
17. *Gramberg J.* Axiale sprödbbruchbildung zweiter und Höherer ordnung infolge scherender bevegung. Bericht über 11 Länd. I.B.C. Berlin. Ac.-Verlag, 1971.
18. *Соболев Г.А.* Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях. — Наст. сборник, с. 86–99.
19. *Гольдштейн Р.В., Ладыгин В.М., Осипенко Н.М.* Модель разрушения слабо пористого материала при сжатии и растяжении. — ФТПРПИ, 1974, № 1, с. 3–16.
20. *Мусхелишвили Н.И.* Некоторые основные задачи математической теории упругости. 5-е изд. М.: Наука, 1966. 707 с.
21. *Friedman M., Handin J., Alani G.* Fracture-surface energy of rocks. — Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 1972, v. 9, N 6, p. 757–766.
22. *Осипенко Н.М., Ладыгин В.М.* Некоторые практические вопросы линейной механики разрушения горных пород. — В кн.: Физико-технические исследования разработки и обогащения руд. М.: ИФЗ АН СССР, 1973, с. 20–24.

С.И. Зубков, А.А. Гвоздев, Б.В. Костров

ОБЗОР ТЕОРИЙ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В интенсивно развивающемся направлении сейсмологии — физике очага землетрясения — наименее разработанным в настоящее время является вопрос о подготовке землетрясений, непосредственно связанный с проблемой их прогноза. В последние годы в этом направлении достигнут заметный прогресс. Как показали наблюдения, в ряде случаев (но не всегда) удастся выявить зону подготовки землетрясения, в которой происходит заметное уменьшение скоростей распространения сейсмических волн; перед самым землетрясением скорости сейсмических волн возвращаются к первоначальным значениям. Этот результат вместе с данными лабораторных исследований разрушения образцов горных пород и других неоднородных материалов служит отправной точкой теорий подготовки коровых землетрясений, появившихся в последние годы.

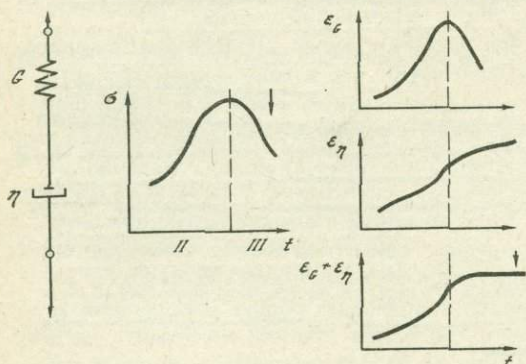
С 1971 г. в секторе сейсмологии ИФЗ АН СССР коллективом авторов [1] разрабатывается качественная теория (или модель) подготовки землетрясения — теория лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ). Согласно этой теории на первой, докритической стадии подготовки землетрясения происходит равномерное, однородное трещинообразование и накопление упругих напряжений. Эту первую стадию деформационного процесса подготовки землетрясения авторы модели ЛНТ не

относят к явлениям предвестникового типа. При достижении в объеме подготовки землетрясения некоторой критической средней плотности трещин наступает вторая стадия деформирования — лавинная стадия трещинообразования — из-за взаимодействия трещин и быстрых, резких изменений локальных полей напряжений вследствие возникновения объединенных трещин больших размеров. Лавинное нарастание числа и размеров трещин приводит к резкому возрастанию скорости общей деформации и изменению интегральных физико-механических характеристик среды: падают скорости упругих волн, меняется электросопротивление, возрастает тесно связанная с трещинообразованием слабая сейсмичность, растет дебит источников, в водах повышается содержание радона.

Предполагается, что далее (на третьей стадии) процесс деформирования не остается устойчивым. Это значит, что в силу неоднородности свойств среды деформация стягивается в узкую зону, в которой формируется несколько относительно крупных трещин. Рост деформаций в этой зоне приводит к тому, что в прилегающем объеме происходит падение напряжений и упругое восстановление — уменьшение деформации, частично за счет закрытия трещин; сами трещины перестают развиваться. Суммарная скорость деформации всей зоны подготовки уменьшается, происходит восстановление многих физико-механических характеристик зоны. На фоне понижающихся напряжений общая деформация зоны подготовки продолжает расти. Если этот процесс изобразить на диаграмме напряжение — деформация, то на ней появится падающий участок: материал не может выдержать прикладываемых напряжений. Узкая зона неустойчивости деформации характеризуется повышенной концентрацией разрывов и представляет собой поверхность будущего магистрального разрыва. Этот разрыв (землетрясение) образуется путем вспарывания перемычек между крупными трещинами. Качественно процесс вспарывания перемычек аналогичен всему процессу в целом, и поэтому ему должно предшествовать краткосрочное и меньшее по величине изменение скорости деформации. Поскольку разрушения одной из перемычек может оказаться недостаточным для вспарывания всего магистрального разрыва, таких кратковременных изменений скорости деформации и обусловленных ими изменений других физико-механических характеристик может быть несколько. Эти флуктуации могут проявляться как предвестники крупных форшоков. Существенным моментом теории ЛНТ является разделение на третьей стадии зоны подготовки на две подзоны: упругую и неупругую.

Для описания общего характера рассмотренного деформационного процесса можно предложить простую схему (рисунок). Предполагается, что упругий элемент соответствует части среды, в которой происходит раскрытие и последующее закрытие трещин; эта область ответственна за наблюдаемое бухтообразное изменение скоростей распространения сейсмических волн. Вязкий элемент отображает неупругие свойства узкой зоны, в которой формируется разрыв. По смыслу модели вязкие свойства начинают проявляться на некоторой стадии процесса и, конечно, не обязаны оставаться постоянными во времени. Движения внешней среды оказывают на зону подготовки (упруговязкий элемент на схеме)

воздействие, отражающееся первоначально в росте напряжения, а затем, по мере развития неупругих деформаций, в спаде напряжений. Изменение напряжений σ во времени схематически показано на рисунке. В правой части рисунка показано изменение деформаций упругой зоны ϵ , следующих за напряжением σ , и монотонное нарастание неупругих деформаций ϵ_η . Полная (суммарная) деформация нарастает вплоть до момента возможного землетрясения, показанного стрелкой. Если построить диаграмму (σ, ϵ) для всего упруговязкого элемента, то на третьей стадии она оказывается падающей: деформации растут при



Временной ход макродеформации ϵ и макронапряжений σ в период подготовки землетрясения по теории ЛНТ

Стадии подготовки: II — лавинное трещинообразование, III — неустойчивое трещинообразование

уменьшении напряжений. Это значит, что среда не может выдерживать достигнутых напряжений, она теряет несущую способность. При этом в зависимости от условий можно ожидать два возможных исхода. Либо напряжения спадают в процессе сравнительно медленного движения (как иногда говорят, крипа), либо процесс становится динамическим, среда скачком переходит в новое положение равновесия — происходит землетрясение.

Деформации упругого элемента (упругой области) характеризуется бухтообразным ходом. Поэтому аналогичные изменения можно ожидать и для физико-механических свойств среды (скорости распространения волн, удельное сопротивление и др.).

В небольшой работе В. Стюарта [2] предложена макроскопическая модель подготовки землетрясения, аналогичная рассмотренной модели ЛНТ. Разница состоит в том, что зона концентрации деформаций предполагается совпадающей с имеющимся разломом. Слой раздробленной породы, выстилающий поверхность разлома, по предположению В. Стюарта, ведет себя как материал с падающей диаграммой напряжение—деформация. Сходные соображения изложены в обширных работах Б. Брэди [3–5]. Однако в его схеме нет упругой зоны, а зона развития деформации (концентрации отрывных трещин) образует „мягкое упругое включение” с пониженными эффективными модулями упругости. Появление включения (при расчетах принималось, что модули убывают в три раза) приводит к перераспределению напряжений вокруг включения и к закрытию ранее образовавшихся трещин.

Все упомянутые теории близки между собой и наибольшее различие состоит, пожалуй, в том, что зона концентрации деформаций образуется либо на новом месте (теория ЛНТ), либо она приспособляется к заранее имеющемуся разлому (модель Стюарта). В этом смысле модель Стюарта можно считать частным случаем модели ЛНТ.

Рассмотренные модели — „сухие“, т.е. вода в них не играет роли. Особняком стоит модель, в которой перемещениям воды придается большое значение.

В США рядом ученых [6, 7] с 1972 г. разрабатывается дилатантно-диффузионная теория подготовки землетрясения (ДД-модель). Согласно этой теории в течение первой стадии макронапряжения возрастают, но трещины еще не начинают открываться или образовываться. На второй стадии при дальнейшем росте напряжений образуются раскрытые трещины, что объясняет уменьшение скоростей распространения сейсмических волн. При раскрытии трещин пористость увеличивается и в образовавшиеся поры из окружающей среды начинает диффундировать вода. На следующей стадии предполагается, что скорость диффузии воды в открытые трещины становится больше, чем скорость дилатансии, так как по данным лабораторных исследований при высоких давлениях проницаемость в дилатантных породах резко возрастает. Вода заполняет дилатантную породу, вызывая возвращение скоростей сейсмических волн обратно к их первоначальному уровню. Заполнение водой с последующим возрастанием порового давления уменьшает эффективное всестороннее давление и прочность пород и приближает момент возникновения землетрясения. Основная отличительная особенность ДД-модели — диффузия воды в трещины как главный фактор, провоцирующий землетрясение, — не позволяет применять ее, по крайней мере в тех районах и на тех глубинах, где воды мало или почти нет.

На основании проведенного обзора можно сделать следующие основные выводы. Во всех теориях подготовки землетрясений справедливо подчеркивается главенствующая роль трещинообразования на первом этапе необратимого процесса подготовки землетрясения. Лавинное нарастание этого процесса вызывает сильное изменение физико-механических свойств среды. Неустойчивость процесса трещинообразования при падающем макронапряжении представляет собой вторую основную особенность процесса подготовки землетрясения для условий квазистатических нагрузок и отсутствия свободных границ разрушающегося объема в недрах Земли.

Сейчас, пожалуй, нет смысла вдаваться в детали каждого из рассмотренных вариантов и проследивать их различия. Каждый из вариантов представляется допустимым и, возможно, каждая из схем реализуется в соответствующих условиях.

В первую очередь сейчас требуются экспериментальные данные, подтверждающие реальность рассмотренных процессов при фактических землетрясениях. Получить такие данные очень трудно — время и место сильного землетрясения неизвестны.

Однако было бы очень интересно получить по полевым наблюдениям, например, уменьшение деформаций в упругой части зоны подготовки

(как предполагается в теории ЛНТ). Важно выяснить, насколько существенна роль воды. Тут, в частности, могут оказаться полезными электрические измерения: водонасыщение породы сильно сказывается на удельной электропроводности. Связь воды с землетрясениями установлена рядом наблюдений (изменение уровня в источниках, стимулирование толчков закачиванием воды в скважины и т. д.). Интересно выяснить, возможно ли развитие очага неглубокого землетрясения без существенного перемещения воды.

Недостатком всех рассмотренных теорий является отсутствие количественного критерия возникновения главного разрыва, соответствующего землетрясению данного энергетического класса (конечно, если такой критерий вообще возможен). Появление такого критерия позволило бы, по-видимому, решить вопрос о том, в каких случаях процесс квазипластической деформации в зоне будущего магистрального разрыва приводит к землетрясению определенной силы, а в каких появляется лишь ложный предвестник — предвестник без последующего землетрясения. Величина неустойчивой квазипластической деформации и форма области трещинообразования (а следовательно, и характеристики временного хода различных предвестников) зависят от вида напряженного состояния очаговой зоны. Вопросы влияния вида напряженного состояния на процесс трещинообразования и предвестники землетрясений с учетом реологических свойств горных пород должны быть детально разработаны в будущей общей теории подготовки землетрясений, основу дальнейшего развития которой будут по-прежнему составлять законы механики разрушения, взаимодействия и развития ансамбля трещин. Вместе с тем серьезное внимание должно быть уделено магнитным, электрическим, геохимическим и гидротермальным процессам, сопровождающим процесс трещинообразования.

Рассматриваемые теории подготовки землетрясений носят в основном качественный характер, количественные оценки предвестниковых эффектов связаны со значительными трудностями и только начинают развиваться.

Л и т е р а т у р а

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, с. 6—29.
2. Stuart W.D. Diffusionless dilatancy model for earthquake precursors. — *Geophys. Res. Lett.*, 1974, v. 1, N 6, p. 261—264; 1975, v. 2, N 6, p. 263—264.
3. Brady B.T. Theory of earthquakes (1). — *Pure and Appl. Geophys.*, 1974, v. 112, N 4, p. 701—726.
4. Brady B.T. Theory of earthquakes (2). — *Pure and Appl. Geophys.*, 1975, v. 113, N 1/2, p. 149—168.
5. Brady B.T. Theory of earthquakes (4). General implications for earthquake prediction. — *Pure and Appl. Geophys.*, 1976, v. 114, N 6, p. 1031—1082.
6. Nur A. Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of t_S/t_P travel times. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1972, v. 62, N 5, p. 1217—1222.
7. Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction a physical basis. — *Science*, 1973, v. 181, N 4102, p. 803—809.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ РАЗРУШЕНИЯ И СКОЛЬЖЕНИЯ ПО ГОТОВЫМ РАЗЛОМАМ

В настоящей статье описаны результаты экспериментальных исследований явлений, которые принято называть *stable-sliding* и *stick-slip*¹. Ниже эти термины будут переводиться как устойчивое и неустойчивое скольжение соответственно. Оба эти типа скольжения исследовались при различных условиях деформирования образцов горных пород или других материалов. Существенной чертой экспериментов являлось наличие внутри образцов заготовленных площадок, по которым может осуществляться скольжение разных частей образца. Необходимо отметить, что указанные экспериментальные исследования проводились с целью моделирования процессов разрушения материала земных недр. Обычно предполагается, что закономерности процесса скольжения с трением должны существенно влиять на характер вспарывания разрыва в земных недрах.

Характер диаграммы деформация — напряжение. Традиционно основная информация о процессе деформирования образца черпается из диаграммы деформация—напряжение, получаемой при испытаниях. Последние, как правило, проводятся в условиях трех- или двухстороннего напряженного состояния. В первом случае образцы горных пород имеют форму цилиндра, а во втором — параллелепипеда. В большинстве случаев образцы разрезаны на две половины и скольжение осуществляется по поверхности разреза. Иногда образцы имеют вид трех прижатых друг к другу параллелепипедов.

В работах [1–4] исследовался характер процесса скольжения для горных пород, находящихся в различных условиях. Было установлено, что на характер скольжения существенное влияние оказывают: вид горной породы, всестороннее давление, шероховатость контакта и температура.

Существенно, что в зависимости от условий эксперимента вид диаграммы деформация—напряжение соответствует скольжению с потерей устойчивости или без нее (рис. 1). Следует отметить, что указанная диаграмма практически линейна вплоть до момента потери устойчивости. Непосредственно перед потерей устойчивости наблюдается некоторая нелинейность, для детального исследования которой были выполнены специальные эксперименты. Например, Дж. Дитерихом было показано, что нелинейность диаграммы деформация—напряжение обусловлена изменением скорости устойчивого скольжения. Это изменение наблюдается перед моментом потери устойчивости и может рассматриваться как ее предвестник. Дж. Дитерихом и В. И. Мячкиным было сделано предположение, что перед потерей устойчивости вдоль разреза с дос-

¹ В русском языке адекватных по значению кратких терминов нет.

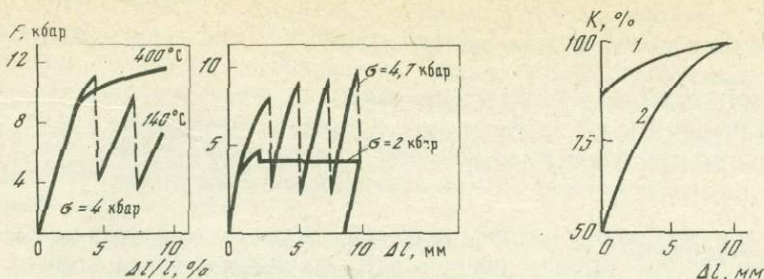


Рис. 1. Зависимость характера скольжения от условий опыта
 Δl — перемещение; $\Delta l/l$ — нормированное перемещение; F — одноосное давление; σ — всестороннее давление

Рис. 2. Характер трещиноватости и зависимость степени раздробленности зерен K внутри слоя от перемещения Δl при толщине слоя 2 мм (1) и 4 мм (2)

таточно малой скоростью распространяется "волна" предварительного скольжения. Как известно, аналогичное явление наблюдалось в натуральных геофизических экспериментах.

Дж. Дитерихом также было проведено детальное исследование характера неустойчивого скольжения. Его результаты, а также результаты работ [5, 6] показали, что неустойчивое скольжение весьма сложное динамическое явление, для которого существенна сильная неравномерность процесса скольжения на неустойчивом участке диаграммы деформация—напряжение.

Развитие трещиноватости в зоне разлома. Необходимо отметить, что при скольжении горных пород на поверхности их контакта образуется область перетертого материала. Аналогичная область существует и между берегами активных тектонических разломов. Эту область принято называть гауч (gouge)-зоной, что можно перевести как "глинка трения". Существует предположение, что деформационные процессы в этой области влияют на поведение всего разлома в целом. Для исследования микромеханизма деформирования в гауч-зоне были поставлены специальные исследования [7].

Цилиндрический образец гранита разрезался по плоскости, ориентированной под углом 30° к его оси симметрии. В область разреза помещалась прокладка из песка толщиной 2 или 4 мм. В воздушно-сухом состоянии образец подвергался действию всестороннего и дополнительного одностороннего давлений. По достижении заданной деформации образец разгружался, и из него изготавливались шлифы, по которым исследовался характер трещиноватости песчаного слоя.

Для оценки степени трещиноватости зерен песка внутри слоя использовалось следующее отношение: $K = (n - n_0) / n_0 \cdot 100\%$, где n — общее число зерен, а n_0 — число нестрескавшихся зерен. С уменьшением толщины песчаного слоя увеличивается раздробленность зерен песка в области не очень больших деформаций (рис. 2). При больших деформациях раздробленность зерен песка практически одинакова для всех испытанных образцов. Отсутствие скачков величин

ны K при значениях Δl , соответствующих моментам неустойчивого срыва или начала скольжения, свидетельствует о том, что в эти моменты не происходит дробления зерен песка.

При изучении трещиноватости песчаного слоя, помимо внутризеренного растрескивания, было обнаружено формирование закономерной системы трещин. Эта система представляет собой достаточно регулярную сетку трещин, секущих песчаный слой под углом примерно 20° к границе слоя и гранита.

Сопоставление характера трещиноватости песчаного слоя с видом диаграммы деформация—напряжение показало следующее. При уве-

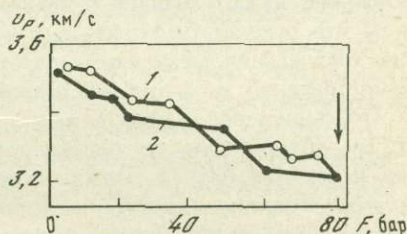


Рис. 3. Изменение скорости продольных волн в процессе нагружения (1) и разгрузки (2)

Стрелкой отмечена нагрузка при проскользывании

личении суммарной необратимой деформации растет число наклонных трещин и их толщина. Таким образом, возникновение и развитие упорядоченной системы трещин можно связать с этапами необратимого деформирования образца.

По мере приближения к моменту неустойчивого или устойчивого скольжения появляются трещины по границе гранита и песчаного слоя. Как после потери устойчивости, так и при устойчивом скольжении на шлифах отмечена трещина сдвига вдоль всей границы гранита и песчаной зоны. В то же время раздробленность зерен внутри песчаного слоя не увеличивается в момент потери устойчивости. Это значит, что неустойчивое скольжение (так же как и устойчивое) происходит вдоль границы песчаного слоя и гранита.

Изменение скоростей упругих волн в процессе скольжения. Исследованию изменения скоростей упругих волн при скольжении контактирующих горных пород посвящено весьма ограниченное количество работ [8, 9]. В работе [8] исследовалось изменение скоростей продольных v_p и поперечных v_s упругих волн в процессе устойчивого деформирования образца вплоть до момента потери устойчивости. Результаты работы [8] показывают, что при приближении момента потери устойчивости начинается уменьшение скорости как продольных, так и поперечных упругих волн. При этом скорость v_p начинает падать гораздо раньше v_s и изменения v_p более существенны. Авторы работы [8] связывают изменение скоростей с явлением дилатансии на поверхности скольжения.

В работе [9] исследовалось изменение скорости продольных волн при устойчивом скольжении блоков горных пород, между которыми имеется прокладка из гранитной крошки. Скорость продольных волн v_p уменьшается непрерывно и постепенно с увеличением сдвиговой нагрузки (рис. 3). При обратном уменьшении сдвиговой нагрузки скорость v_p восстанавливается практически до своего первоначально-

го значения. Авторы работы [9] связывают такое поведение скорости с раскрытием, а затем закрытием трещин в слое гранитной крошки.

Таким образом, из результатов работ [8, 9] следует, что скорости упругих волн падают в процессе устойчивого скольжения до момента потери устойчивости. Необходимо отметить, что подобное явление наблюдалось экспериментально при подготовке землетрясений.

Многие эффекты, наблюдающиеся в описанных модельных исследованиях, имеют аналоги в натуре. Это обстоятельство позволяет считать, что результаты модельных исследований могут быть полезны для обсуждения механизмов физических процессов при подготовке землетрясений на активных разломах.

Описанные выше опыты имеют ряд специфических черт, из-за которых возможность их непосредственного сопоставления с процессами в земных недрах должна подвергаться тщательному анализу. С другой стороны, дальнейшее продолжение моделирования скольжения по разломам и совершенствование экспериментальных методик следует признать необходимым этапом в современной физике очага.

Л и т е р а т у р а

1. Byerlee J.D. Frictional characteristics of granite under high confining pressure. — J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 14, p. 3639—3648.
2. Byerlee J.D., Brace W.F. Stick-slip, stable-sliding and earthquakes-effect of rock type, pressure, strain rate and stiffness. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18, p. 6031—6037.
3. Engelder J.T., Logan J.M., Handin J. The sliding characteristics of sandstone on quartz fault-gouge. — Pure and Appl., 1975, v. 113, N 1, p. 69—86.
4. Ohnaka M. Experimental studies of stick-slip and their application to the earthquake source mechanism. — J. Phys. Earth., 1973, v. 21, N 3, p. 285—303.
5. Jonson T.L., Scholz C.H. Dynamic properties of stick-slip friction of rock. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 5, p. 881—888.
6. Scholz C.H., Molnar P., Jonson T. Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for earthquake mechanism. — J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 32, p. 6392—6406.
7. Байерли Дж., Воевода О.Д., Мячкин В.И., Саммерс Р. Некоторые результаты модельного исследования трещиноватости в зоне разлома. — В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976, т. 1, кн. 2, с. 22—23.
8. Wang C., Goodman R.E., Sandaram P.N. Variations of V_P and V_S in granite premonitory to shear rupture and stick-slip sliding; application to earthquake prediction. — Geophys. Res. Lett., 1975, v. 2, N 8, p. 309—311.
9. Peselnick L., Dieterich J.H., Mjachkin V.I., Sobolev G.A. Variation of compressional velocities in simulated fault gouge under normal and direct shear stress. — Geophys. Res. Lett., 1976, v. 3, N 7, p. 369—372.

О ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ МЕХАНИКИ

Авторами работы [1] при сейсмических исследованиях в районе Гарма впервые обнаружено, что в течение некоторого промежутка времени перед землетрясением отношение времен пробега поперечных и продольных волн снижается по сравнению с его средним значением; наибольшее снижение составляло 14–16%. Аналогичное изменение отношения скоростей продольных v_p и поперечных v_s волн перед землетрясением обнаружено в ряде других сейсмоактивных районов, например в Сан-Франциско (Калифорния, США), где максимальное снижение величины v_p/v_s составляло 15–18% от ее среднего значения [2]. В настоящее время такого рода аномальная изменчивость отношения скоростей v_p/v_s принята в качестве одного из предвестников землетрясения.

Подвергнем эффект изменчивости скоростей объемных сейсмических волн теоретическому анализу на упругой однородной сжимаемой модели слоистого массива горных пород.

Поведение слоистого массива под нагрузкой во многом предопределяется контрастностью деформативных и прочностных свойств его слоев и зон их контакта. Воспользуемся моделью массива, построенной для целей статического расчета напряженного состояния и прочности подземных сооружений [3, 4]. В ней плоские деформации вкрест простираения слоев представляются нагруженной на бесконечности упругой невесомой плоскостью с двоякопериодической системой коллинеарных щелей, соответствующей зонам контактирования слоев. Щели предполагаются такими, что их противоположные берега могут смыкаться. Этот контакт в зависимости от внешних усилий может быть полным, когда щель сомкнута на всем протяжении (математическая щель), частичным (физическая щель) или же полностью отсутствовать (открытая щель).

Итак, упругая изотропная плоскость, ослабленная двоякопериодической системой прямых щелей равной длины $2l$, нагружена на бесконечности в направлениях поперек и вдоль щелей сжимающими усилиями интенсивностей q и p соответственно. Обозначим основные периоды $2\omega_1$ и $2\omega_2$, причем $\text{Im}(\omega_2/\omega_1) > 0$, S — область, представляющая внешность системы щелей, L — контуры щелей, L_0 — основной контур. Поместим начало прямоугольных координат xoz в середине основного контура, направив ось абсцисс вдоль щели, а ось ординат вертикально вверх (рис. 1).

Уравнения равновесия имеют вид

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = 0.$$

В поле сжимающих усилий прежде сомкнутся средние части берегов каждой щели, образуя при этом три участка: контакт и два свободных.

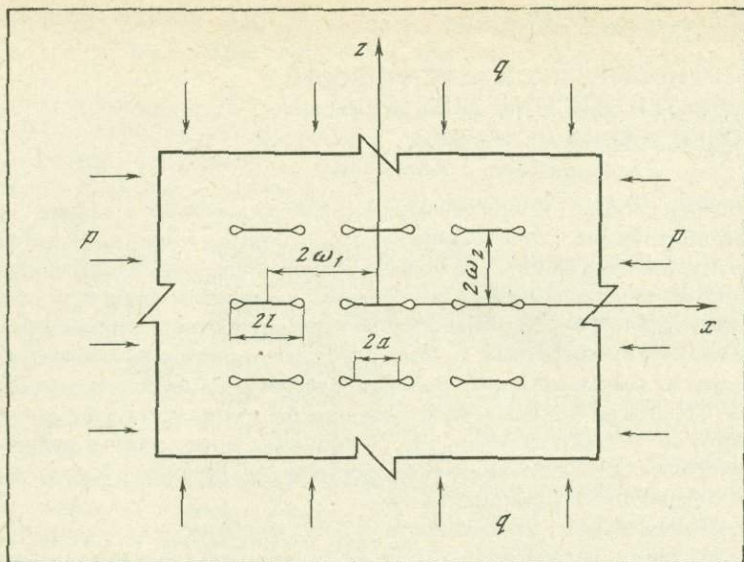


Рис. 1. Схема задачи с двоякопериодической системой физических щелей

Граничные условия на участке контакта $(-a, a)$

$$\sigma_z^+ = \sigma_z^-, \tau_{xz}^\pm = 0,$$

на свободных участках $(-l, -a)$ и (a, l)

$$\sigma_z^\pm = \tau_{xz}^\pm = 0.$$

Компоненты напряжений $\sigma_x, \sigma_z, \tau_{xz}$ в любой точке плоскости со щелями выражаются формулами Колосова—Мусхелишвили:

$$\begin{aligned} \sigma_x + \sigma_z &= 4 \operatorname{Re} \Phi(\zeta), \\ \sigma_z - i\tau_{xz} &= \Phi(\zeta) + \Omega(\zeta) + (\zeta - \bar{\zeta}) \overline{\Phi'(\zeta)}, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\Phi(\zeta)$ и $\Omega(\zeta)$ — голоморфные в S функции комплексного переменного $\zeta = x + iz$.

Решение поставленной задачи приведено в работах [3, 4]. Выражения функций $\Phi(\zeta)$ и $\Omega(\zeta)$ имеют вид

$$\begin{aligned} 2\Phi(\zeta) &= q \frac{X_a(\zeta)}{X_l(\zeta)} + \frac{p-q}{2}, \\ 2\Omega(\zeta) &= q \frac{\bar{X}_a(\zeta)}{\bar{X}_l(\zeta)} - \frac{p-q}{2}, \end{aligned} \quad (2)$$

где $X_\beta(\zeta) = \sqrt{\sigma(\zeta - \beta)\sigma(\zeta + \beta)}$, $\sigma(\zeta)$ — сигма-функция Вейерштрасса. Длина $2a$ участка контакта берегов щелей при заданной ширине щелей δ ,

сопоставимой с деформациями, определяется из интегрального уравнения

$$\frac{\delta G}{2(1-\nu)q} = \int_{-1}^{-a} \frac{X_a(x)}{X_{II}(x)} dx,$$

где ν — коэффициент Пуассона, G — модуль сдвига.

С помощью (1) и (2) полностью определяется напряженно-деформированное состояние упругой плоскости в любой точке. Но, помимо локальных свойств, необходимо знать жесткость плоскости в целом, что составляет основное содержание задачи приведения.

Бесконечная упругая изотропная плоскость, ослабленная двоякопериодической системой щелей, в целом работает как некоторая сплошная трансверсально-изотропная плоскость. Это следует из континуальной теории среды с однонаправленными трещинами. Приведенные упругие параметры сплошной среды найдутся в предположении, что плоскости с системой щелей и сплошная эквивалентны, если при одинаковых нагрузках они подвержены одинаковым средним деформациям.

Для рассматриваемой трансверсально-изотропной плоскости обобщенный закон Гука имеет вид

$$\epsilon_x^0 = b_{11} \sigma_x^\infty + b_{13} \sigma_z^\infty; \quad \epsilon_z^0 = b_{13} \sigma_x^\infty + b_{33} \sigma_z^\infty; \quad \gamma_{xz}^0 = b_{44} \tau_{xz}^\infty, \quad (3)$$

где

$$b_{11} = \frac{1-\nu_1^2}{E_1}, \quad b_{13} = -\frac{\nu_2(1+\nu_1)}{E_1},$$

$$b_{33} = \frac{1}{E_2} - \frac{\nu_2^2}{E_1}, \quad b_{44} = \frac{1}{G_2}.$$

Здесь $\nu_1, \nu_2, E_1, E_2, G_2$ — пять независимых приведенных упругих постоянных: ν_1 — коэффициент Пуассона, отвечающий расширению в плоскости изотропии, ν_2 — коэффициент Пуассона, отвечающий расширению перпендикулярно плоскости изотропии при сжатии в плоскости изотропии, E_1 и E_2 — соответственно модули Юнга в плоскости изотропии и перпендикулярно ей, G_2 — модуль сдвига для плоскостей, перпендикулярных плоскости изотропии.

Закон Гука для изотропной плоскости со щелями будет:

$$\begin{aligned} \epsilon_x &= \frac{1-\nu^2}{E} \left(\sigma_x - \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_z \right), \\ \epsilon_z &= \frac{1-\nu^2}{E} \left(\sigma_z - \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_x \right), \\ \gamma_{xz} &= \frac{1}{G} \tau_{xz}. \end{aligned} \quad (4)$$

Условие эквивалентности запишем в виде

$$\langle \epsilon_x \rangle = \langle \epsilon_x^0 \rangle, \quad \langle \epsilon_z \rangle = \langle \epsilon_z^0 \rangle, \quad \langle \gamma_{xz} \rangle = \langle \gamma_{xz}^0 \rangle, \quad (5)$$

где $\langle \rangle$ — знак усреднения.

Подставляя (1), (2) и (4) в (5), а затем сравнивая с (3), получаем

$$b_{11} = \frac{1 - \nu^2}{E}, \quad b_{44} = \frac{1}{G} \left[\left\langle \frac{\sigma(\xi)}{x_i(\xi)} \right\rangle - \left\langle \Phi^1(\xi) \right\rangle \right],$$

$$b_{13} = -\frac{1 - \nu^2}{E} \left[1 - \frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \left\langle \frac{x_a(\xi)}{x_i(\xi)} \right\rangle + \frac{\nu}{1 - \nu} \left\langle \Phi^1(\xi) \right\rangle \right],$$

$$b_{33} = -\frac{1 - \nu^2}{E} \left[\frac{\nu}{1 - \nu} + \frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \left\langle \frac{x_a(\xi)}{x_i(\xi)} \right\rangle + \frac{1}{1 - \nu} \left\langle \Phi^1(\xi) \right\rangle \right].$$

Отсюда легко получим приведенные значения $\nu_1, \nu_2, E_1, E_2, G_2$, полагая, что $\nu_1 = \nu, E_1 = E$. Далее нам понадобятся упругие модули C_{ij} . Их выражения имеют вид

$$C_{11} = \frac{1}{\Delta} \left(\frac{1}{E_2} - \frac{\nu_2^2}{E_1} \right), \quad C_{12} = \frac{1}{\Delta} \left(\frac{\nu_1}{E_2} - \frac{\nu_2^2}{E_1} \right), \quad (6)$$

$$C_{13} = \frac{\nu_2(1 + \nu_1)}{\Delta E_1}, \quad C_{33} = \frac{1 - \nu_1^2}{\Delta E_1}, \quad C_{44} = G_2,$$

$$C_{66} = \frac{1}{2} (C_{11} - C_{12}) = \frac{E_1}{2(1 + \nu_1)}, \quad \Delta = \frac{1 + \nu_1}{E_1} \left(\frac{1 - \nu_1}{E_2} - \frac{2\nu_2^2}{E_1} \right).$$

Рассмотрим плоские упругие нормальные волны, нормаль к фронту которых лежит в плоскости (xoz). В общем случае однородного анизотропного тела в нем существует три типа плоских нормальных волн, скорости которых определяются из уравнения Кристоффеля, имеющего три действительных корня [5]:

$$\det |\lambda_{ij} - \delta_{ij} \lambda| = 0, \quad (7)$$

где $\lambda_{ij} = C_{ijkl} \alpha_k \alpha_m$, $\lambda = \rho C^2$. Здесь α_m — направляющие косинусы нормали, ρ — плотность, C — скорость распространения. В нашем случае уравнение (7) принимает вид

$$(\lambda_{22} - \lambda) [(\lambda_{11} - \lambda)(\lambda_{33} - \lambda) - \lambda_{13}^2] = 0. \quad (8)$$

Направление распространения волны совпадает с нормалью к фронту только в случае их распространения в плоскости изотропии или перпендикулярно ей [5, 6]. По другим направлениям нормаль к фронту составляет некоторый угол с направлением распространения волны. Такие волны по аналогии с изотропным случаем получили название квазипродольных и квазипоперечных [6]. Из (8) следуют квазипродольная и две квазипоперечных (вертикальная и горизонтальная поляризации) скорости распространения нормальных плоских волн:

$$\rho \nu_{SH}^2 = C_{66} \sin^2 i + C_{44} \cos^2 i, \quad (9)$$

$$2\rho \nu_{P,SV}^2 = (2C_{44} + K) \pm \sqrt{K^2 - (bh - d^2) \sin^2 2i},$$

где i — угол между нормалью к фронту и осью oz , $b = C_{11} - C_{44}$, $h = C_{33} - C_{44}$, $d = C_{13} + C_{44}$, $K = b \sin^2 i + h \cos^2 i$, а C_{ij} определяются выражениями (6).

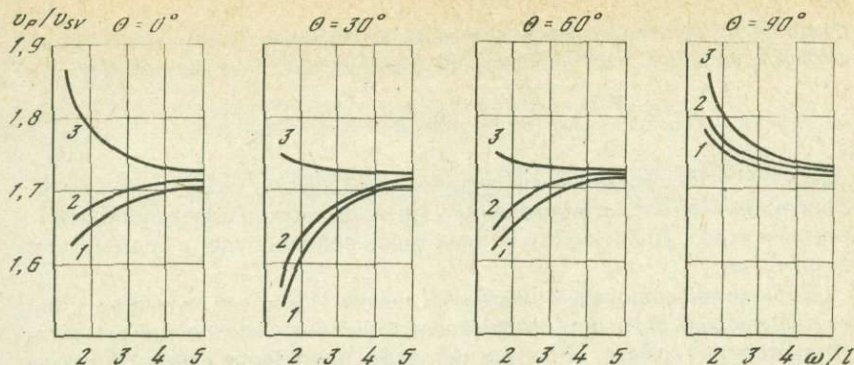


Рис. 2. Зависимость отношения v_P/v_{SV} от относительного расстояния между щелями ω/l .

1 — $a/l = 0$; 2 — $a/l = 0,4$; 3 — $a/l = 1$

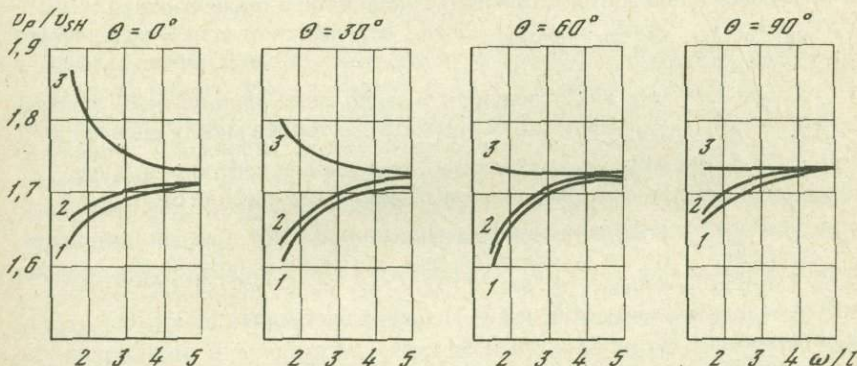


Рис. 3. Зависимость отношения v_P/v_{SH} от относительного расстояния между щелями ω/l .

1 — $a/l = 0$; 2 — $a/l = 0,4$; 3 — $a/l = 1$

Из (9) видно, что в направлении ox (в плоскости изотропии, $i = 90^\circ$)

$$v_{P\parallel} = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}}, \quad v_{SV\parallel} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}, \quad v_{SH\parallel} = \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}}.$$

$v_{SH\parallel}$ совпадает со значением v_S для изотропной среды.

В направлении oz (перпендикулярно плоскости изотропии, $i = 0^\circ$)

$$v_{P\perp} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}, \quad v_{SV\perp} = v_{SH\perp} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}.$$

В выражениях (9) угол i является неизвестным, если задано направление распространения волны, по которому распространяется энергия возмущения. Это направление получило название сейсмического луча, а ско-

рость по этому направлению — лучевой. В параметрическом виде лучевая скорость выводится из уравнения огибающих семейства фронтов волн [6]:

$$V(i) = \sqrt{v^2 + \left(\frac{dv}{di}\right)^2}, \quad \Theta(i) = i + \arctg\left(\frac{d \ln v}{di}\right). \quad (10)$$

Здесь Θ — угол, составленный сейсмическим лучом с осью oz . Теперь по заданному Θ из второго уравнения (10) и (9) можно определить неизвестный угол i . Для каждого из трех типов волн он будет в общем случае различным.

В заключение проведем численный анализ. Исходные величины — плотность ρ , модуль Юнга E и коэффициент Пуассона ν изотропной матрицы — соответствуют граниту [7]. Решение задачи приведения дано в безразмерных переменных — относительных длине контакта a/l и расстоянии между щелями ω/l . Расчет проведен для значений угла Θ от 0 до 90° с шагом 10° , a/l от 0 до 1,0 с шагом 0,2 и $\omega/l = 1,5; 2,0; 3; 5$.

Получены значения лучевых и нормальных скоростей, незначительно отличающиеся для соответствующих типов волн, а также соотношений v_P/v_{SV} , v_P/v_{SH} , v_P/v_{SV} , v_P/v_{SH} . Угол i отличается от угла Θ максимум на 8° при $\omega/l = 1,5$.

Из сравнения рис. 2 и 3 следует, что наибольшее влияние на отношения v_P/v_{SV} и v_P/v_{SH} оказывает относительное расстояние между щелями ω/l .

При $\omega/l = 5,0$ их отношения близки к значению для изотропной среды ($v_P/v_S = 1,73$) для всех направлений. Наибольшее падение отношений v_P/v_{SV} и v_P/v_{SH} отмечается для значений $\Theta = 40 \div 50^\circ$. Степень понижения отношений v_P/v_{SV} и v_P/v_{SH} для угла $\Theta = 40^\circ$ — при открытой ($a/l = 0$) и полностью закрытой ($a/l = 1$) щелях составляет 11,2 и 10,7% соответственно.

Таким образом, анализ предлагаемой упругой модели слоистой или упорядоченно трещиноватой толщи горных пород четко обнаруживает эффект изменения соотношения скоростей объемных волн. Этот эффект оказывается следствием изменения пористости и плотности зон контактирования слоев и отдельностей, связанного с внешними силами — процессами в очаге землетрясения. Модель открывает значительные перспективы для исследования и прогноза условий возникновения этого предвестника землетрясений в различных геолого-структурных условиях залегания горных пород.

Л и т е р а т у р а

1. Нерсесов И.Л., Семенов А.Н., Симбирева И.Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 334–343.
2. Whitcomb J.H., Garmany J.D., Anderson D.L. Earthquake prediction: variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake. — Science, 1973, vol. 180, p. 632–635.
3. Ержанов Ж.С., Тусупов М.Т. Модель сжимаемого слоистого горного массива. — В кн.: Проблемные вопросы механики горных пород. Алма-Ата: Наука, 1972, с. 3–26.

4. Ержанов Ж.С. Модель горного массива с двоякопериодической системой физических щелей. — В кн.: Механика деформируемых тел и конструкций. М.: Машиностроение, 1975, с. 183—188.
5. Ляв А. Математическая теория упругости. М.: ОНТИ, 1934.
6. Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука, 1974.
7. Anderson D.L., Minster B., Cole D. The effect of oriented cracks on seismic velocities. — J. Geoph. Res., 1974, v. 79, N 26, p. 4011—4015.

С.Д. Виноградов, К.И. Кузнецова,
А.Г. Москвина, В.В. Штейнберг

ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РАЗРЫВА И ИЗЛУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Исследование условий образования и механизма действия очага землетрясения имеет большое значение для понимания сущности сейсмического процесса и для разработки методов прогноза сейсмической опасности. Сложности, возникающие на пути исследователей, определяются тем, что процесс подготовки и возникновения землетрясения протекает под влиянием многочисленных и трудноучитываемых факторов, таких, как напряженное состояние и скорость деформации среды, ее реологические свойства, неоднородность среды и связанная с этим неоднородность поля напряжения и т.д. При этом прямые данные о физических характеристиках среды, в которой образуется очаг землетрясения, и о характеристике распространения разрыва, как правило, отсутствуют.

В настоящее время параметры очага землетрясения (сейсмический момент, размеры источника, скорость распространения разрыва, величина сброшенного напряжения) определяются посредством сопоставления материалов наблюдения с аналогичными данными, получаемыми при теоретическом моделировании. Один из возможных путей заключается в представлении очага в виде точечного источника, временная функция которого $D(t)$ имеет либо вид функции Хевисайда, что соответствует мгновенному перемещению бортов разрыва, либо косой ступени, когда время действия источника конечно [1, 2]. Естественно, что рассмотрение источника как точечного правомочно только тогда, когда его размеры много меньше длины сейсмической волны и эпицентрального расстояния [3]. Эти ограничения приводят к необходимости использовать для определения параметров очагов больших землетрясений длинноволновые телесеismicкие наблюдения. При этом теряется ценная информация об особенностях движения разрыва, которая извлекается из анализа мощного некогерентного коротковолнового излучения, ответственного за разрушительный эффект в эпицентральной зоне.

При описании модели протяженного очага обычно делаются следующие априорные предположения: площадка разрыва является плоской, перемещение бортов происходит путем скольжения вдоль этой площадки (отсутствует отрывная компонента), амплитуда перемещения одинакова во всех точках площадки, скорость распространения разрыва не меняется со временем. Однако реальные, особенно большие, землетрясения отличаются, как правило, сложным характером и во многих случаях выходят за рамки простых моделей. На сейсмограммах некоторых землетрясений выделяется ряд вступлений, соответствующих отдельным актам — толчкам (так называемые множественные землетрясения) [4, 5]. Разрыв значительной протяженности, распространяясь в неоднородной среде, может менять на отдельных участках скорость, направление распространения, величину подвижки и т.д. Соответственно и механизм, определенный по первым вступлениям, может не соответствовать генеральному. Сложный характер разрыва отражается на форме сейсмограммы и ее спектре. Так, длиннопериодную часть спектра часто трудно аппроксимировать одной горизонтальной линией, а огибающая высокочастотной части спектра может состоять из нескольких отрезков с различными наклонами. До сих пор неясно, в какой мере отдельные параметры очага влияют на спектр сейсмического излучения.

При этих обстоятельствах большое значение имеет так называемый контролируемый эксперимент, при котором известны физические условия образования разрыва, характер его распространения и особенности сейсмических сигналов, регистрируемых при различных ситуациях. В настоящее время такой эксперимент практически реализуется только в лабораторных условиях.

Сопоставление результатов теоретических исследований, данных лабораторных экспериментов и полевых наблюдений должно позволить более однозначно интерпретировать результаты сейсмологических наблюдений. В данной работе влияние физических условий на излучение разрывом упругих волн рассматривается в механическом аспекте, в основном как влияние неоднородности условий его распространения.

ФОРМА ИМПУЛЬСА, СПЕКТР, СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОМЕНТ

Теоретические и лабораторные исследования. В ряде теоретических исследований численными методами были рассчитаны импульсы от распространяющихся разрывов [6–11]. Расчеты делались на основе дислокационной модели [6–9] или решений для трещины [10, 11]. Во всех работах задавался гладкий разрыв, распространяющийся с постоянной скоростью. Исключение составляет работа Ш. Дас [11], в которой были заданы неоднородные условия на разрыве. На рис. 1, заимствованном из этой работы, представлены условия на разрыве (распределение прочности вдоль разрыва), а также соответствующие им форма импульса и его спектр. Видно, что наличие неоднороднос-

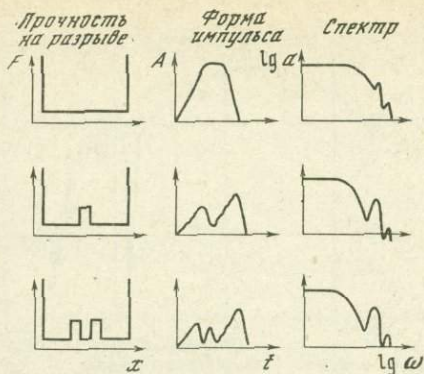
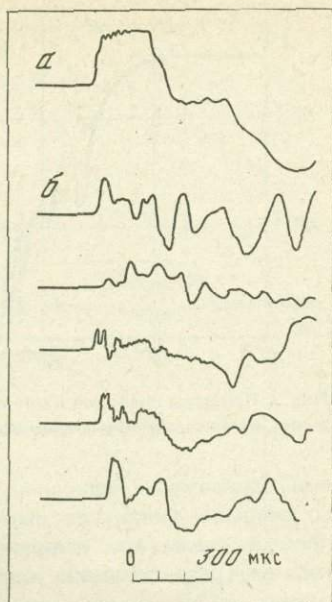


Рис. 1. Форма импульса и его спектр, полученные теоретически для различных условий на разрыве

Рис. 2. Сейсмограммы импульсов, полученные в лабораторных экспериментах, при движении по гладкому разрыву (а) и при разрыве с неоднородностями (б)



тей в распределении прочности вдоль разрыва осложняет форму импульса и соответствующим образом изменяет спектр, в котором заметно увеличивается амплитуда вторичных максимумов.

В лаборатории нами были проведены эксперименты, в которых регистрировались упругие волны от сдвиговой подвижки по подготовленному разрыву [12]. Были проделаны две серии опытов — с гладким разрывом и разрывом, имеющим точечные склейки, расположенные равномерно по его длине. На рис. 2 видно, что наличие склеек существенно осложняет импульс, который становится изрезанным, состоящим как бы из чередующихся импульсов, а в некоторых случаях превращается в знакопеременный. Спектры этих сейсмограмм имеют соответственно разную форму (рис. 3). В случае гладкого шва огибающая спектра представляет две прямые — горизонтальную в низкочастотной части спектра и наклонную в высокочастотной. Четко выражена "угловая точка". В случае неоднородного шва спектры становятся изрезанными, огибающая в высокочастотной части образует две прямые с разными наклонами.

В описываемых опытах делались прямые измерения скачка смещения между берегами разрыва. Поскольку длина разрыва была постоянной, то величина скачка смещения являлась мерой сейсмического момента. Регистрация упругих волн производилась в одной и той же фиксированной точке. В этих условиях можно считать, что максимальная амплитуда импульса была аналогом магнитуды. По полученным данным построены корреляционные графики между скачком и максимальной амплитудой импульса для гладкого разрыва и разрыва с неоднородностями (рис. 4). Приведенные графики показывают, что

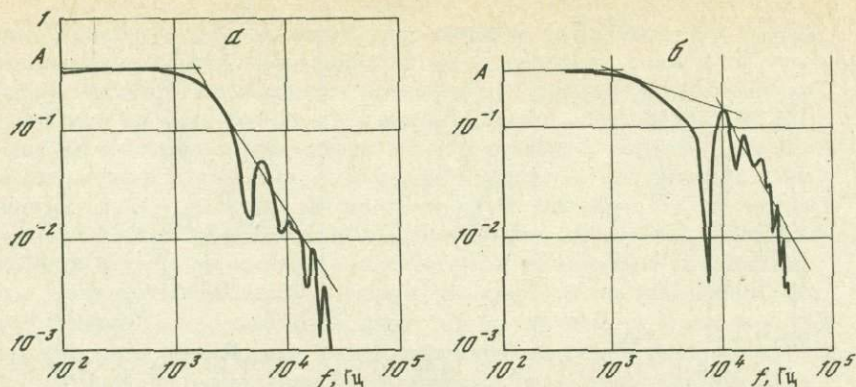


Рис. 3. Примеры спектров импульсов, полученных при движении по гладкому разрыву (а) и по разрыву с неоднородностями (б)

при одинаковых величинах скачка смещения в случаях неоднородного разрыва амплитуда импульса намного больше (до 10 раз). Сам процесс срыва при наличии склеек происходил при нагрузках в полтора-два раза больших, чем без склеек, и давал большую высвобожденную энергию.

Таким образом, теоретические расчеты и лабораторный эксперимент показывают, что внесение неоднородностей на разрыв существенно влияет на излучение сейсмических волн: усложняется форма импульса и его спектра. Импульс и амплитудный спектр становятся более высокочастотными. При появлении неоднородностей на разрыве изменяется соотношение между магнитудой и сейсмическим моментом: увеличивается эффективность сейсмического излучения.

Полевые наблюдения. Характерными примерами землетрясений, возникающих в пределах зон со сложным геологическим строением, являются Могодские землетрясения 1967 г. и Дагестанское землетрясение 1970 г. [5, 13].

Эпицентры Могодских землетрясений расположены в Центральной Монголии в зоне довольно сложной тектоники, для которой характерно пересечение разломов меридионального, северо-восточного и широтного простирания. Вся 45-километровая трасса основного разлома и многочисленных сопутствующих и оперяющих трещин отчетливо прослеживается на поверхности. Эпицентр главного толчка с $M = 7^{3/4}$ расположен на севере, у пос. Могод, эпицентр сильнейшего афтершока ($M \approx 7$) — на юге, у г. Тулээт. Разрывные разрушения при землетрясении носят самый разнообразный характер. Здесь наряду со сдвигами, взбросами и надвигами существуют и трещины отрыва. Величина смещения крыльев разрыва варьирует вдоль разлома.

Сложная трасса очаговых разломов, разнообразный характер движения по ним, значительные вариации величины подвижки, наличие многочисленных вторичных разрывов говорят о сложности очагового процесса. Вид спектра и "истинного" движения почвы, восстановленного из сейсмограммы путем исправления ее за влияние прибора и

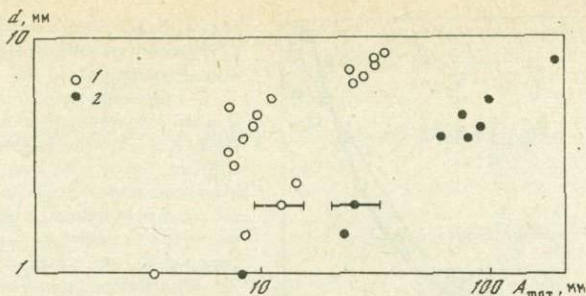


Рис. 4. Корреляция между максимальной амплитудой импульса $A_{\max}$ и величиной подвижки d по разрыву

1 — гладкий разрыв; 2 — разрыв с неоднородностями

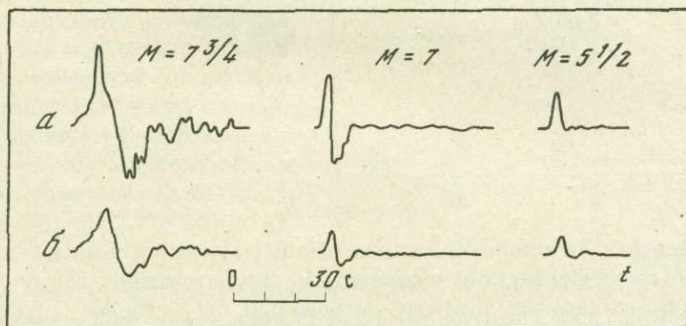


Рис. 5. Сейсмограммы Могодского землетрясения с $M = 7 \frac{3}{4}$ и двух его афтершоков; ЦСО "Обнинск"; прибор СД-1

а — без учета влияния земной коры; б — с учетом влияния земной коры

земной коры, подтверждает это (рис. 5). Запись P -волны при главном толчке имеет вид знакопеременного колебания, на фоне которого видны вторичные вступления, особенно отчетливые в начальной части записи. Несколько более простой вид имеет движение почвы при землетрясении с $M = 7$, и совсем простой однополярный гладкий импульс получен при слабом землетрясении с $M = 5 \frac{1}{2}$.

Соотношение между сейсмическим моментом и магнитудой неодинаково. Для главного толчка и афтершока с $M = 7$ сейсмический момент на 1,5–2 порядка ниже, чем это предполагается теоретической зависимостью $M_0(M)$ [14], в то время как для относительно слабого афтершока с $M = 5,5$ сейсмический момент хорошо согласуется с данными мировой статистики [15] и кривой Аки (рис. 6). Вероятно, аналогом главного землетрясения, особенно если разрыв вышел на поверхность и достиг значительных размеров, является "разрыв со склейками". В этом случае форма P -волны и ее спектр значительно усложняются, а зависимость $M_0(M)$ не отвечает теоретической зависимости Аки. При слабом землетрясении, происшедшем на

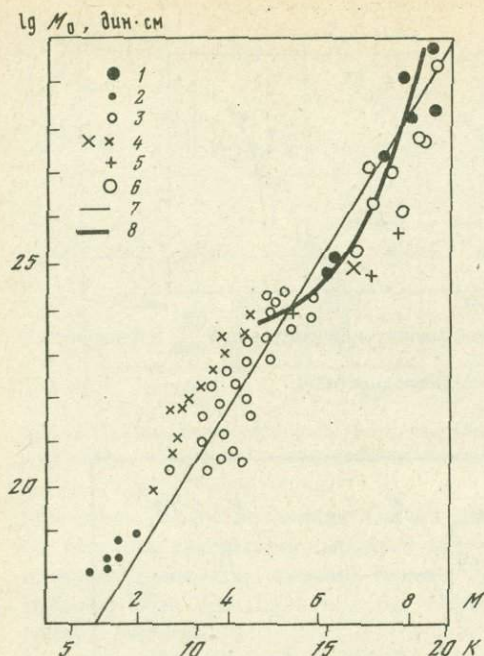


Рис. 6. Корреляция между магнитудой M и сейсмическим моментом M_0 по мировым данным [15]

1 — сильные землетрясения мира, 2 — микроземлетрясения Невады по Райалу, 3 — землетрясения запада США по Виссу и Бруну, 4 — Дагестанское землетрясение и его афтершоки, 5 — Могодское землетрясение и два его афтершока, 6 — определение M_0 по полевым данным, 7 — общее осреднение по всем данным, 8 — кривая по формуле Аки

глубине, превышающей в 2–3 раза линейные размеры очага, условия формирования трещины на всем ее протяжении были более однородными. Вспарывание сейсмического шва в этом случае аналогично развитию гладкого разрыва в лабораторном эксперименте.

Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. ($M = 6,6$) произо-

шло в пределах Дагестанского клина, в зоне сочленения Большого Кавказа и Терско-Сулакской низменности. Землетрясение состояло из нескольких отдельных толчков, сильнейший из которых произошел через 6с после начала землетрясения. Плоскость разрыва, определенная по знакам первых вступлений и совпадающая с простираaniem облака афтершоков, не совпадает ни с одним из видимых на поверхности разломов. Повторные толчки можно разделить на две группы, одна из которых была приурочена к более глубокой части разрыва, тяготеющей к гипоцентру, и названа авторами работ [16, 17] центральной, а другая, названная краевой, — к верхней части разрыва.

Эти две группы афтершоков различаются как характером сейсмического режима, так и параметрами очагов. В центральной зоне основная часть накопленной энергии выделилась в первые же недели серий относительно сильных землетрясений ($M \leq 5,5$). В краевой зоне высокий уровень сейсмической активности сохранялся более трех месяцев, причем была повышена доля относительно слабых толчков ($M < 4,5$). Сейсмограммы большей части центральных афтершоков представляют собой хорошо выраженный однополярный импульс, сопровождаемый слабыми колебаниями, в то время как запись большей части краевых афтершоков имеет сложный вид (рис. 7.). При этом длина записи центральных афтершоков слабо зависит от их энергии и глубины очага, в то время как у краевых афтершоков длина записи заметно возрастает с увеличением энергии и убывает с глубиной очага.

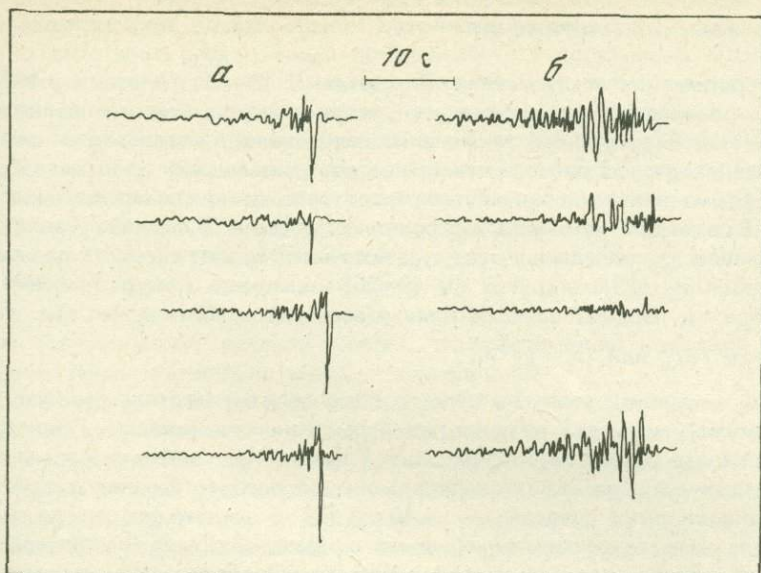


Рис. 7. Примеры сейсмограмм афтершоков Дагестанского землетрясения
а — импульсная форма; б — сложная форма

Совокупность данных говорит, вероятно, о различии условий образования разрывов в этих двух группах. Известная схема распределения напряжений вблизи разрыва в сплошной среде (см., например, [18]) такова: вблизи центральной части разрыва напряжения понижены в результате смещения по нему, а вблизи концов — повышены в силу концентрации на краю нарушения сплошности. Сопоставляя ее с указанными выше особенностями афтершоков разных частей очаговой области Дагестанского землетрясения, можно предположить следующее. Вблизи гипоцентров толчка в обстановке пониженных напряжений реализовались преимущественно уже ослабленные (возможно, в процессе подготовки), относительно гладкие плоскости, излучавшие простые импульсы, а на периферии очаговой области под действием повышенных напряжений шло дробление внезапно нагруженной неоднородной среды, причем разрушались многочисленные места значительной прочности, что вело к формированию более сложных импульсов и к большей эффективности сейсмического излучения.

Таким образом, результаты теоретических, лабораторных и полевых исследований согласуются между собой и указывают на усложнение характера колебаний, увеличение общей сейсмической эффективности и интенсивности короткопериодного излучения при увеличении неоднородности разрыва.

Как следствие этого можно ожидать усиления разрушительного эффекта в эпицентральной зоне при возникновении очага землетрясения в неоднородной среде.

РАЗМЕРЫ РАЗРЫВА, СКОРОСТЬ ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ, СБРОШЕННЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Теоретические исследования. В работах [9, 19–24], в которых очаг моделировался в виде дислокации, распространяющейся мгновенно и с конечной скоростью, а также в исследованиях, в которых очаг землетрясения рассматривался в виде распространяющейся трещины [10, 11], форма излученного импульса и соответственно спектр связываются с размером источника и скоростью процесса. В одних случаях в формулы для определения радиуса источника входят скорости поперечных волн v_s [23], в других [9, 19–25] — скорость распространения разрыва v_r . Во всех случаях зависимость между ними имеет вид

$$S = kv^2 / \omega_c^2 \text{ или } \omega_c^2 = kv^2 / S, \quad (1)$$

где ω_c — угловая частота в точке излома спектра (частота первого минимума), v — одна из принятых характерных скоростей v_s или v_r , S — площадь разрыва. Коэффициент k зависит не только от формы площадки разрыва, но и от направления его распространения и изменится в широких пределах — до 40 раз [9]. В тех случаях, когда кроме спектра имеются независимые данные о размере разрыва (например, область афтершоков или видимый разрыв на поверхности), могут быть сделаны оценки скорости его вспарывания.

Оценку сброшенных напряжений принято производить через сейсмический момент M_0 и размер площадки разрыва S :

$$\Delta \sigma \approx \frac{cM_0}{S^{3/2}} \approx \frac{cM_0 \omega_c^3}{k^{3/2} v_r^3}. \quad (2)$$

Величина c зависит от формы площадки разрыва и изменяется от 1,6 до 2,5.

Использование спектрального метода приводит к соотношению

$$\Delta \sigma \approx M_0 \omega_c^3 / v_r^3, \quad (3)$$

где величины, стоящие в числителе, определяются на основе сейсмограммы, а величина, стоящая в знаменателе, обычно произвольно принимается постоянной.

Данные, имеющиеся в отечественной и зарубежной литературе, показывают, что характерная частота ω_c (f_c , или $T_c = (f_c)^{-1}$) очень слабо зависит от величины землетрясения, меняясь примерно на порядок при изменении магнитуды на четыре единицы или соответственно сейсмического момента на четыре порядка. Поэтому получается, что сброшенное напряжение, оцененное по (3) в предположении постоянной скорости v_r , находится в сильной прямой зависимости от величины землетрясения, а линейный размер разрыва зависит от последней очень слабо (для Дагестанских афтершоков он возрастает всего вдвое при увеличении энергетического класса K на 3 единицы). В совокупности это означает рост плотности энергии на крупных разрывах.

Имеющиеся, пока не очень обширные, экспериментальные данные дают возможность сделать оценки названных параметров и одновременно представить себе границы применимости используемых моделей.

Лабораторные и полевые исследования. Оценки размера и скорости распространения разрыва, сделанные различными методами и на различных объектах, дают разнообразные и иногда противоречивые результаты. Так, были зарегистрированы скорости распространения разрыва, превышающие скорости распространения поперечных волн в материале образца [26–28]. При опытах с трещинами отрыва [29] наблюдались существенно более низкие средние значения v_r , равные 70–150 м/с, причем длительность импульса при длине трещины 30 мм всего в 2 раза превышала длительность импульса от трещины длиной 6 мм. По-видимому, средняя скорость распространения короткой трещины была значительно меньше, чем длинной.

Соотношение размера разрыва, скорости его распространения и характера излучения исследовалось нами в опытах с однородными и неоднородными (со склейками) разрывами в пластине плексигласа. Эту модель можно рассматривать как двумерный аналог круговой дислокации, расширяющейся от середины равномерно во все стороны. В работе [9] радиус дислокации r связывается со скоростью ее распространения v_r и характерным параметром спектра f_c следующим образом:

$$2\pi f_c = \frac{3,64 (v_p/v_s) v_r}{r (1,7 + (v_r/v_s) \sin \theta)}, \quad (4)$$

где f_c — частота излома спектра, v_p и v_s — скорости продольных и поперечных волн соответственно, θ — угол между направлениями разрыва и направлением на точку регистрации. Поскольку значения v_r в опытах оказались порядка 200 м/с, т.е. равными примерно $0,1 v_s$, то, принимая $v_p/v_s = 1,7$ из выражения (4) мы получаем

$$r \approx 0,6 v_r / f_c. \quad (5)$$

Эта формула была использована для определения размеров разрыва по данным контрольного спектрального анализа упругих импульсов. Для гладкого разрыва среднюю скорость его распространения v_r мы определили путем деления половины длины разрыва r , равной 55 мм (движение начиналось в середине разрыва длиной 110 мм), на длительность τ зарегистрированного импульса, хорошо видного на сейсмограмме. Результаты вычисления значения r приведены в табл. 1.

Таким образом, величина $r_{\text{выч}} = 62$ мм практически совпадала с половиной длины разрыва r , равной 55 мм. Оценка разрыва по известной формуле Бруна [23] дает в нашем случае величину $r \approx 400$ –500 мм, в несколько раз превышающую истинный размер разрыва. Подобный расчет был проделан и для неоднородного (со склейками) разрыва.

Поскольку в этом случае форма импульса была сложной и не позволяла достаточно уверенно определять его длительность, рас-

Таблица 1

f_c , Гц	T , мкс	v_r , м/с	$r_{\text{выч}}$
1400	240	230	99
1900	300	183	58
1500	320	172	69
1600	330	167	63
1300	350	157	72
2000	340	162	48
2500	300	183	44
2600	270	200	46
$\bar{r}_{\text{выч}} = 62 \pm 13$			

Таблица 2

f_c , Гц	v_r , м/с	f_c , Гц	v_r , м/с
1800	160	700	64
1200	110	600	55
1100	100	800	73

четы были проделаны "в обратном порядке": по угловой частоте спектра f_c и известной длине разрыва ($r \approx 55$ мм) была рассчитана средняя скорость его распространения v_r (табл. 2).

Расчет показал, что скорость распространения неоднородного разрыва заметно меньше, чем однородного. Это согласуется с физическим представлением о том, что движение по неоднородному разрыву является прерывистым, с ускорением и остановками, в результате чего понижается среднее значение скорости его распространения.

Данные о скоростях распространения разрыва существенны при оценке величины сброшенного напряжения $\Delta\sigma$ по формуле (2), куда входит размер разрыва S . Эта оценка зависит, во-первых (если не говорить о непосредственных изменениях параметра на поверхности земли), от используемой теоретической модели и, во-вторых, от вариаций параметров, входящих в модель. Повторим здесь, что наиболее часто используемая модель Бруна связывает длительность импульса только со скоростью поперечных волн, распространяющихся от края разрыва к месту начала движения, не принимая во внимание скорость испарывания разрыва. В этом уже заложено искажение, ведущее в общем случае, вероятно, к заниженным оценкам размера разрыва и соответственно к завышению $\Delta\sigma$. В моделях Г. Беркхемера, А.Г. Москвиной и др. [9, 20, 24] учитывается скорость испарывания, но тогда важно, какое значение ее принимается.

Из сказанного следует, что реальная скорость распространения разрыва может сильно варьировать в зависимости от неоднородности среды. Неоднородность же среды является функцией глубины, структурно-

го уровня (линейного размера объекта) и условий подготовки трассы будущего разрыва. Последние два обстоятельства связаны между собой, но, вероятно, неоднозначно. Возможно, что трассы более крупных, неоднократно оживавших разрывов более однородны, более сглажены, чем мелких. По-видимому, этот случай и имел место в области афтершоков Дагестанского землетрясения, и поэтому отношение сейсмического момента к размеру очага оказалось непостоянным (возрастающим) [17] лишь в результате применения формулы Бруна.

Имеющиеся полевые и лабораторные данные заставляют склониться к мысли, что на самом деле это отношение не возрастает с ростом величины землетрясения. Это означает, что в типичном случае при больших землетрясениях условия для распространения разрыва и снятия напряжения более благоприятны, чем при малых. Однако сейчас еще трудно говорить о виде зависимости M_0/E от M . Не исключено, что она имеет и немонотонный характер.

Л и т е р а т у р а

1. Введенская А.В. Определение полей смещения при землетрясениях с помощью теории дислокаций. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 3, с. 277–284.
2. Honda H. The elastic waves generated from a spherical source. — Sci. Rept. Tohoku Univ. ser. 5, Geophys., 1959, v. 11, N 3, p. 178–183.
3. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
4. Nuazi M. Source dynamics of the Dasht-e Bayaz earthquake of August 31, 1968. — Bull. Seism. Soc. Am., 1969, v. 59, N 5, p. 1843–1861.
5. Горбунова И.В., Шаторная Н.В. О точности определения гипоцентра и протяженности очага сильного землетрясения 14 мая 1970 г. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 2, с. 18–31.
6. Berkheimer H., Jacob K.H. Synthetic seismic pulses from propagating faults. Inst. Meteor. and Geoph. Univ. Frankfurt, 1965, N 7, p. 31–44.
7. Sasatani T. Source process of a deepfocus earthquake in the sea of Okhotsk as deduced from long-period P and SN waves. — J. Phys. Earth, 1974, v. 22, N 2, p. 279–297.
8. Ishida M. Determination of fault parameters of small earthquake in the Kii peninsula. — J. Phys. Earth, 1974, v. 22, N 2, p. 177–212.
9. Москвина А.Г. Поля смещений упругих волн от распространяющихся дислокаций и их сопоставление с сейсмологическими данными: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. 160 с.
10. Madariaga R. Dynamics of an expanding circular fault. — Bull. Seismol. Soc. Am., 1976, v. 66, N 3, p. 639–666.
11. Das S. A numerical study of rupture propagation and earthquake source mechanism. — Submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science. Massachusetts Institute of Technology, 1976. 105 p.
12. Виноградов С.Д. Влияние неоднородности разрыва на излучение упругих волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 1, с. 18–24.
13. Москвина А.Г. Механизм и параметры очага Могодского землетрясения 5 января 1967 г. и двух его афтершоков. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 1, с. 3–17.
14. Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June, 16, 1964. — Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1966, v. 44, N 1, p. 23–88.
15. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 9–27.

16. Штейнберг В.В., Аптекман Ж.Я., Крамынин П.И. Повторные толчки Дагестанского землетрясения 1970 г. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 4, с. 15–28.
17. Кузнецова К.И., Аптекман Ж.Я., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В. Афтершоки последствия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 94–113.
18. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
19. Wyss M., Brune J.N. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California–Nevada region. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 14, p. 4681–4694.
20. Berkhemer H., Jacob K.H. Investigation of the dynamical process in earthquake foci by analyzing the pulses shape of body waves. Inst. Meteor. and Geoph. Univ. Frankfurt, 1968. 86 p.
21. Wyss M., Hanks Th.C. The source parameters of the San-Fernando earthquake inferred from teleseismic body waves. — Bull. Seism. Soc. Am., 1972, v. 62, N 2, p. 591–602.
22. Khattri K.N. Determination of earthquake fault plane, fault area and rupture velocity from the spectra of long period P-waves and the amplitude of SN-waves. — Bull. Seism. Soc. Am., 1969, v. 59, N 2, p. 615–630.
23. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 26, p. 4997–5009.
24. Savage J.C. Relation of corner frequency to fault dimensions. — J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 20, p. 3788–3795.
25. Wyss M., Hanks Th.C. The use of body-waves spectra in the determination of seismic source parameters. — Bull. Seism. Soc. Am., 1972, v. 62, N 2, p. 561–583.
26. Васильев Ю.Ф. Моделирование сейсмического шва. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 3, с. 175.
27. Wu F.T., Thomson K.C., Kuenzler H. Stick-slip propagation velocity and seismic source mechanism. — Bull. Seism. Soc. Am., 1972, v. 62, N 6, p. 1621–1628.
28. Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А. Моделирование сдвиговой подвижки по готовому разлому с трением. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 55–67.
29. Виноградов С.Д. Упругие волны, излучаемые трещиной отрыва и сдвиговой подвижкой по готовому разлому. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 67–74.

А.В. Введенская, Н.В. Голубева

КИНЕМАТИКА И ДИНАМИКА ПРОЦЕССА РАЗВИТИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОЧАГА В СТАТИЧЕСКОМ ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМЛИ

Реальная возможность исследования процесса развития очагов землетрясений появилась после того, как в 1968 г. на сейсмических станциях Советского Союза была установлена сравнительно длиннопериодная широкополосная аппаратура. С тех пор по январь 1977 г. в мире произошло 40 сильнейших землетрясений с магнитудой $M \geq 7,5$. Из них было изучено 35, происшедших по февраль 1976 г. В 34 случаях мы располагали сейсмограммами землетрясений, для четырех из них запись оказалась нечитаемой (либо смещения выходили за пределы ленты, либо

140

на фоне помех не мог быть установлен конец цуга импульсов, либо происходило перекрытие цуга в волнах P цугом в волнах PP). Из 30 землетрясений с читаемой записью 8 имели нетипичную сейсмограмму [6].

Сопоставление частотных характеристик регистрирующей аппаратуры на сейсмических станциях СССР показывает, что минимальным искажающим влиянием обладает прибор ДС-БП [1] с полосой пропускания периодов колебаний 0,5–100 с, который в качестве экспериментального образца был установлен на станции Обнинск в 1972 г. Сейсмограммы, записанные при помощи этого прибора, условно приняты нами в качестве эталона неискаженной записи. Путем сравнения с ней записей того же землетрясения другими приборами представилась возможность установить степень их искажающего влияния при регистрации землетрясения определенной интенсивности M . Анализ записей показал, что землетрясения с $M > 7,5$ с наименьшим искажением записываются приборами СД-1, а землетрясения с $M = 7,5$ — приборами СКД.

Среди 40 сильнейших землетрясений мира были выделены случаи, когда землетрясения повторялись практически в том же эпицентре в течение ограниченного времени, а магнитуда повторного землетрясения отличалась от магнитуды первоначального меньше чем на единицу:

Япония: 16.V 1968, 00 ч, $M = 8,2$ — 16.V 1968, 10 ч, $M = 7,5$;
о-ва Нов. Британия: 14. VII 1971, 06 ч, $M = 7,8$ — 26. VII 1971, 01 ч, $M = 7,7$;
о-в Сахалин: 5.IX 1971, 18 ч, $M = 7,5$ — 8.IX 1971, 11 ч, $M = 6,7$;
Курильские о-ва: 17. VI 1973, 03 ч, $M = 7,9$ — 24. VI 1973, 02 ч, $M = 7,6$;
о-ва Кермадек: 14.I 1976, 15 ч, $M = 7,8$ — 14.I 1976, 16 ч, $M = 7,7$.

При построении силовой модели очага мы исходим из представлений дислокационной теории разрушения твердых тел, согласно которой под действием касательных напряжений в деформируемом теле может происходить внезапное локальное нарастание плотности дефектов структурного строения среды, называемых дислокациями скольжения и связанных со способностью атомных рядов сравнительно легко скользить одни относительно других по определенной плоскости. Уплотняясь в процессе деформирования, дислокации локализуются в макроскопической полосе, состоящей из тонких слоев, между которыми происходит скольжение. Неограниченное уплотнение областей скольжения в пределах каждого слоя приводит к нарушению кристаллического строения материала и появлению пластического течения, при котором скалывающие напряжения в полосе релаксируют, а в окружающей упругой среде на концах полосы возникает концентрация напряжений, которая приводит к последующему развитию разрушения за пределами полосы. Соответственно изложенным представлениям разрушение в очаге будем рассматривать в условиях существования скалывающих напряжений.

Пусть ограниченный объем упругой среды, включающий будущий источник возбуждения сейсмического волнового поля, деформирован силами, приложенными к его воображаемой границе и вызывающими в точках объема напряженное состояние с различающимися главными значениями. Разрушение среды трактуется как убывание или полное

снятие внутренних усилий сопротивления сдвигу на появляющейся поверхности разрушения Σ , которая становится поверхностью разрыва сплошности среды. Определим внешние усилия, теоретически прикладываемые в сплошной упругой среде на месте поверхности разрушения, противоположные по знаку снимаемым внутренним силам сцепления между частицами среды и моделирующие очаг землетрясения. Разрушение среды на площадке Σ выразим через разрыв непрерывности тангенциальных смещений и тангенциальных напряжений при переходе через нее. Смысл разрыва непрерывности смещений, составляющего величину δu , состоит в том, что при подходе к точке площадки с положительной стороны величина тангенциального смещения составляет $-\delta u/2$, а при подходе к той же точке с отрицательной стороны величина смещения равна $+\delta u/2$. Разрыв непрерывности напряжений $\delta \sigma_{kj}$, где $k \neq j$, заключается в том, что при подходе к точке площадки с положительной стороны существует предел величины σ_{kj} , составляющий $\sigma_{kj}(\Sigma_+)$, а при подходе с отрицательной стороны существует предел $\sigma_{kj}(\Sigma_-)$. Эти пределы равны между собой по абсолютной величине, противоположны по знаку, но до момента излучения волн отличаются от значения $\sigma_{kj}(\Sigma)$ в точке площадки.

Для того чтобы определить теоретический силовой источник, выражающий возбуждающее действие плоской площадки разрыва внутри упругого деформируемого тела, введем в рассмотрение замкнутую поверхность разрыва Σ' . Решение уравнения равновесия упругой среды в точке (x, y, z) , расположенной вне замкнутой поверхности Σ' , при переходе через которую имеет место разрыв непрерывности смещений $\delta u_j = u_{j(e)} - u_{j(i)}$ и разрыв непрерывности напряжений $\delta \sigma_{kj} = \sigma_{kj(e)} - \sigma_{kj(i)}$, записывается в виде [2]

$$u_i(x, y, z) = \oint_{\Sigma'} (\sigma'_{ikj} \delta u_j - u'_{ij} \delta \sigma_{kj}) / d\Sigma'.$$

Здесь символ k соответствует оси ориентации нормали $\hat{n}$ к поверхности Σ' . Индексом (e) отмечены значения компоненты смещения u_j и компоненты напряжения σ_{kj} при подходе к поверхности Σ' со стороны внешней нормали, а индексом (i) — значение тех же компонент, но при подходе к Σ' со стороны внутренней нормали. Выражение u'_{ij} имеет форму известного решения уравнения равновесия в точке (x', y', z') поверхности Σ' для сосредоточенной единичной силы, приложенной в точке (x, y, z) и ориентированной по оси x_i , а σ'_{ikj} — форму найденных по смещениям u'_{ij} соответствующих напряжений в той же точке. Так как точка (x, y, z) лежит вне Σ' , то напряжения σ'_{ikj} на поверхности Σ' приводятся к системе сил, находящихся в равновесии.

Напомним, что если на поверхности Σ' происходит разрыв непрерывности напряжений, т.е. при подходе к Σ' со стороны внешней нормали они равны σ_{kj} , а при подходе со стороны внутренней нормали — нулю, то, чтобы удерживать поверхность Σ' неизменной, к ее точкам должны быть приложены массовые (объемные) силы $\rho_0 K_j$, определяемые условием: $\partial \sigma_{kj} / \partial x_k + \rho_0 K_j = 0$, где ρ_0 — плотность среды. Тогда

силы, приложенные в точке, которую включает элемент $d\Sigma'$, со стороны внешней нормали к площадке $d\Sigma'$ выражаются поверхностными усилиями $\sigma_{kj}d\Sigma'$, а со стороны внутренней нормали — силами $\rho_0 K_j dV$, отнесенными к единице массы. Очевидно, что возбуждающее действие разрыва на окружающую упругую среду можно представить как воздействие объемных и поверхностных внешних сил, приложенных к точкам поверхности Σ' .

Выберем Σ' так, чтобы она состояла из поверхностей Σ_1 и Σ_2 , параллельных Σ и соединенных трубкой, осью которой служит контур σ площадки Σ . Пусть Σ_1 и Σ_2 неограниченно приближаются к Σ , радиус трубки стремится к нулю, а объем, ограниченный поверхностью Σ' , стягивается в площадку Σ с нормалью n_k . На площадке Σ происходит разрыв непрерывности смещений и напряжений. Так как выражение σ_{kj} симметрично относительно индексов k и j , то массовые силы $\rho_0 K_j$, моделирующие возбуждающее действие разрыва на окружающую среду, образуют в каждой точке площадки Σ дипольный симметричный тензор-девиатор $\frac{1}{2} \rho_0 \lim K_j \Delta x_k$ при $\Delta x_k \rightarrow 0$. Он представляет тензор снимаемых скалывающих напряжений в виде системы касательных напряжений на двух взаимно перпендикулярных площадках, одной из которых является $d\Sigma$ с нормалью n_k . Поле плотности диполей объемных сил моделирует поле напряжений. Действие диполей означает снятие скалывающих напряжений в точках площадки Σ [2].

Рассмотрим теперь поле поверхностных усилий, выражающих возбуждающее действие разрыва. Пусть положительная нормаль $\vec{n}$ к площадке ориентирована по оси y , а обращенная к оси y сторона разрыва смещается в отрицательном направлении оси z . Если поверхности Σ_1 и Σ_2 неограниченно приближаются соответственно к положительной и отрицательной сторонам Σ , то интегрирование по Σ_1 и Σ_2 можно заменить интегрированием по обеим сторонам Σ , перейдя при этом от внешней нормали относительно Σ' к положительной и отрицательной нормальям относительно Σ . Интеграл по поверхности трубки можно не выделять, ибо осью трубки служит контур площадки Σ , по которой в дальнейшем будет проведено интегрирование.

Рассмотрим выражение, которое приобретает в результате предельного перехода первый член представленного решения уравнения равновесия при выбранном направлении движения по разрыву, в точках которого касательные напряжения исчезают. На положительной и отрицательной сторонах площадки Σ для величин смещений $u_{j(e)}$ положим соответственно значения $-u_z$ и $+u_z$. Тогда $\mp u_z = \mp \delta u/2$. Второй множитель первого члена, выражающий напряжения σ'_{iyz} , должен быть определен по смещениям u'_{ij} . Опуская штрих у u'_{ij} , получим его в виде

$$\sigma_{yz}^{(ij)} = \frac{1}{2} \mu \left(\frac{\partial u_{iy}}{\partial z} + \frac{\partial u_{iz}}{\partial y} \right).$$

Очевидно, что на противоположных сторонах Σ значения $\sigma_{yz}^{(ij)}$, так же как и u_z , равны по величине и противоположны по знаку. Поэтому

в первом члене интегрирование по обеим сторонам Σ можно заменить интегрированием только по положительной стороне, удвоив при этом подынтегральную функцию.

Во втором члене значение $\sigma_{yz(e)}$ при подходе к положительной стороне площадки пусть равно $\sigma_{yz}(\Sigma_+)$, а при подходе к отрицательной стороне равно $\sigma_{yz}(\Sigma_-)$. Положим, что эти значения равны между собой по величине, противоположны по знаку и отличаются от значения $\sigma_{yz}(\Sigma)$ в точках площадки, где $\sigma_{yz(i)} = \sigma_{yz}(\Sigma) = 0$. Так как $u_{iz}^{(1)}$ и $u_{iz}^{(2)}$ представляют соответствующие значения функции u_{iz} при подходе к положительной и отрицательной сторонам площадки и отличаются только по величине, но не по знаку, то интегрирование по обеим сторонам площадки Σ можно заменить интегрированием только по положительной стороне, записав подынтегральную функцию в виде $(u_{iz}^{(1)} - u_{iz}^{(2)}) \delta \sigma_{yz}$. Выражение в скобке может быть представлено как дифференциал значения u_{iz} в точках элементов $d\Sigma_1$ и $d\Sigma_2$ при неограниченном их приближении к точке элемента $d\Sigma$, т.е. при $\Delta y \rightarrow 0$. Определяя эту разность через деформацию, находим

$$du_{iz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_{iy}}{\partial z} + \frac{\partial u_{iz}}{\partial y} \right) dy.$$

На большом расстоянии по сравнению с линейными размерами источника получим следующее решение уравнения равновесия при разрыве непрерывности смещений δu и напряжений $\delta \sigma_{yz}$ на площадке Σ :

$$u_i(x, y, z) = -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_{iy}}{\partial z} + \frac{\partial u_{iz}}{\partial y} \right) \iint_{\Sigma} (\lim \mu' \delta u + \lim \delta \sigma_{yz} \Delta y) d\Sigma,$$

которое представляет решение для двух перпендикулярных двойных сил $F_{zy} d\Sigma$ и $F_{yz} d\Sigma$ с моментами. В этом выражении первый предел $F_{zy} = \lim \mu' \delta u$ остается конечным при $\delta u \rightarrow 0$ [3]. Его особенность при выбранном направлении движения по разрыву относится к направлению силы, совпадающему с осью y со стороны отрицательной оси z . Диполь $F_{zy} d\Sigma$ выражает действие поверхностных сил на площадке Σ . Плотность момента диполя представляет аксиальный вектор $\lim (\delta \vec{u} \times \vec{\mu}')$, направленный по положительной оси x (правая система координат).

Второй предел $F_{yz} = \lim \delta \sigma_{yz} \Delta y$ остается конечным при $\Delta y \rightarrow 0$ [3]. Его особенность относится к направлению силы, ориентированной по отрицательной оси z со стороны положительной оси y . Поэтому плотность диполя на положительной стороне площадки определяется значением $\vec{F}_{yz} = \lim \vec{\sigma}_{yz} \Delta y$ и связана с отрицательным направлением оси z . Плотность момента диполя представляет аксиальный вектор $\vec{n} \times \vec{F}_{yz} = \lim (\Delta \vec{y} \times \delta \vec{\sigma}_{yz})$, направленный по отрицательной оси x . Диполь $F_{yz} d\Sigma$ выражает действие поверхностных сил на противоположных сторонах поверхности Σ' , тесно обволакивающий, но не пересекающий площадку Σ .

Согласно симметрии выражения деформационного тензора, стоящего перед интегралом, моменты диполей, представляющие антисимметричный тензор, в каждой точке площадки Σ должны взаимно уравновешиваться, т.е. должно иметь место такое равенство:

$$\lim (\delta \vec{u} \times \vec{n} \mu') + \lim (\Delta \vec{y} \times \delta \vec{\sigma}_{yz}) = 0.$$

При $F_{zy} = \lim \mu' \delta u$ и $F_{yz} = \lim \delta \sigma_{yz} \Delta y$ равнодействующая внешних поверхностных сил, приложенных на площадке Σ и в ее окрестности, может быть определена следующим выражением:

$$F = \frac{1}{2} \iint_{\Sigma} (F_{yz} + F_{zy}) d\Sigma.$$

Покажем, что F может быть представлена системой двух аксиальных векторов. Величина $F_{yz} d\Sigma$ представляет собой диполь, который возникает в точке площадки $d\Sigma$ под действием двух равных, но противоположно направленных сил по оси z . Суммарная величина этих сил равна нулю, но возникающий момент отличен от нуля и равен $\vec{n} \times \vec{F}_{yz} d\Sigma$. Тогда полный момент сил на поверхности Σ равен по величине интегралу:

$$\vec{M}_{\Sigma} = \frac{1}{2} \iint_{\Sigma} d\Sigma \times \vec{F}_{yz}$$

и направлен по отрицательной оси x .

Силы в диполях $F_{yz} d\Sigma$, ориентированные перпендикулярно к Σ , взаимно уничтожаются всюду внутри Σ , кроме точек контура σ площадки разрыва. Силы, действующие в точках контура разрыва, определяются линейной плотностью $\vec{F}_{yz} \times \vec{m}$, где $\vec{m}$ — единичный вектор касательной к σ . Они создают уравновешивающий момент в источнике по отношению к моменту $\vec{M}_{\Sigma}$. Это показывают следующие соображения. Так как контур σ площадки замкнут, то полная величина контурных сил равна нулю. Полный момент отличен от нуля и определяется интегралом

$$\vec{M}_{\sigma} = \frac{1}{2} \oint \vec{r} \times (\vec{F}_{yz} \times d\vec{\sigma}).$$

Здесь $\vec{r}$ — радиус-вектор точки $(x', 0, z')$ контура, а $d\vec{\sigma}(dx', 0, dz')$ — элемент контура, рассматриваемый как малый вектор. Установив составляющие двойного векторного произведения по осям координат и пользуясь формулой Стокса, можно убедиться, что $\vec{M}_{\sigma}$ представляет собой вектор, по величине равный $\vec{M}_{\Sigma}$, но направленный по положительной оси x .

Таким образом, силовая модель конечной площадки скольжения представляет собой векторное множество двойных сил $F_{yz} d\Sigma$ с моментом $d\Sigma \times \vec{F}_{yz}$, непрерывно распределенных на площадке и ориентированных в направлении скольжения, а также усилий $\vec{F}_{yz} \times d\vec{\sigma}$ на контуре площадки, ориентированных по ее нормали и создающих уравновешивающий момент.

Сопоставляя моменты диполей, определяемые величинами $\lim \delta \sigma_{yz} \Delta y$ и $\lim \mu' \delta u$, можно установить тождественность значений $\delta \sigma_{yz}$ и μ' при $\Delta y \rightarrow 0$ и $\delta u \rightarrow 0$. Отсюда следует, что исходя из смысла математического

тического выражения величину F_{yz} можно рассматривать в нем либо как модуль вектора плотности механического момента $\lim \delta \sigma_{yz} \Delta y$, либо как скаляр плотности совершаемой работы $\lim \delta \sigma_{yz} \delta u$, которая является количественной мерой плотности освобождающейся энергии.

Интерес представляет возможность определения величины разрыва непрерывности напряжений $\delta \sigma_{yz}$ (значения снимаемых напряжений) в точках контура площадки Σ .

Рассмотрим вектор $\text{grad} |\delta \vec{\sigma}_{yz} \Delta y \vec{X} \vec{m}|$, который характеризует изменение функции $|\delta \vec{\sigma}_{yz} \Delta y \vec{X} \vec{m}|$ при переходе точки в соседнее положение в направлении Δy . Значение $\delta \sigma_{yz}$ определяет изменение σ_{yz} при переходе от точки площадки Σ_1 к точке площадки Σ , либо от Σ_2 к Σ в направлении нормали, и только при таком переходе данная функция приобретает значение, отличное от нуля. Величина вектора градиента равна производной от функции по этому направлению и составляет $|\delta \vec{\sigma}_{yz} \vec{X} \vec{m}|$. В точках контура разрыва $\text{grad} |\lim_{\Delta y \rightarrow 0} \delta \vec{\sigma}_{yz} \Delta y \vec{X} \vec{m}|$ переходит в поверхностный градиент $\vec{F}_{yz} \vec{X} \vec{m}$. Поэтому можно написать

$$\text{grad} |\lim_{\Delta y \rightarrow 0} \delta \vec{\sigma}_{yz} \Delta y \vec{X} \vec{m}| = \delta \vec{\sigma}_{yz} \vec{X} \vec{m} = \vec{F}_{yz} \vec{X} \vec{m} \text{ при } \Delta y = 0,$$

когда поверхностная плотность снимаемых внутренних сил $\delta \sigma_{yz}$ (в дин/см²) численно совпадает с линейной плотностью прикладываемых здесь внешних сил F_{yz} (в дин/см) противоположного знака.

Итак, величина F_{yz} определяет значение $\delta \sigma_{yz}$ снимаемых касательных напряжений на двух взаимно перпендикулярных площадках, нормали к которым ориентированы вдоль векторов $\vec{F}_{yz} \vec{X} \vec{m}$ и $\vec{F}_{yz}$, т.е. по осям y и z в точках контура. В этих точках можно также написать: $\vec{n} \times \vec{F}_{yz} = \text{rot} \lim_{\Delta y \rightarrow 0} \delta \vec{\sigma}_{yz} \Delta y$. Поэтому $\vec{F}_{yz} \vec{X} \vec{m}$ — вектор потенциальный, $\vec{n} \times \vec{F}_{yz}$ — вектор соленоидальный. Выкладки показывают, что через величину F_{yz} выражаются как характеристики векторного поля внешних поверхностных сил, так и величины напряжений, снимаемых на контуре разрыва.

Таким образом, возбуждающее действие площадки разрушения Σ на окружающее упругое пространство может быть выражено внешними силами, распределенными в ее окрестности и на контуре. Воздействие дипольных тензоров объемных сил выражает убывание сил связи между частицами деформированной среды, определяемое тензором снимаемых напряжений в точке площадки. Работа поверхностных сил, моделирующих снимаемые касательные напряжения, в процессе скольжения по образующемуся разрыву выражает освобождающуюся энергию сцепления частиц. Так как силы сцепления являющиеся внутренними силами и скольжение сторон разрыва происходит под действием диполей, представляющих механический момент, то по закону сохранения момента количества движения на контуре разрыва возбуждаются линейные силы, создающие уравнивающий момент. Представленная силовая модель очага имеет определенный физический смысл, в основе которого лежит закон сохранения момента количества движения замкнутой системы тел. Действие момента и возбуждение

потенциальных сил выражают перераспределение напряжений, которое заключается в их спаде на плоскости разрыва и концентрации на контуре. Перераспределение напряжений на поверхности разрыва определяет энергетический баланс протекающего механического процесса разрушения среды.

Выделим в окрестности элемента $d\Sigma$, не содержащего точек контура σ , малый объем dV . Пусть поверхность, ограничивающая dV , состоит из площадок $d\Sigma_1$ и $d\Sigma_2$, параллельных $d\Sigma$, и боковой поверхности Σ_0 , образованной положительными и отрицательными нормальными к элементу $d\Sigma$, проведенными через все точки его границы. Поверхности Σ_1 и Σ_2 отстоят от Σ на расстоянии $a\Delta t/2$, где a — скорость распространения волнового фронта. В течение малого промежутка времени Δt элементарный объем dV переходит из состояния покоя в состояние движения. Плотность моментов сил в точке площадки $d\Sigma$, вызывающих это изменение, определяется величиной F_{yz} . Если $a\Delta t d\Sigma$ — величина элементарного объема dV , $\rho_0 a\Delta t d\Sigma$ — элемент массы dm объема dV , то дифференциал момента количества движения в данном объеме будет $\delta u(\partial u/\partial t)dm$.

Теорема момента количества движения, устанавливающая равенство дифференциала момента количества движения в элементарном объеме и элементарного импульса момента приложенных сил в точке объема, позволяет написать $\delta u(\partial u/\partial t)dm = F_{yz}\Delta t d\Sigma$. При неограниченном уменьшении Δt получим $(\partial u/\partial t)^2 dm = F_{yz}d\Sigma$. Интегрируя это выражение по всем элементам площадки Σ и взяв его половину, получим значение кинетической энергии E_m , $E_m = F_{yz}\Sigma/2$, служащее мерой механического движения на площадке Σ и численно равное величине M_Σ . Если множителю F_{yz} придать смысл плотности работы, то из последнего выражения следует, что E_m составляет половину полной механической энергии E источника.

Покажем, что вторую ее половину составляет кинетическая энергия контура. Обозначим через ψ угол, который составляют между собой направления векторов $\vec{F}_{yz}$ и $\vec{m}$. Так как силовые линии соленоидального поля $\vec{n} \times \vec{F}_{yz}$ плотности момента не могут ни начинаться, ни кончаться внутри Σ , то, будучи прямыми, параллельными оси x , при выходе из Σ они загигаются вдоль σ , создавая густоту силовых линий на контуре. В точках данной силовой линии, расположенных внутри Σ , величина поверхностной плотности момента равна $\frac{1}{2}F_{yz}$.

В точках, расположенных на контуре, величина линейной плотности сил определяется значением проекции этого вектора на направление $d\vec{\sigma}$ в точке выхода силовой линии и составляет $\frac{1}{2}F_{yz} \sin \psi$. Так как количество линий, выходящих изнутри Σ через элемент $d\sigma$, составляет $\rho \sin \psi d\sigma$, то воздействие сил на элементе $d\sigma$ равно произведению $\frac{1}{2}F_{yz} \rho \sin^2 \psi d\sigma$. Общее воздействие сил на контуре σ можно выразить линейным интегралом $\frac{1}{2}F_{yz} \oint \rho^2(\psi) \sin^2 \psi \text{grad } \psi \cdot d\vec{\sigma}$, где $\text{grad } \psi \cdot d\vec{\sigma} = d\psi$, представляющим циркуляцию (работу) силы $\frac{1}{2}F_{yz} \rho^2(\psi) \sin^2 \psi \text{grad } \psi$. Для того чтобы данная сила была потенциаль-

ной подынтегральное выражение должно быть полным дифференциалом, что возможно только в том случае, если координатные линии ρ перпендикулярны координатным линиям ψ в каждой точке контура, т.е. величина ρ не зависит от угла ψ . Составив проекции вектора $\text{rot}[\rho^2 \sin^2 \psi \text{ grad } \psi]$ на оси цилиндрических координат ρ , ψ , и z , можно убедиться, что три эти проекции обращаются в нуль, при этом источник имеет форму круга. Тогда $\psi = \varphi + \pi/2$, где φ — центральный угол, отсчитываемый от оси z .

По закону живых сил консервативной системы представленная работа является количественной мерой кинетической энергии E_g перемещающегося контура и определяет значение его потенциальной энергии. Так как векторные линии сил, совершающих работу на контуре, ортогональны к семейству плоскостей $\varphi = \text{const}$, являющихся поверхностями уровня потенциальной энергии, то данные потенциальные силы, в отличие от рассмотренного поверхностного градиента, определяют изменение потенциальной энергии вдоль контура. Легко видеть, что величина контурного интеграла равна $\frac{1}{2} F_{yz} \Sigma$. Таким образом, кинетическая энергия контура составляет вторую половину полной энергии источника. Если множитель F_{yz} рассматривать здесь как величину плотности момента, то обнаруживается, что действие потенциальных сил на контуре создает уравновешивающий момент, величина которого равна M_σ .

Контурный интеграл отличен от нуля, несмотря на то, что $\text{rot}(\rho^2 \cos^2 \varphi \times \text{grad } \varphi) = 0$. Это связано с многозначностью потенциала φ , которая отражается в замкнутых векторных линиях его градиента.

Условие равенства нулю ротора контурных сил, создающих уравновешивающий момент, показывает, что только в случае кругового источника этот момент может быть создан потенциальными силами, обусловленными перераспределением внутренней энергии источника и направленными вдоль контура. Круговая форма, обладающая минимальным отношением периметра и площади источника, при которой имеет место следующий баланс энергии: $E_m = E_g$ и $E = E_m + E_g$, является следствием закона сохранения энергии, и всякое отступление от данной формы источника — нарушение этого закона.

Так как главный вектор и главный момент силовой модели очага равны нулю, вводятся условные, отличные от нуля, динамические параметры очага землетрясения, называемые силой и моментом. Первый из них ($\vec{G}_\sigma$) определяет полную величину сил, действующих в точках контура и ориентированных только в положительном направлении нормали к площадке; второй ($\vec{M}_\Sigma$) определяет полный момент в точках площадки кроме точек контура:

$$\vec{G}_\sigma = \frac{1}{2} \int_0^\pi \vec{F}_{yz} \times d\vec{Q}, \quad \vec{M}_\Sigma = \frac{1}{2} \iint_\Sigma d\vec{\Sigma} \times \vec{F}_{yz}.$$

Величины этих параметров очага в форме круга радиуса ρ равны соответственно $G_\sigma = F_{yz} \rho$, $M_\Sigma = \frac{1}{2} F_{yz} \Sigma$.

В точке наблюдения (x, y, z) , расположенной на значительном расстоянии от избранного источника по сравнению с его линейными размерами, волновое поле определяется формулами [4]:

$$u_{a,c}(x, y, z) = f_{a,c}(x, y, z) [G(t) + Q(t)], \quad (1)$$

где $f_a(x, y, z) = -yz/\pi\rho_0 a^2 R^2$ и $f_c(x, y, z) = \pm \sqrt{R^2(y^2 + z^2) - 4y^2 z^2}/2\pi\rho_0 c^2 R^2$,

в которых множитель перед квадратными скобками определяет волновое поле точечного источника в виде дипольного тензора-девиатора, численно равного единице, а значения $G(t)$ и $Q(t)$ численно равны суммарной силе и суммарному моменту для совокупности элементов источника, от которых в определенный момент времени t возмущения достигают точки наблюдения.

Возмущения в точке наблюдения, вызванные действием моментов, отличны от нуля в том случае, если при данном t совокупность элементарных источников образует силовую линию в виде замкнутой кривой. И наоборот, возмущения в точке наблюдения, вызванные действием сил, отличны от нуля в том случае, если совокупность элементарных источников образует незамкнутую силовую линию, ограниченную точками контура, где приложены потенциальные силы. При переходе от замкнутых к незамкнутым кривым возмущения обращаются в нуль.

Соответствия реальных и теоретических сейсмограмм можно достигнуть, допуская существование прерывного вспарывания, при котором процесс в очаге на первом этапе развивается в пределах площадки, играющей в дальнейшем роль включения, а на втором этапе — в пределах кольца, окружающего включение [6].

Судя по форме сейсмограмм сильнейших землетрясений, процесс во включении возникает одновременно по всей его площади. Затем после определенного перерыва вспарывание развивается в пределах кольца, где оно распространяется от контура включения с конечной скоростью. В каждой точке на границе включения и кольца происходит разделенное во времени воздействие противоположно направленных сил и излучение противоположно направленных возмущений, при наложении которых в точке наблюдения возникают противоположно направленные импульсы. Так, отличие в знаках первого и второго импульса на сейсмограммах связано с тем, что момент, действующий в плоскости включения, вызывает на контуре включения силы обратного знака по отношению к силам, вызываемым на том же контуре моментом, действующим в плоскости кольца.

Логическим обоснованием предлагаемого анализа механизма развития очага является соответствие реальной и теоретической сейсмограмм. Решение задачи о механизме развития очага получается в том случае, если соответствие реальной и теоретической сейсмограмм установлено. Тогда оно сводится к расчету параметров распространения разрыва по данной расчетной схеме [3] на основе теоретической сейсмограммы, к которой должна быть приведена сейсмограмма реального землетрясения с учетом влияния земной поверхности и неоднородности среды.

ПОЛОЖЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА В ПОЛЕ УПРУГИХ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМЛИ И КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССА РАЗВИТИЯ ОЧАГА

Структура формул, определяющих волновое поле очага, позволяет видеть, что положение узловых (нодальных) поверхностей в поле смещений объемных волн определяется множителем $f_{a,c}(x, y, z)$ перед квадратными скобками в формулах (1). Положение нодальных поверхностей в поле продольных волн соответствует положению плоскостей $y=0$ и $z=0$ максимальных касательных напряжений снимаемого девиатора скалывающих напряжений в точках появляющейся площадки разрыва. Построение этих плоскостей в стереографической проекции и определение положения главных осей (i, k, x) девиатора на основе наблюдаемых знаков смещений при вступлении продольной волны хорошо известны. Большинство изучавшихся нами землетрясений произошло в Тихоокеанском сейсмическом поясе. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что в очагах названных сильнейших землетрясений (рис. 1) проявляется ранее установленная закономерность для данного района [5], согласно которой горизонтально ориентированные напряжения сжатия действуют вкрест простирания структур (островных дуг, горных хребтов и глубочайших океанских впадин). Оси промежуточных и растягивающих напряжений взаимно меняют положение и угол с горизонтальной плоскостью. Стабильность ориентации сжимающих напряжений в очагах показывает, что Тихоокеанское сейсмическое кольцо находится под действием сжимающих его горизонтальных сил. В плоскостях максимальных касательных напряжений, имеющих место при напряженном состоянии горизонтального одноосного сжатия, развиваются очаги землетрясений, в том числе и сильнейших, происшедших в последние годы.

Для того чтобы в каждом случае однозначно установить положение поверхности разрыва в очаге, необходимо по формулам работы [3] определить угол e_0 , составляемый данным лучом при выходе из очага с плоскостью разрыва. Затем, как показано на рис. 2, определяются положение нормали к плоскости разрыва, положение плоскости разрыва и направление скольжения.

Результаты определения кинематических параметров процесса развития очагов (скорости и продолжительности вспарывания в кольце) представлены на рис. 3 [6]. Найденные параметры позволяют видеть, что для совокупности изучавшихся землетрясений значение средней скорости вспарывания v'' в кольце ограничено величинами 1,9 и 4 км/с, а значение радиуса выключения ρ' — величинами 55 и 120 км. Результаты, представленные на рис. 3,а, обнаруживают зависимость между ρ' и v'' ; $v'' = (220 + 20)/\rho'$. Возможные вариации величин продолжительности процесса и конечного радиуса очага при данной магнитуде землетрясения представлены на сводном графике рис. 3,б. Ордината точки соответствует радиусу очага ρ . Около каждой точки указана продолжительность процесса вспарывания (в секундах). Точки, для которых продолжительность процесса отличается от среднего значения не более чем на две секунды, соединены между собой

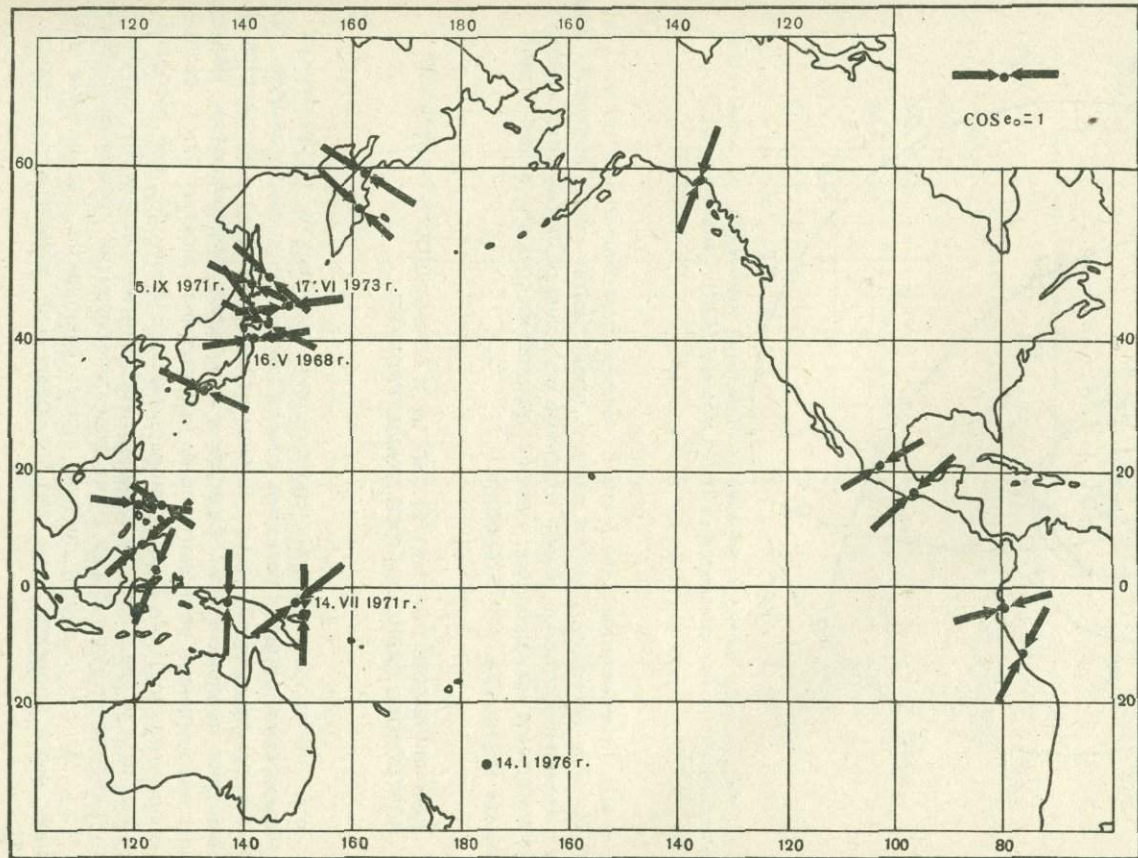


Рис. 1. Ориентация напряжений сжатия в очагах сильнейших землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса

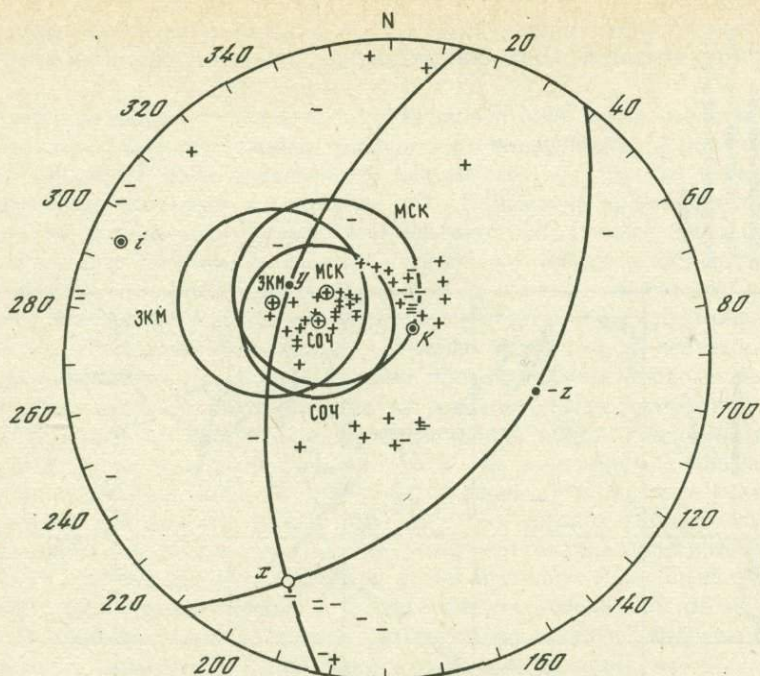


Рис. 2. Определение плоскости разрыва и направления подвижки в очаге землетрясения 5.IX 1971 г. по наблюдениям станций Москва (МСК), Закаменск (ЗКМ), Сочи (СОЧ)

линиями. График показывает, что с увеличением магнитуды возрастают возможные вариации радиуса очага и продолжительности процесса. Землетрясения с повторяющимися толчками обладали размерами очага и продолжительностями процесса, превосходящими их средние значения для данной магнитуды землетрясения.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ И ВОЗМОЖНОСТЬ ПОЯВЛЕНИЯ ПОВТОРНОГО РАВНОЦЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Как показывает условие соответствия реальных и теоретических сейсмограмм, процесс развития очагов сильнейших землетрясений протекает по следующей схеме. В момент времени $t = \tau'$ появляется площадка скольжения Σ' радиуса ρ' и процесс прекращается. Источник возбуждения волнового поля представляет момент $M_{\Sigma'}$, распределенный на площадке Σ' , и уравновешивающий момент $M_{\sigma'}$ сил, распределенных на контуре σ' . Очаг на данном этапе развития представляет статически уравновешенную систему. На втором этапе развития, продолжающемся с $t = \tau''$ до $t = \tau$, данная система теряет равновесие. Расширение площади очага происходит за счет присоединения элементарных площа-

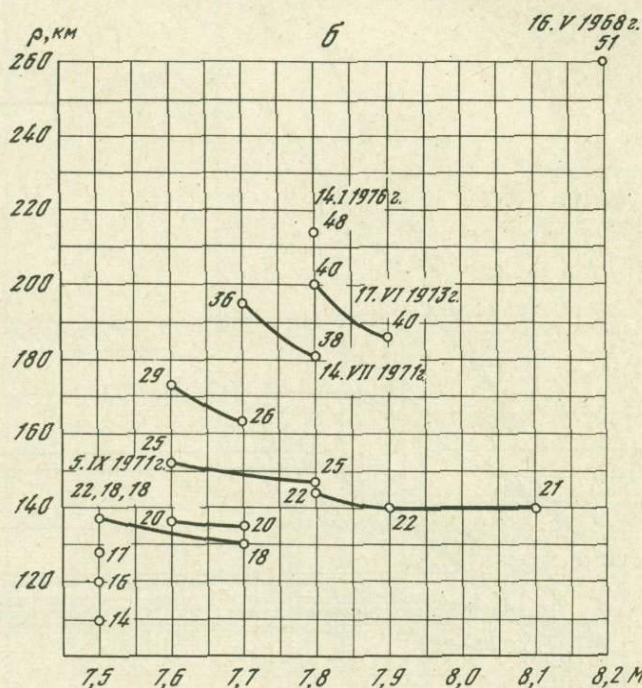
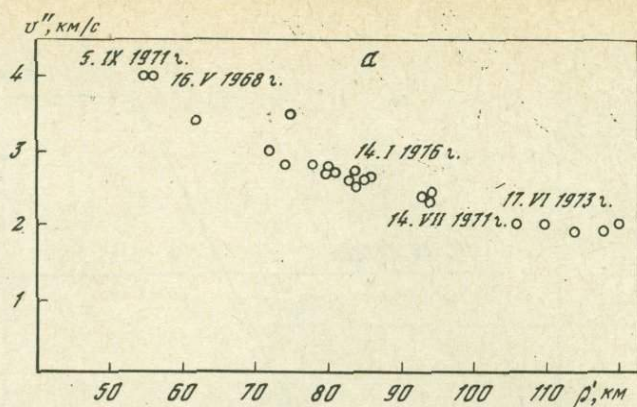


Рис. 3. Кинематические параметры процесса развития очагов
 а — зависимость скорости испарения v'' в кольце от размера радиуса включения ρ' ; б — возможные вариации конечного радиуса ρ очага и продолжительности процесса испарения при данной магнитуде M землетрясения

док $d\Sigma$, возникающих на его контуре с непрерывно увеличивающимся запаздыванием τ_0 , $\tau'' \leq \tau_0 \leq \tau$. Момент сил на расширяющейся поверхности Σ увеличивается, оставаясь неуравновешенным, так как усилия на контуре, создающие уравновешивающий момент, в процессе расширения очага непрерывно взаимно уничтожаются. При

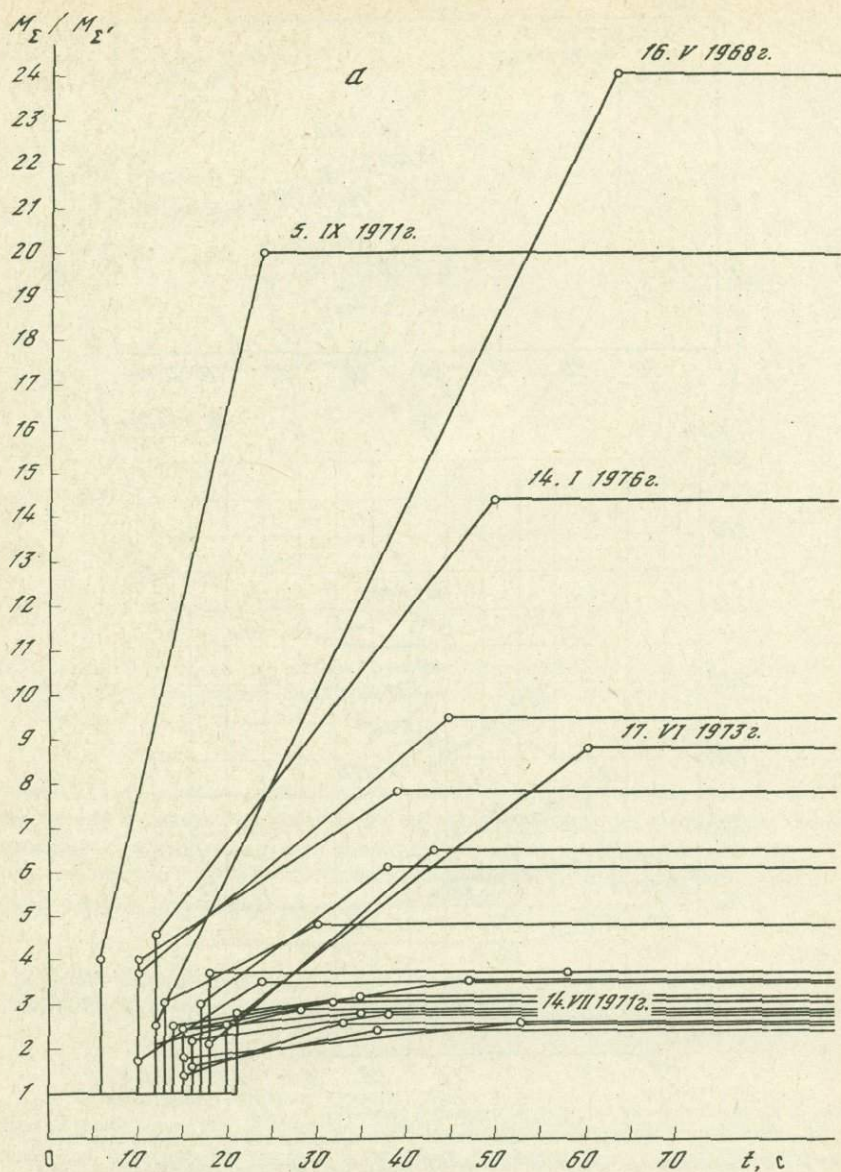
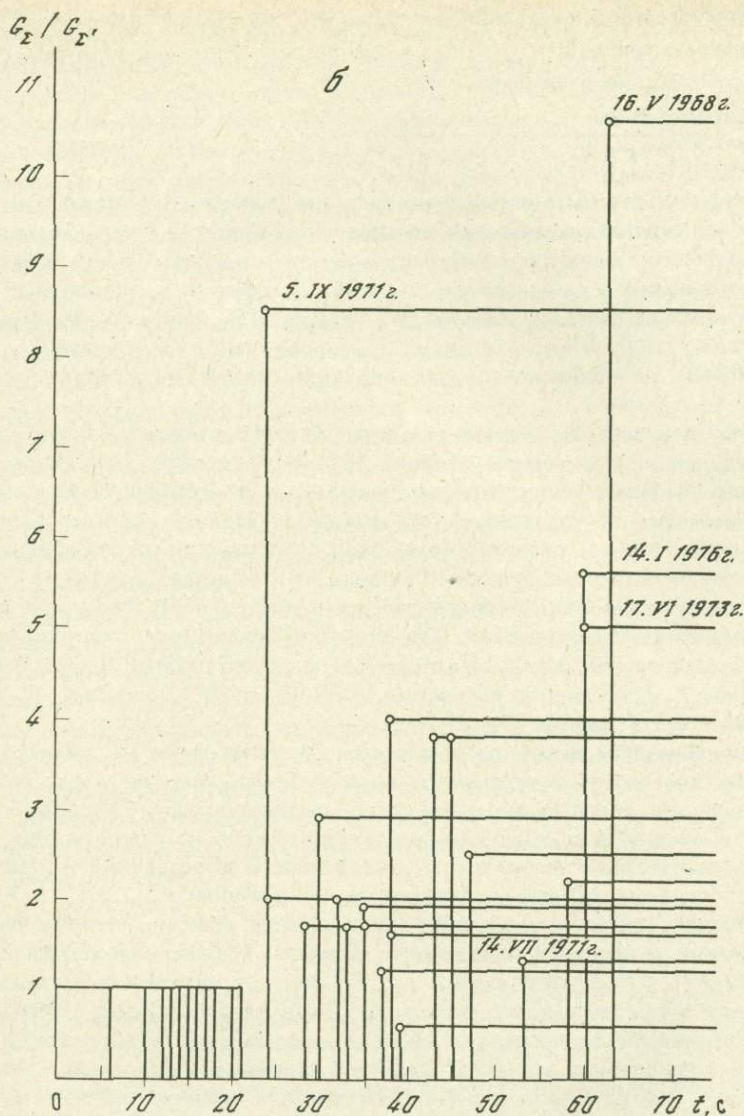


Рис. 4. Динамические параметры процесса развития очагов
 а — нарастание момента сил в процессе развития очага; б — нарастание сил на контуре очага по отношению к силам на контуре включения



$t = \tau$ радиус очага достигает величины ρ и процесс прекращается. Момент сил на площадке Σ теперь статически уравнивается моментом сил на контуре σ и главный момент в очаге обращается в нуль.

Прерывное во времени нарастание момента на площадке скольжения в очаге, возбуждающее нарастание, спад и последующее нарастание сил на его контуре, приводит к появлению цуга импульсов на сейсмограмме, максимальные смещения в которых позволяют судить о значении предела F_{yz} .

Формулы для определения величины F_{yz} на основе наблюдений над величинами смещений u_{pg} и u_{sg} в импульсах объемных волн представляют следующие выражения [3]:

$$F_{yz} = \frac{\pi u_{pg} R \cos \theta_0}{\rho f_a(x, y, z)} = \frac{\pi u_{sg} R \cos \theta_0}{\rho f_c(x, y, z)}.$$

По ним может быть определено значение снимаемых напряжений в точках контура включения как до перерыва в процессе вспарывания по максимальному смещению в G -импульсе при $\rho = \rho'$, так и после перерыва по смещению в импульсе G_1 при том же значении ρ' , а также в точках контура очага по смещению в импульсе G_2 при $\rho = \rho'$. Найденные значения F'_{yz} , F''_{yz} и F_{yz} определяют изменение величины снимаемых напряжений на поверхности разрыва при развитии процесса в очаге.

Расчет величины F_{yz} показывает, что для землетрясений с $M \geq 7,5$ она определяется значением порядка $10^{11} - 10^{12}$ дин/см. Найденное значение предела прочности в очаге не зависит от магнитуды землетрясения и имеет тот же порядок, что и значение модуля сдвига в верхней мантии, равное теоретическому пределу прочности на скалывание. Полученный результат позволяет установить три главных значения σ_i , σ_k , σ_x тензора снимаемых скалывающих напряжений на контуре в очагах изучаемых землетрясений. Так как сжимающие σ_i и растягивающие σ_k напряжения равны между собой по абсолютной величине, а также равны F_{yz} , то можно написать $\sigma_i = -(10^{11} \div 10^{12})$ дин/см², $\sigma_k = +(10^{11} \div 10^{12})$ дин/см² и $\sigma_x \approx 0$.

Изменение этой величины в процессе развития очага не достигает порядка для каждого отдельного землетрясения. Имея в виду, что достоверность определения относительных значений F'_{yz} , F''_{yz} и F_{yz} путем сопоставления смещений в цуге импульсов на одной и той же сейсмограмме значительно выше достоверности определения их абсолютных величин, найденные относительные значения F'_{yz} , F''_{yz} и F_{yz} приобретают смысл и указывают на изменение величины снимаемых напряжений в пределах поверхности разрыва. Наблюдения показывают, что $F'_{yz} < F''_{yz}$. Это значит, что на контуре включения за время перерыва в процессе вспарывания происходит концентрация напряжений. Разрушение за пределами включения возникает и развивается при их повышенном значении. Величина снимаемых напряжений на контуре очага близка к значению снимаемых напряжений на контуре включения, так как $F'_{yz} \approx F_{yz}$.

Создается впечатление, что напряженное состояние в очагах сильнейших землетрясений характеризуется скалывающими напряжениями, близкими к значению предела прочности. И незначительное увеличение напряжений за счет концентрации на контуре включения способно вызвать распространение процесса вспарывания за пределами включения.

Оказывается, что землетрясение 14.I 1976, в очаге которого наблюдалась максимальная концентрация напряжений на контуре включения, обладало особенностью появления повторного землетрясения через час.

Зная величины F'_{yz} , F''_{yz} , F_{yz} и кинематические параметры процесса развития, можно найти изменение сил и момента очага во времени. Рассчитанный момент сил для включения составляет 10^{26} — 10^{27} дин · см. На рис. 4, а показано нарастание момента сил в процессе развития скольжения в кольце по отношению к величине момента сил для включения, принятой за единицу. Как видно на рисунке, очаги четырех из пяти землетрясений с повторяющимися толчками отличаются максимальным возможным нарастанием момента в 10–25 раз.

Силы на контуре включения имеют величину 10^{21} – 10^{22} дин и возрастают на контуре очага в пределах порядка. На рис. 4, б показано их нарастание на контуре очага по отношению к величине на контуре включения, принятой за единицу. Четыре из пяти отмеченных землетрясений отличаются максимальным возможным нарастанием сил от 4,5 до 11 раз. Эту величину можно рассматривать как произведение коэффициента концентрации напряжений на отношение радиусов очага и включения, если коэффициентом концентрации напряжений называть отношение напряжений на контуре очага и контуре включения. Тогда возможность появления повторного сильного землетрясения можно связать с существованием повышенной концентрации напряжений в области, превышающей определенный размер по отношению к размеру включения.

Таким образом, для четырех землетрясений с повторным сильным толчком, последовавшим в ближайшую неделю, нам удалось выявить особенности динамических параметров развития очага, при которых между величинами максимальных смещений в импульсах G_2 и G имеет место следующее соотношение: $G_{2m}/G_m > 4,5$. Пятое землетрясение, с более поздним повторным толчком (через 12 дней), такими особенностями не обладало. Остается предположить, что в этом случае появление повторного толчка было связано с иной причиной. Этот предварительный результат исследования, возможно, будет иметь практическое значение.

Л и т е р а т у р а

1. Рыков А. В., Забелин М. В., Давыдов В. И. Длиннопериодная сейсмическая станция ДС-БП. — В кн.: Сейсмические приборы. М.: Наука, 1976, вып. 9, с. 3–6.
2. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
3. Введенская А. В. Исследование процесса развития очага землетрясения по сейсмограммам объемных волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 6, с. 12–24.
4. Введенская А. В. Волновое поле распространяющегося источника в форме площадки скольжения. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 6, с. 11–27.
5. Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 1, с. 1471–1483.
6. Введенская А. В., Голубева Н. В. Особенности процесса развития очагов сильнейших землетрясений мира. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 4, с. 3–16.

ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЕБАНИЙ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ В МОДЕЛЯХ ПРИ СДВИГОВОМ РАЗРУШЕНИИ

Модельные исследования процессов разрушения в очаге, а также исследования упругих колебаний, генерируемых в окружающую среду, развивались по нескольким направлениям:

1) изучение статистических закономерностей акустической активности при разрушении образцов горных пород, а также частотный анализ импульсов при приближении разрушения [1, 2];

2) изучение характеристик направленности излучения и волн на двумерных моделях при моделировании очага землетрясения разрывом, развивающимся по готовому шву [3–5];

3) изучение поведения геофизических полей в процессе трещинообразования и развития магистрального разрыва (достаточно полная библиография по этому вопросу дана в работе [6]).

Результаты этих исследований обобщены в [7]. В работах [8–11] обсуждаются спектры ощутимых землетрясений.

В перечисленных работах нет систематических данных о зависимости спектров сейсмических колебаний от прочности материала и характера неровностей поверхностей скольжения в очаге. Такие данные, полученные на первом этапе выполнения настоящей работы, опубликованы в [12, 13].

Косвенные данные, полученные на основе анализа проявлений остаточных деформаций на поверхности земли, показывают, что поверхность сместителя в очаге землетрясения неровная, "длина волны" и амплитуда неровностей меняются в широких пределах — от десятков метров до сотен километров [14–18].

Эксперименты проводились со следующими моделями: 1) монолитные кубы $10 \times 10 \times 10 \text{ см}^3$; 2) образцы размером $14 \times 10 \times 10 \text{ см}^3$, имеющие шероховатую ступенчатую поверхность сместителей, расположенную наклонно. Ступени — это равнобедренные треугольники с основанием $l = 1\text{--}2 \text{ см}$ и высотой $\Delta = 0,2\text{--}0,8 \text{ см}$; 3) прямоугольные плиты $50 \times 24 \text{ см}^2$ и высотой 3 см. Всего испытано восемь типов моделей (табл. 1).

Искусственные материалы для моделей с указанными в таблице характеристиками были изготовлены из составов на основе минеральных вяжущих, резиновой крошки, свинцовой пыли и молотого известняка¹. Сдвиговое разрушение производилось с помощью импульсного нагружения моделей на прессе ПСУ-50 и смонтированной на нем гидроимпульсной установки. Развитие сколовой трещины в однородных моделях (кубах) обеспечивалось специальной приставкой к прессу [19]. В экспериментах фиксировались следующие динамические характеристики: ускорения упругих колебаний, возникающих

¹ Подбор материалов и изготовление моделей выполнила Н.А. Шашкина.

Таблица 1

Характеристики моделей

Тип модели	$\sigma_{сж}, \text{кгс/см}^2$	$\sigma_p, \text{кгс/см}^2$	$b, \text{кгс/см}^2$	$\kappa \approx \sqrt{3} \frac{\sigma_{сж} - \sigma_p}{\sigma_{сж} + \sigma_p}$	$G, \text{кгс/см}^2$	$\rho_T \cdot \text{с}^2/\text{м}^4$	$v_p, \text{км/с}$	Рельеф сместителя	
								основание треугольни- ка l , см	высота треуголь- ника Δ , см
1	10	4,6	3,7	0,635	4300	0,29	0,384	1,0	0,4
2	19,6	6,7	5,8	0,830	6140	0,34	0,424	1,0	0,2
3	19,6	6,7	5,8	0,830	6140	0,34	0,424	1,0	0,4
4	19,6	6,7	5,8	0,830	6140	0,34	0,424	2,0	0,8
5	29,7	11,1	9,4	0,780	15940	0,38	0,647	1,0	0,4
6	10	4,6	3,7	0,635	4300	0,29	0,384	Однородный куб	
7	19,6	6,7	5,8	0,830	6140	0,34	0,424	Однородный куб	
8					7600	0,21	1,0	Прямоугольная плита	

в моделях, скорость перемещения основания модели и усилие прес-са на модели. Частотный диапазон регистрации — до 2 кГц.

По записи усилия на прессе четко выделяется фаза распространения трещины и фаза движения одного отчлененного блока по дру-гому. Для первой фазы характерно возрастание усилия на прессе; начало второй характеризуется резким уменьшением усилия на прес-се и возрастанием скорости движения (рис. 1).

Интерпретация результатов производилась отдельно для каждой фазы. На каждой из n акселерограмм, полученных на моделях одного типа, выделялся интервал времени $(0, T_0)$ и для него рассчитывалась амплитуда ускорения для разных частот по формулам:

$$a_j^*(\omega) = \frac{1}{T_0} \sqrt{a_c^*(\omega)^2 + a_s^*(\omega)^2}, \quad (1)$$

где

$$a_c^*(\omega) = \int_0^{T_0} a(t) \cos \omega t dt, \quad (2)$$

$$a_s^*(\omega) = \int_0^{T_0} a(t) \sin \omega t dt. \quad (3)$$

В дальнейшем при анализе используется среднеарифметическое зна-чение

$$\bar{a}^*(\omega) = \frac{1}{n} \sum a_j^*(\omega). \quad (4)$$

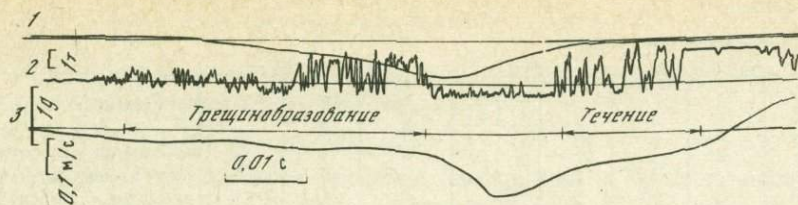


Рис. 1. Экспериментальная осциллограмма в модели 2

1 — усилие на прессе; 2 — акселерограмма; 3 — скорость смещения плиты пресса

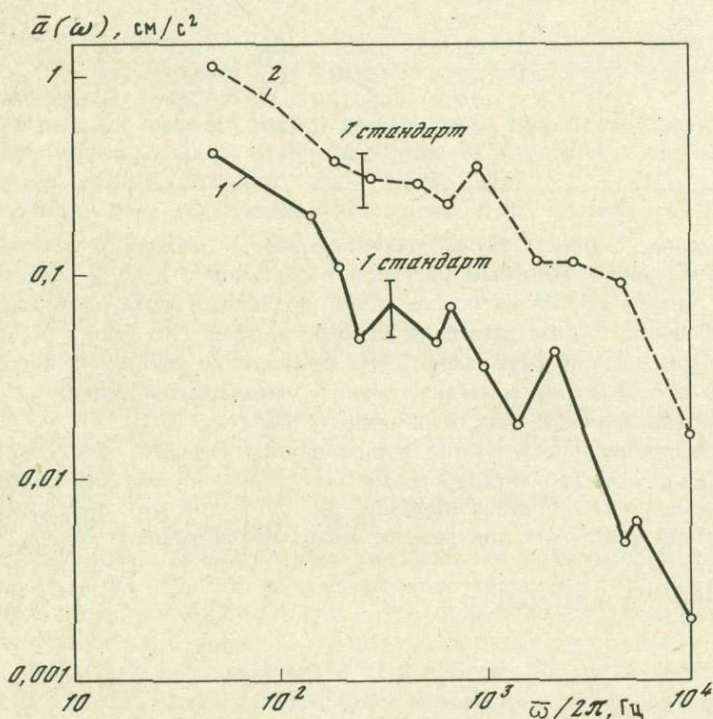


Рис. 2. Осредненные амплитуды ускорений в однородных моделях в стадии трещинообразования

1 — $\sigma_{сж} = 10$ кгс/см²; 2 — $\sigma_{сж} = 20$ кгс/см²

Для обработки результатов использовались безразмерные комплексы, удовлетворяющие математической модели трещины сдвига:

$$\omega = \bar{\omega} \frac{L}{v_p}, \quad u = \bar{u} \frac{\rho v_p^2}{L \tau_0}, \quad v = \bar{v} \frac{\rho v_p}{\tau_0}, \quad a = \bar{a} \frac{\rho L}{\tau_0}. \quad (5)$$

Здесь ω — частота, u — смещение, v — скорость, a — ускорение, L — характерный размер блока, например, размер образца в направлении дислокации или длина трещины; v_p — скорость распростране-

Таблица 2

Параметры нормировки

Тип модели	$\rho L/b, 10^{-5} \text{ с}^2/\text{см}$	$L/v_S, 10^{-4} \text{ с}$
1	1,14	3,8
3	0,85	3,4
5	0,59	2,2

ния продольной волны в образце; ρ — плотность; τ_0 — снимаемое напряжение на дислокации.

В связи с тем, что в опытах не измерялось снимаемое при разрушении напряжение τ_0 , в дальнейшем для расчетов использовались характеристики прочности материала на сдвиг b :

$$b = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{\sigma_p \sigma_{сж}}{\sigma_p + \sigma_{сж}}}.$$

Тогда в (5) удобно принять

$$a = \bar{a} \rho L/b. \quad (6)$$

Учитывая, что в разных моделях коэффициент Пуассона незначительно менялся, можно принять

$$\omega = \bar{\omega} L/v_S, \quad (7)$$

где v_S — скорость поперечной волны в образце.

Значения параметров нормировки по (6) и (7) для сравниваемых моделей приведены в табл. 2.

Отмечается существенная зависимость спектров от прочности материала. С увеличением прочности материала увеличиваются амплитуды ускорений на всех частотах спектрального разложения (рис. 2).

Амплитуда спектральных компонент ускорения убывает примерно обратно пропорционально частоте. Этот результат может быть истолкован как проявление марковских свойств процесса распространения дислокации [12].

Сравнение результатов испытаний разных моделей, нормированных с использованием (6) и (7), показывает, что разброс данных при этом существенно уменьшается.

Обратимся к анализу второй фазы разрушения. Наиболее существенным результатом является то, что спектры колебаний оказываются почти не зависящими от прочности разрушаемого материала (рис. 3). В зоне дробления условия генерации колебаний, по-видимому, близки к таковым в "вязком" потоке и никак не связаны с первоначальной прочностью материала. Опыты показывают, что на амплитуду ускорения оказывает влияние высота выступа шероховатости. Возможно, что наблюдаемое увеличение интенсивности колебаний с ростом высоты выступа связано с уменьшением относительного

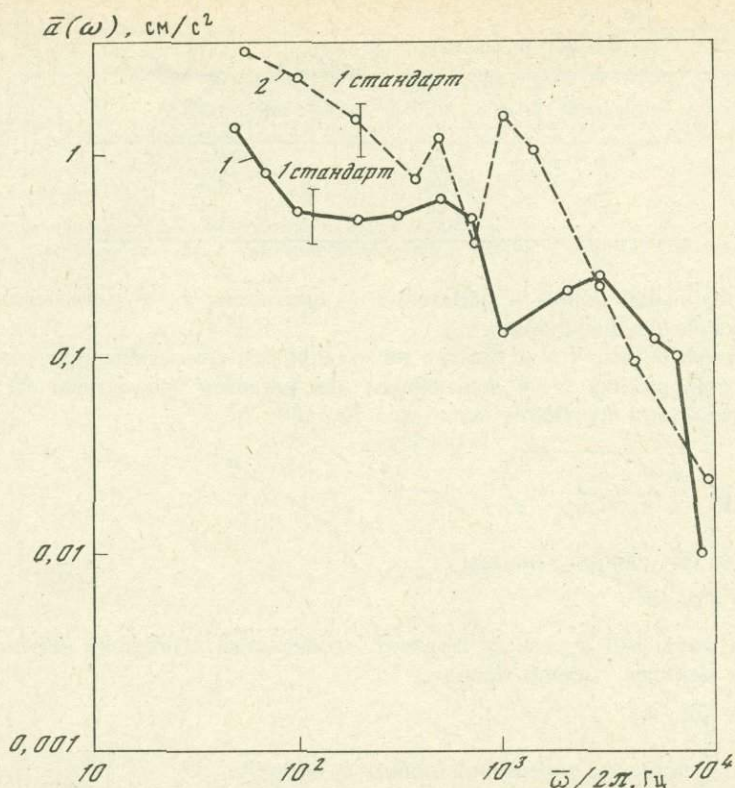


Рис. 3. Осредненные амплитуды ускорений в однородных моделях в стадии движения
 1 — $\sigma_{сж} = 10 \text{ кгс/см}^2$; 2 — $\sigma_{сж} = 20 \text{ кгс/см}^2$

трения между блоками в фазе скольжения и соответствующим увеличением относительной скорости движения.

Для расчета нормировочных коэффициентов допустим, что частотный состав, так же как и в первой фазе разрушения, зависит от линейного размера зоны разрушения и упругих свойств среды, т.е. нормировку частоты сохраним по (7), а для ускорения примем

$$\bar{a} \sim \bar{V} \bar{\omega}, \quad (8)$$

где структура выражения для скорости отличается от (5).

Если движение в слое дробления описывать простейшей моделью вязкой жидкости (с кинематическим коэффициентом вязкости ν), то при прочих равных условиях характерные скорости движения, в том числе, возможно, и скорости колебаний грунта зоны дробления, имеют структуру

$$V \sim g\Delta^2/\nu, \quad (9)$$

где g — ускорение силы тяжести.

Таблица 3

Нормирующие коэффициенты

Тип модели	Δ , см	$L/v_S \cdot 10^{-4}$ с	$\frac{L}{v_S} \frac{v}{g\Delta^2} \cdot 10^4$ с ² /см
2	0,2	3,4	8,5
3	0,4	3,4	2,12
4	0,8	3,4	0,53

Таким образом, для безразмерных ускорений получим

$$a = \bar{a} \frac{v}{g\Delta^2} \frac{L}{v_S} \quad (10)$$

Значения нормирующих коэффициентов для разных моделей приведены в табл. 3.

В расчетах коэффициент вязкости принят одинаковым для всех моделей и условно равным $v = 10^{10}$ см²/с (реальное значение вязкости не определялось), что возможно, является одной из причин некоторого разброса пронормированных результатов (рис. 4). Форма спектров колебаний для стадии скольжения блоков соответствует марковскому процессу.

В области исследуемых частот от 10 Гц до 2 кГц длины волн в материале модели с $v_P = 760$ м/с, $v_S = 384$ м/с изменяются в пределах: для продольной волны $\lambda_P = 7600 \div 38$ см; для поперечной $\lambda_S = 3800 \div 19$ см. Соответственно относительные размеры неровностей поверхности сместителя изменятся в пределах

$$\frac{\Delta}{\lambda_P} = \frac{1}{9500} \div \frac{1}{47}; \quad \frac{\Delta}{\lambda_S} = \frac{1}{4800} \div \frac{1}{25}; \quad \frac{l}{\lambda_P} = \frac{1}{3800} \div \frac{1}{19};$$

$$\frac{l}{\lambda_S} = \frac{1}{1900} \div \frac{1}{10}.$$

Описанные выше модели испытывались в сухом состоянии. Кроме того, выполнялись исследования с нагнетанием жидкости в зону разрушения.

В опытах с поровой жидкостью устойчивость системы нарушалась благодаря уменьшению нормальных напряжений от противодействия жидкости.

Для этого добивались выполнения неравенства

$$f \int_s (\sigma_n - p) ds - \int_s \tau ds < 0,$$

при котором происходила подвижка верхнего слоя и в модели возбуждались упругие колебания. Здесь σ_n , τ — нормальные и касательные напряжения по контакту слоев соответственно; f — коэффициент трения; s — площадь контакта; p — давление воды в слое.

При движении слоя с сухим трением акселерограмма имеет примерно одинаковую интенсивность колебаний с частотами 200–250 Гц,

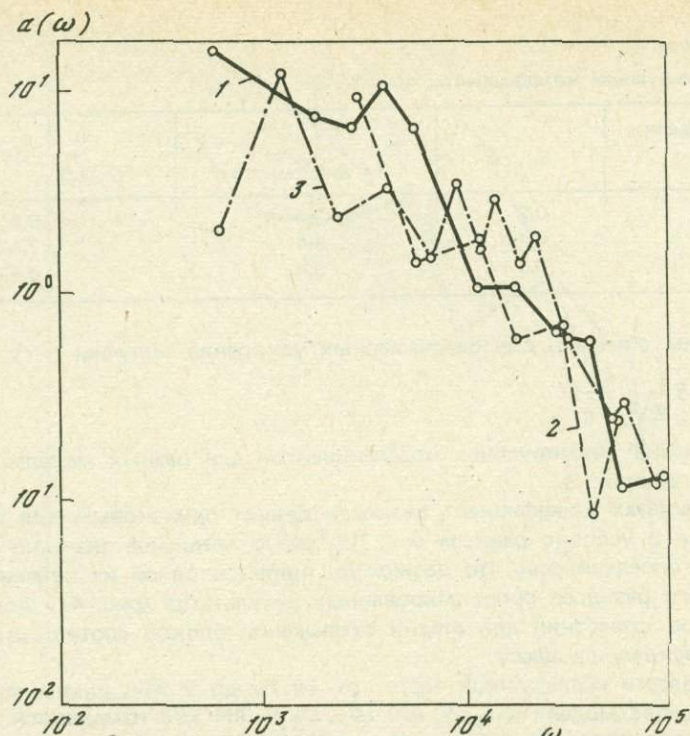


Рис. 4. Нормированные осредненные амплитуды ускорений в моделях с разным рельефом в стадии движения; $\sigma_{сж} = 20 \text{ кгс/см}^2$
 1 — $\Delta = 0,2 \text{ см}$; 2 — $\Delta = 0,4 \text{ см}$; 3 — $\Delta = 0,8 \text{ см}$

модулированными низкочастотными колебаниями порядка 60 Гц, (рис. 5). На акселерограмме в опыте с нагнетанием жидкости на фоне слабых колебаний видны импульсы из одного-двух периодов с частотой максимума 200–250 Гц. Эти различия, вероятно, связаны с тем, что в присутствии водной прослойки меньшая и изменяющаяся со временем поверхность слоев участвует во взаимодействии друг с другом.

Итак, в экспериментах на моделях из искусственных материалов зарегистрированы колебания, возникающие при сдвиговом разрушении. Выделено две фазы: первая связана с ростом магистральной трещины, вторая — со скольжением одного отчлененного блока по другому. Спектральные характеристики колебаний, полученные отдельно для двух фаз, подчиняются различным закономерностям.

Амплитуды ускорений, соответствующие разным частотам, в первой фазе пропорциональны прочности разрушаемого материала и не зависят от рельефа поверхности сместителя, во второй фазе — не зависят от высоты срезаемого при движении выступа поверхности сместителя и не зависят от прочности материала.

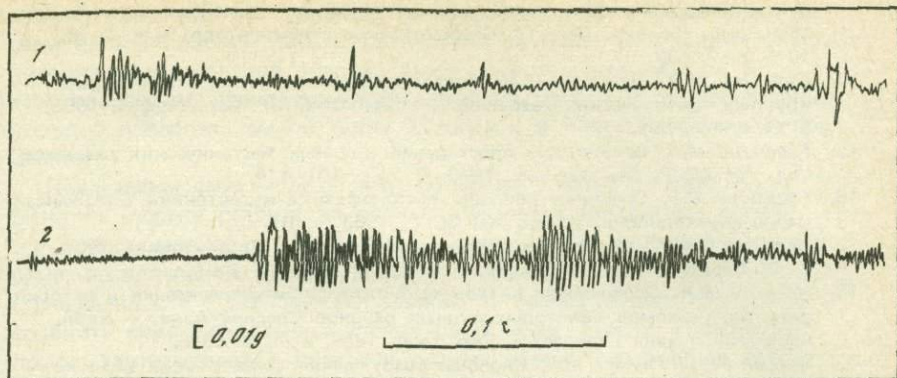


Рис. 5. Акселерограммы опытов

1 — модель с жидкостью между слоями; 2 — модель с сухим трением

Для каждой из фаз колебаний получены константы подобия, справедливые для трещин с неровностями рельефа поверхности сместителя меньшими, чем длины сейсмических волн.

В исследованиях при движении одного слоя по поверхности другого отмечены различия в волновой картине для моделей с сухим трением и с нагнетанием жидкости между слоями, обусловленные тем, что водная прослойка уменьшает площадь контактов взаимодействующих слоев.

Литература

1. Шамина О.Г. Упругие импульсы при разрушении образцов горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1966, № 5, с. 513–518.
2. Виноградов С.Д., Мирзоев К.М. Об энергии упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1, с. 37–45.
3. Васильев Ю.Ф. Модель сейсмического шва. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 3, с. 11–18.
4. Pfluke J.H., Howel B.F. Seismic model studies of first motions produced by an actual fault. — J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 4, p. 653–665.
5. Byerlee J.D., Brace W.F. Stick-slip, stable-sliding and earthquakes effect of type, pressure, strain rate and stiffness. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18, p. 6031–6037.
6. Шамина О.Г. Моделирование землетрясений. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 10, с. 10–20.
7. Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. 244 с.
8. Назаров А.Г., Дарбинян С.С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974. 165 с.
9. Штейнберг В.В. Некоторые результаты изучения спектров сильных землетрясений. — Труды координац. совещ. по гидротехнике. Л.: ВНИИГ, 1969, № 47, с. 78–99.
10. Ризниченко Ю.В., Сейдгузова С.С. Параметризация спектров землетрясений. — В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М.: Наука, 1975. с. 100–104.
11. Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкин Р.И. и др. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М.: Наука, 1968. 287 с.
12. Лятхер В.М. Оценка сейсмостойкости гидротехнических сооружений. — Труды Гидропроекта. М., 1975, сб. 44, с. 100–129.

13. Лятхер В.М., Капцан А.Д., Макаров А.Р. Исследования характеристик упругих колебаний горных пород при сейсмическом воздействии. — Научно-техн. реф. сборник. Сер. 14. Сейсмостойкое строительство, вып. 2. М., 1975, с. 37—38.
14. Гзовский М.В., Черткова Е.И. Моделирование волнистости простираия крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз. 1953, № 6, с. 481—499.
15. Гзовский М.В. Волнистость простираия крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 2, с. 101—114.
16. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинария. Изд-во АН СССР, 1963, ч. III, IV.
17. Невский В.А. О внутреннем строении разломов. — Геотектоника, 1967, с. 83—97.
18. Невский В.А. Особенности внутреннего строения, минерализация и история развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. — Библ. науч.-техн. горного общества. Сер. геол. 1959, вып. 6. 52 с.
19. Капцан А.Д., Глухов Ю.Г. Способы возбуждения сейсмических волн на моделях. — Труды координац. совещ. по гидротехнике. Л.: ВНИИГ, 1973, вып. 87, с. 64—69.

С.В. Мишин

МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ*

В настоящей работе в качестве модели процесса землетрясения рассматривается следующее положение: землетрясение представляет собой перемещение блока горных пород и его остановку. Мы полагаем, что причиной возбуждения упругих волн в сплошной среде всегда является торможение движущейся массы. С этой точки зрения одинаковую природу имеют взрывы, землетрясения и топот ног: энергия упругих волн, возбужденных в среде, равняется кинетической энергии объектов, имеющих большую или меньшую массу и большую или меньшую скорость. При взрыве — это энергия небольшой массы газов, движущихся с огромной скоростью, при падении — произведение массы предмета на квадрат его скорости в момент соприкосновения с неподвижной средой.

При рассмотрении модели землетрясения по аналогии с этими наблюдаемыми явлениями следует ответить на ряд конкретных вопросов, определить важнейшие параметры процесса: а) почему движется блок? (запасы энергии, распределение сил); б) что движется? (масса, объем и форма блока); в) как движется? (скорость, время и перемещение); г) почему останавливается блок и как энергия передается на расстояние?

Почему же происходят землетрясения? Почему на одних участках земной поверхности они происходят часто и сильно, а на других — не происходят совсем? Является ли сейсмическая активность свойством

* Учитывая современные данные об очаге землетрясения, модель, предлагаемую автором, следует рассматривать как спорную. — *Прим. ред.*

земной коры или это процесс, имеющий начало и конец? Мы отвечаем на эти вопросы так: сейсмическая активность — процесс выравнивания потенциальной энергии различных участков земной коры, этот процесс определяется распределением масс и прочности горных пород в пределах земной коры (иногда и в более глубоких недрах Земли).

Представим себе модель произвольного участка земной коры. Территория участка разбита на равные элементы квадратной сеткой (сечением, например, $25 \times 25 \text{ км}^2$). Снизу модель ограничена плоскостью, параллельной уровню моря и погруженной на глубину H (для определенности — на 50 км). Можно из самых общих соображений сравнить массы отдельных элементов объема модели. Плотности пород, заключенных в пределах разных элементов, вообще говоря, неодинаковы, поэтому следует предположить, что в равных объемах могут быть сосредоточены разные массы [1]. Такие же рассуждения приводят нас к выводу, что центры масс разных элементов могут быть погружены на различные глубины — законы изменения плотности с глубиной также необязательно одинаковы.

Таким образом, каждый элементарный объем модели характеризуется значениями массы M_i и глубины погружения центра масс h_i . Положения центров масс для нас удобнее отсчитывать от наиболее погруженного элемента $c_i = h_{\max} - h_i$.

Теперь можно характеризовать каждый элемент величиной потенциальной энергии $U_i = M_i g c_i$. Эта величина имеет тот же смысл, что и потенциальная энергия гири весом Mg , поднятой на высоту c над твердой поверхностью. Ясно, что потенциальные энергии различных элементов в общем случае могут различаться $U_i \neq U_j$, т.е. на участке могут оказаться элементы с большими запасами потенциальной энергии относительно своих соседей. Если, например, центр масс одного элемента средней плотностью 3 г/см^3 сечением $25 \times 25 \text{ км}^2$ и высотой 50 км окажется на 100 м выше центра масс такого же соседнего элемента, то запас его энергии составит 10^{19} Дж .

Распределение потенциальной энергии элементов на участке определяет поле запасов энергии тяготения. Можно рассмотреть градиент этой величины $G = \text{grad } U$; градиент энергии определяет, по-видимому, поле гравитационного давления на участке. Уравнение равновесия жидкости в однородном поле силы тяжести — уравнение Эйлера $[\text{grad } p = \rho g]$ (здесь p — давление, g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность среды) — в условиях земной коры может не выполняться, так как поле давлений взаимодействует с полем прочности пород, складывающих твердую оболочку. Однако в тех областях коры, где уравнение Эйлера не выполнено, в течение геологических времен существуют напряжения неизменного знака, которые взаимодействуют с прочностью слагающих область пород.

Силы, действующие по вертикали, значительно больше горизонтальных или наклонных составляющих, поэтому можно предполагать, что для сформировавшихся в далекие времена участков коры вертикальные силы уравновешены гидростатически за счет уплотнения

пород. Горизонтальные же или близкие к горизонтальным компоненты давления до сих пор, по-видимому, уравновешены только прочностными реакциями.

Землетрясение является результатом длительного взаимодействия поля давлений с полем прочности горных пород. Такое взаимодействие приводит либо к пластическому течению вещества, либо к его разрушению в некоторой зоне. При разрушении высвобождаются массовые силы, которые приводят к движению блоков горных пород как единого целого. В 1915 г. Б.Б. Голицын [3] поставил вопрос: является ли обвал пород, положивших начало Сарезскому озеру, причиной землетрясения или землетрясение послужило причиной обвала? Б.Б. Голицын пришел к выводу, что именно обвал явился причиной землетрясения. Наша точка зрения очень близка к высказанной Б.Б. Голицыным. Мы полагаем, что причиной землетрясения является перемещение большой массы горных пород в поле тяготения Земли.

Большие массивы горных пород менее устойчивы, чем малые: блок давит на окружающую среду своим весом (сила, пропорциональная третьей степени его размеров), а удерживается в покое силами прочности пород контактовой зоны, распределенной по его поверхности (пропорциональной второй степени линейных размеров). Таким образом, давление, создаваемое блоком на любой элемент его поверхности, линейно растет с ростом его размеров; давление это взаимодействует с неизменными характеристиками прочности пород.

В новейшей тектонике развивается сейчас взгляд на блоковое строение земной коры [4], которое мы формулируем следующим образом: движение масс в земной коре происходит в виде относительных перемещений сравнительно крупных блоков, остающихся при перемещении практически без изменений формы, — они могут смещаться или поворачиваться как единое целое.

Рассмотрим блок, покоящийся на наклонном основании. Его масса $M_b = 3 \cdot 10^{12}$ т (объем $10 \times 10 \times 10$ км³), основание наклонено к горизонту под углом 1° . Параллельная основанию составляющая веса F_g составит 5×10^{10} т. Мы полагаем, что нормальная к основанию составляющая веса скомпенсирована гидростатически, а F_g уравновешивается силами прочности пород, составляющих контактовую зону блока. Следует иметь в виду, что давление, составляющее 50 млрд. т, распределено по зоне контакта неравномерно: задний фронт подвергается растяжению, боковые поверхности — сдвигу, а передний фронт — сжатию. Кроме того, очевидно, что контактовая зона вообще неоднородна, и блок удерживается в покое лишь конечным числом прочностных связей, выдерживающих в сумме огромную нагрузку.

Взаимодействие давления с прочностью контактовой зоны носит временной характер [5]. Можно грубо определить прочность пород величиной $R_n = F_g \tau$, где τ — промежуток времени, в течение которого вещество выдерживает давление, после чего разрушается. Разрушение вещества высвободит блок по одной или нескольким степеням свободы, и масса блока придет в движение под действием раз-

ности сил $F_g - R$ (R — сопротивление среды). Блок остановится, когда сопротивление среды окажется больше некоторой величины.

Энергия перемещения определяется изменением положения центра масс блока по высоте Δh :

$$M_6 \Delta h g = F_g \Delta S,$$

т.е. изменение потенциальной энергии блока равняется работе силы F_g по перемещению блока на расстояние ΔS . Эта работа уходит на преодоление сопротивления среды и на увеличение кинетической энергии блока — блок обладает теперь скоростью

$$F_g \Delta S = R \Delta S + \frac{M_6 \cdot v^2}{2},$$

где v — скорость движения блока. В это выражение можно добавить еще один член $1/2 \omega^2$, определяющий кинетическую энергию поворота, но мы рассматриваем только поступательное движение блока:

$$(F_g - R) \Delta S = F \Delta S = M_6 v^2 / 2,$$

F — действующая сила. Разность составляющей веса и силы реакции среды определяет характер движения блока и накопление кинетической энергии.

Рассмотренные части процесса землетрясения не вызывают излучения энергии в окружающую среду: для того чтобы разрушить вещество горных пород и сообщить скорость огромной массе, требуется только затрата потенциальной энергии тяготения. Сейсмографы отметят толчок только при торможении движения, когда кинетическая энергия будет отдаваться неподвижной среде в виде ударов. Энергия сейсмических волн представляет собой переданную среде энергию движения масс:

$$E = M_6 v^2 / 2.$$

Если предположить также постоянство движущей силы F , т.е. равноускоренное движение на коротких участках пути, то можно получить эффективные соотношения между массой блока M_6 , зарегистрированной энергией E , перемещением центра масс ΔS , скоростью блока v , временем движения Δt и действующей силой F :

$$M_6 = E (\Delta t)^2 / 2 (\Delta S)^2 = 2E / v^2;$$

$$\Delta t = \sqrt{2 M_6 \Delta S / F} = \Delta S \sqrt{2 M_6 / E}; \quad (1)$$

$$v = \sqrt{2E / M_6} = \sqrt{2F \Delta S / M_6}.$$

Энергия упругих волн оценивается в настоящее время с точностью до порядка, поэтому нет необходимости остальные величины оценивать точно.

Пример 1. Блок массой $3 \cdot 10^{12}$ т сдвинулся на 1 см, причем действующая сила F составила 1% от F_g . Таким образом, заданы масса блока $M_6 = 3 \cdot 10^{15}$ кг, $\Delta S = 0,01$ м, $F = 5 \cdot 10^{11}$ кгс. Из соотношений (1) $E = F \Delta S = 5 \cdot 10^9$ кгс · м = $5 \cdot 10^{10}$ Дж; $v = \sqrt{2E / M_6} \cong \cong 0,6$ см/с; $\Delta t = \Delta S \sqrt{2 M_6 / E} = 2,5$ с.

Таким образом, блок массой $3 \cdot 10^{12}$ т под действием силы F , составляющей менее 0,01% от веса блока, переместится на 1 см вдоль плоскости, наклоненной на 1° к горизонту, за 3,5 с, причем наберет скорость 0,6 см/с. При остановке блока энергия, переданная среде, составит $5 \cdot 10^{10}$ Дж.

Пример 2. В 1966 г. в Калифорнии произошло Паркфильдское землетрясение магнитудой 5,5, что соответствует зарегистрированной энергии $E = 10^{14}$ Дж. С помощью лазерных измерений отмечено, что толчок сопровождался подвижкой по разлому на 21 см [6]. Предположим, что это и есть расстояние, на которое сместился центр масс блока.

Для оценки массы блока, его эффективной скорости, набранной за время перемещения, необходимо задать или значение действующей силы или время процесса перемещения. Зададим время процесса передвигки $\Delta t = 15$ с (допустим, его можно оценить из сейсмограмм). Тогда масса блока определится из соотношений (1):

$$M_6 = E (\Delta t)^2 / (2 \Delta S)^2 = 2 \cdot 10^{17} \text{ кг.}$$

Если плотность пород 3 г/см^3 , то объем блока составит около $6 \cdot 10^4 \text{ км}^3$, т.е. сдвинувшийся блок имеет объем, равный объему параллелепипеда со сторонами 30, 40 и 50 км. Действующая сила составляет около 0,4% от веса блока, а скорость перемещения достигает 3 см/с. Энергия движущейся массы передается среде в виде ударов. В этом отношении нет принципиальной разницы между землетрясениями, взрывами и падением предметов на поверхность земли. При ударе выполняются как закон сохранения энергии, так и закон сохранения количества движения (импульса). Передачу движения в очаге на далекие расстояния можно моделировать взаимодействием бильярдных шаров при разбивании пирамиды. Допустим, что шар 1 после удара останавливается и передает свой импульс $Q_1 = mv_1$ шару 2. Со скоростью упругих волн этот импульс передается шарам 3 и 4, которые приобретают количества движения Q_2 и Q_3 , их векторная сумма равна Q_1 . Процесс передачи движения продолжается со скоростью упругих волн до тех пор, пока движение не достигнет поверхности — шаров 12, 13, 14, 15, 16. Они также получают количества движения, которые в сумме составят Q_1 . Шары приобретут скорости, которые определяются их массами и направлением первого соударения.

Передачу движения блока окружающей среде мы представляем себе аналогично рассмотренной модели. Количество движения $Q_6 = M_6 v_6$ передается при соударении за время Δt некоторому шаровому слою мощностью $\Delta r = \Delta t v_p$ (v_p — скорость упругих волн). Каждый элемент массы этого слоя ΔM_{1j} приобретает скорость смещения, определяемую геометрией направлений на источник и направления удара. Так же как при соударении шаров, каждый элемент массы передает свое движение соседним элементам массы ΔM_{2j} с сохранением суммарного импульса Q_6 , так как после передачи движения элементы ΔM_{1j} остаются в исходном положении. При регист-

рации скорости движения на дневной поверхности, аналогично шарам 12–16, скорости смещений в разных точках могут оказаться различными. В первую очередь должны сказаться различия плотностей грунтов, подстилающих дневную поверхность. Если в одинаковых объемах среды близ поверхности сосредоточены разные массы, то скорости смещения грунтов на поверхности окажутся обратно пропорциональными этим массам. Это очень простое положение неплохо согласуется с известной эмпирической формулой приращения балла в зависимости от грунтов, предложенной С.В. Медведевым [7]. Необходимо только разобраться физически с понятием сейсмической жесткости.

Предлагаемая модель процесса землетрясения не противоречит современным физическим представлениям о строении земных недр, она объясняет известные макроэффекты, наблюдаемые при землетрясениях. Вообще говоря, наша модель не исключает привычных представлений о землетрясении как процессе развития трещины: если в Земле возможно накопление упругих напряжений, то тектонические землетрясения, описанные Б.В. Костровым и др. [8, 9], также могут происходить. Однако существование процессов накопления упругих напряжений представляется нам маловероятным. Наша модель безусловно пригодна для объяснения таких доступных измерению процессов, как горные удары или сейсмические эффекты лавин.

Л и т е р а т у р а

1. *Зимникова Т.П., Мишин С.В., Старухина Л.А.* Распределение плотностей и масс горных пород на территории Северо-Востока СССР. — Труды СВКНИИ, Магадан, 1976, вып. 76.
2. *Седов Л.И.* Механика сплошных сред. М.: Наука, 1970. Т. II. 568 с.
3. *Голицын Б.Б.* О землетрясении 18 февраля 1911 г. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 365–370.
4. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 511 с.
5. *Резель В.Р., Слуцкий А.И.* Кинетическая природа прочности. — В кн.: Физика сегодня и завтра. Л.: Наука, 1973.
6. *Hoffman R.B.* Earthquakes predictions from fault movement and strain precursors in California. — In: Earthquake displacement fields and rotation earth. Dordrecht, 1970, p. 234–245.
7. *Медведев С.В.* Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962. 284 с.
8. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
9. *Физика очага землетрясения.* М.: Наука, 1975. 243 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Б.А. Борисов, Г.И. Рейснер, В.Н. Шолпо

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Настоящий сборник посвящен изучению очагов землетрясений и прогнозу времени их возникновения. В данной статье мы попытаемся сформулировать те задачи, которые в свете указанных проблем стоят перед геологами.

По всей вероятности, можно говорить о двух основных направлениях геологических исследований. Первое — детальное геологическое изучение очаговых зон, уже проявившихся крупными землетрясениями. В результате этого цикла работ будут получены конкретные фактические данные о современной структуре той или иной очаговой зоны, ее ориентировка в пространстве, направлении эволюции, а также о характере тектонических напряжений в земной коре, что позволит подойти к решению вопросов механизма и динамики геологических процессов в данной очаговой зоне. Второе направление геологических исследований — прогнозирование мест расположения крупных очаговых зон, которые в историческое время не проявились сильными землетрясениями.

Для того чтобы изучать конкретные очаговые зоны, необходимо в первую очередь научиться достаточно надежно их выделять. А последующее планомерное изучение потенциальных очаговых зон и их сопоставление с уже известными может дать чрезвычайно интересный материал для поисков предвестников землетрясений.

Рассмотрим подробнее оба указанных направления геологических исследований и начнем с конкретного изучения очаговых зон, уже проявившихся крупными землетрясениями. В качестве примера остановимся на геологических условиях зон возникновения крупнейших землетрясений, происшедших в 1976 г. в альпийской складчатой зоне — Черногорского 28 июля и итальянских 6 мая и 15 сентября в области Фриули.

Очаговая зона Черногорского землетрясения располагалась на территории Чечено-Ингушской АССР. Магнитуда главного толчка была около 6,3, в течение последующего времени произошел ряд повторных толчков, наиболее сильные из которых имели $M = 5,0$. Глубина очага землетрясения была, вероятно, значительной и составляла 25 км.

Географически очаговая зона лежит в пределах северного склона Большого Кавказа, представленного системой субпараллельных хребтов общекавказского (субширотного) простираия: Бокового, Скалистого и Пастбищного, высоты которых уменьшаются к северу от 4000

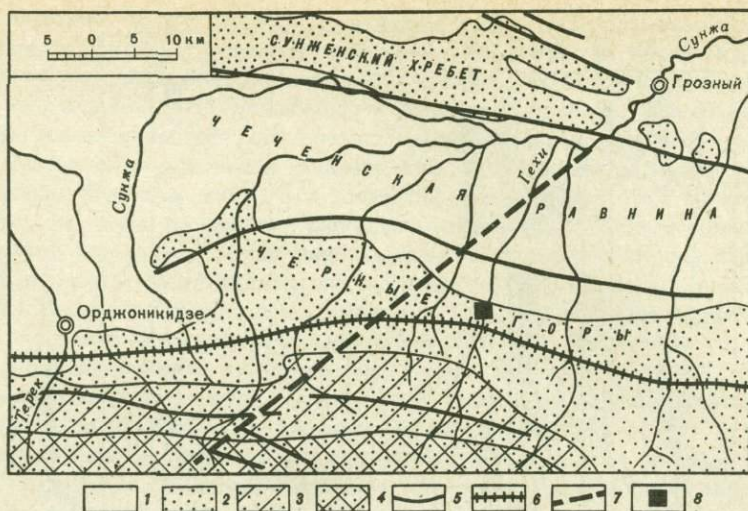


Рис. 1. Обзорная карта района землетрясения 28 июля 1976 г. в Чечено-Ингушской АССР

Отложения: 1 — четвертичные; 2 — палеогеновые и неогеновые, 3 — меловые, 4 — юрские; 5 — разрывные нарушения, развивавшиеся в новейшее время; 6 — основные региональные разрывы; 7 — глубинный трансзональный разлом; 8 — район остаточных деформаций землетрясения 28 июля 1976 г., показанный на рис. 3

до 1000 м. Наиболее северное положение занимают Черные горы с высотами 500—1000 м, ограничивающие с юга Чеченскую равнину (рис. 1). В пределах всех хребтов, за исключением Черных гор, развит сильно расчлененный высоко- и среднегорный прямой эрозионный рельеф с четко выраженным соответствием структуре и литологии слагающих пород. Наиболее высокие участки совпадают с зонами поднятий, а в их пределах — с плотными бронирующими пластами известняков и других устойчивых к размыву пород. Понижения в рельефе между хребтами частично обусловлены присутствием более податливых пород, частично соответствуют зонам опусканий. Широко развиты в пределах района террасовые комплексы четвертичного возраста, располагающиеся в некоторых участках на относительных высотах до 250—300 м. Все исследователи (например, [1]) отмечают понижение высот разновозрастных террас рек Асса, Шалажа, Аргун и других в северном направлении.

Черные горы — передовое поднятие, характеризующееся низкогорным эрозионным скульптурным рельефом. Наши геоморфологические наблюдения показали, что граница между Черными горами и Чеченской равниной, выраженная в рельефе уступом, соответствует тектонически активной (в новейшее и четвертичное время) зоне, которая в верхнем структурном этаже имеет характер флексуры. Составленные нами профили по долине р. Аргун, а также долинам рек Гехи и Шалажа (рис. 2) иллюстрируют характер деформаций поверхностей террас четвертичного возраста, поведение их цоколя и изменение мощно-

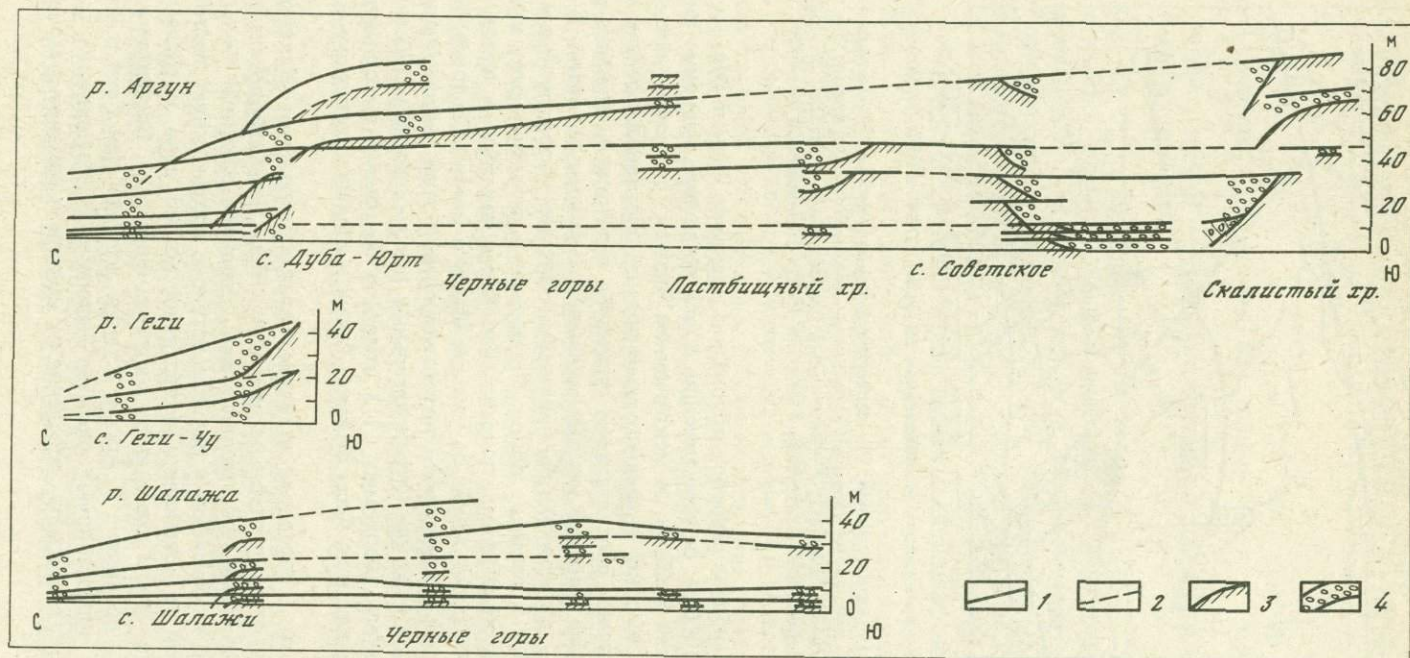


Рис. 2. Продольные профили по террасам рек Аргун, Шалажи, Гехи

Поверхности террас: 1 — установленные, 2 — предполагаемые; 3 — поверхность коренного цоколя; 4 — аллювий террас

стей аллювия по обе стороны от указанной флексуры. По всем составленным профилям отмечается погружение поверхностей террас и цоколей, а также увеличение мощностей аллювиальных отложений в северном направлении — от Черных гор к Чеченской равнине. При этом указанные изменения происходят резко, на сравнительно коротких расстояниях, измеряемых первыми километрами. Это характерно не только для района расположения очага землетрясения 28 июля 1976 г., но отмечается на всем протяжении флексуры, отделяющей Черные горы от Чеченской равнины. По всей вероятности, на глубине флексура переходит в разлом общекавказского простираания. Эта структура наиболее активно развивается восточнее долины р. Аргун, а западнее подвижность по ней в неоген-четвертичное время убывает. Возможно, что эти изменения происходят не постепенно, а скачкообразно и связаны с поперечной геотектонической зональностью (флексуры или разрывы поперечного по отношению к общекавказскому простираания).

Черные горы в пределах очаговой зоны землетрясения 28 июля 1976 г. сложены породами миоцена и палеогена. Первая гряда образована конгломератами (в верхней части разреза), глинами и некарбонатными песчаниками мзотиса, которые подстилаются сарматскими песчаниками и известковистыми глинами с прослоями мергелей. Породы имеют пологое или умеренное падение к северо-северо-востоку. Поверхность гряды сильно размыта, на ней широко развиты делювиальные отложения. Куэстообразные гряды Пастбищного хребта сложены карбонатными породами мела и палеогена, структура которых характеризуется моноклиальным залеганием СВ $35-40^\circ$ $\angle$ $15-20^\circ$, осложненным складками и надвигами с движением материала в южном направлении. Для Скалистого хребта характерны сильно дислоцированные породы верхней и средней юры в карбонатных и терригенных фациях.

Анализ имеющихся геолого-геоморфологических материалов свидетельствует о наличии мульд новейшего прогибания, вытягивающихся в цепочку северо-восточного простираания и служащих как бы продолжением Цхинвали-Казбекского поперечного глубинного разлома, главной особенностью которого в новейшее время было растяжение и образование сброса с опущенным юго-восточным крылом. Плейстоценовое проявление вулканизма в районе г. Грозный [2] также приурочено к этой линии. Характер деформаций в пределах зоны продолжения Казбекского разлома к северо-востоку указывает на растяжение земной коры.

Остаточные деформации, возникшие при землетрясении 28 июля 1976 г., приурочены к сравнительно небольшому району [3]. Он расположен на левобережье р. Гехи (рис. 3) вблизи флексуры, отделяющей Черные горы от Чеченской равнины. Характерны два типа остаточных деформаций: 1) отрывы коренных пород (конгломератов и глины мзотиса) от эрозионного уступа, обращенного на юго-восток; 2) массовое сползание и растрескивание делювиальных пород, образующих поверхность склона. Характерно северо-восточное простираание ($30-45^\circ$) трещин, сбросов, валов сучивания грунта. Движение масс у северо-восточного края уступа происходило на восток и юго-восток (в на-

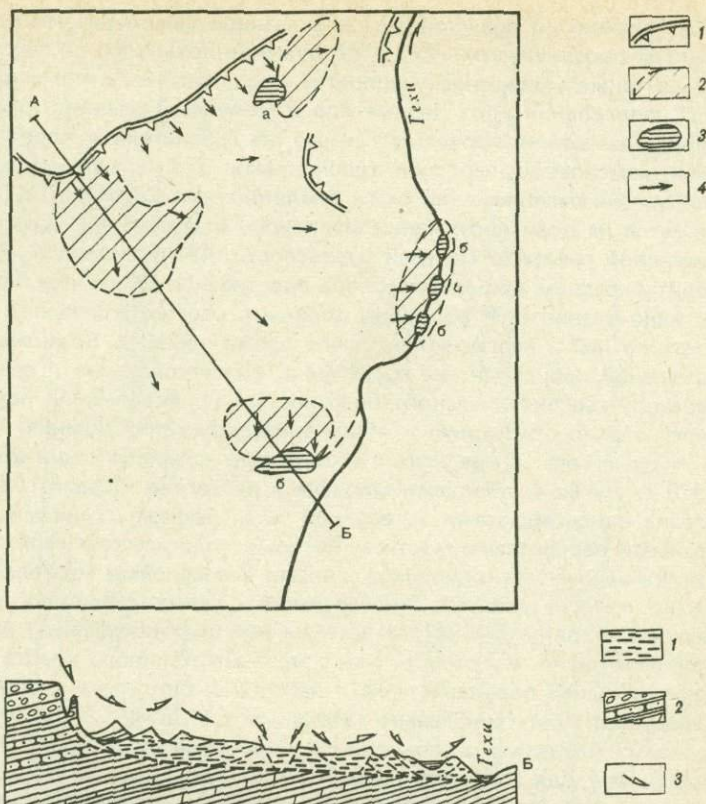


Рис. 3. Схема района остаточных деформаций землетрясения 28 июля 1976 г. на левобережье р. Гехи

1 — обвалы коренных пород; 2 — участки массового развития оползней; 3 — озера (а — древнее, деформированное во время землетрясения, б — образовавшиеся во время землетрясения); 4 — направление движения масс. На профиле: 1 — делювиальные отложения; 2 — коренные породы — конгломераты, глины и песчаники мэотиса, глины и песчаники сармата; 3 — направление движения оползневых масс

правлении наибольшего наклона дневной поверхности), что видно по зеркалам скольжения, перекосу находящегося в районе остаточных деформаций озера и по положению фронтальных частей оползших масс.

Характер остаточных деформаций показывает, что перемещение грунта произошло главным образом по подошве более древних оползней. Поверхности скольжения имеют искривленную форму, в результате чего блоки породы в тыловой части срывов оказались наклоненными назад и под тяжестью высоких деревьев, корни которых были в этих блоках, стали "на ребро", т.е. опрокинулись на 90° . Образовались почти непроходимые завалы, гладкие уступы (поверхности срывов) и земляные торосы высотой до 5–6 м. Сильное растрескивание и деформации грунта на большом расстоянии от тыловой части срыва можно объяснить достаточно длительными колебаниями водонасыщенных де-

лювиальных пород, покоившихся на водоупорном ложе. Возможно также, что эти деформации возникли уже после окончания "тряски" при регрессивном развитии оползня, начавшегося у берегового уступа. Ситуация примерно такая же, как в случае знаменитого оползня Тернагейн-Хайтс, образовавшегося через несколько минут после сильнейших толчков Аляскинского землетрясения 1964 г. Характер изменений ландшафта в долине р. Гехи (если не говорить о масштабах явления) вполне соответствует описаниям результата оползня Тернагейн-Хайтс [4].

По-видимому, можно говорить о тиксотропности, т.е. способности переходить под действием сотрясений в текучее состояние, суглинистых и глинистых делювиальных пород долины р. Гехи, особенно вблизи поверхности срыва. В многочисленных ложинах, прорезающих склон в районе развития остаточных деформаций, произошло грабенообразование, связанное с высвобождением из грунта и удалением воды, происшедшими в результате "взбалтывания" при землетрясении.

На основании наших наблюдений можно заключить, что в пределах района остаточных деформаций (его площадь составляет 0,5–1,0 км²) землетрясение было сильным и длительным, но срывы произошли главным образом в неустойчивом поверхностном слое. Смещение при этом имело то же направление, как и при ранее образовавшихся оползнях.

Район остаточных деформаций располагается близко к очаговой зоне землетрясения, так как деформации четко локализованы, а аналогичная геолого-геоморфологическая обстановка имеется и во многих других частях Черных гор, особенно к востоку от долины р. Гехи.

Итак, очаг землетрясения 28 июля 1976 г. приурочен, по-видимому, к глубинному поперечному тектоническому разрыву, пересекающему флексуру, отделяющую Черные горы от Чеченской равнины в районе поселков Шалажи — Гехи (см. рис. 1, 3). Существование такого разрыва северо-восточного простирания давно уже предполагалось многими специалистами, занимавшимися вопросами сейсмотектоники Кавказа. Он фигурирует, в частности, на картах геологических критериев сейсмичности [5] и на Тектонической карте Кавказа [6].

Рассмотрим геологические условия другой очаговой зоны.

Землетрясения Фриули 6 мая и 15 сентября 1976 г. охватили Северную Италию и прилежащие части Австрии и Югославии. В его изучении приняли участие, помимо итальянских специалистов, исследователи разного профиля из Франции, Югославии, Австрии, ФРГ, Дании, Англии и ряда других стран, а первые результаты обследования были доложены на Международном конгрессе в г. Удине (Италия) 4–5 декабря 1976 г.

Главный толчок 6 мая имел магнитуду 6,2 и произошел в 20 ч 00 мин 13,5 с. Координаты его 46, 2° с.ш. и 13,3° в.д. Он предвлялся форшоком с $M = 4,5$ в 19 ч 59 мин (координаты 46,2° с.ш. и 13,2° в.д.). В течение мая — середины июля было зарегистрировано 320 афтершочков с $M \geq 2,5$, в том числе семь с $M \geq 4,5$ и два с $M \geq 5,0$ [7].

Второй главный толчок произошел 15 сентября в 9 ч 51 мин и имел магнитуду 6,3. Он предвлялся серией форшоков в сентябре

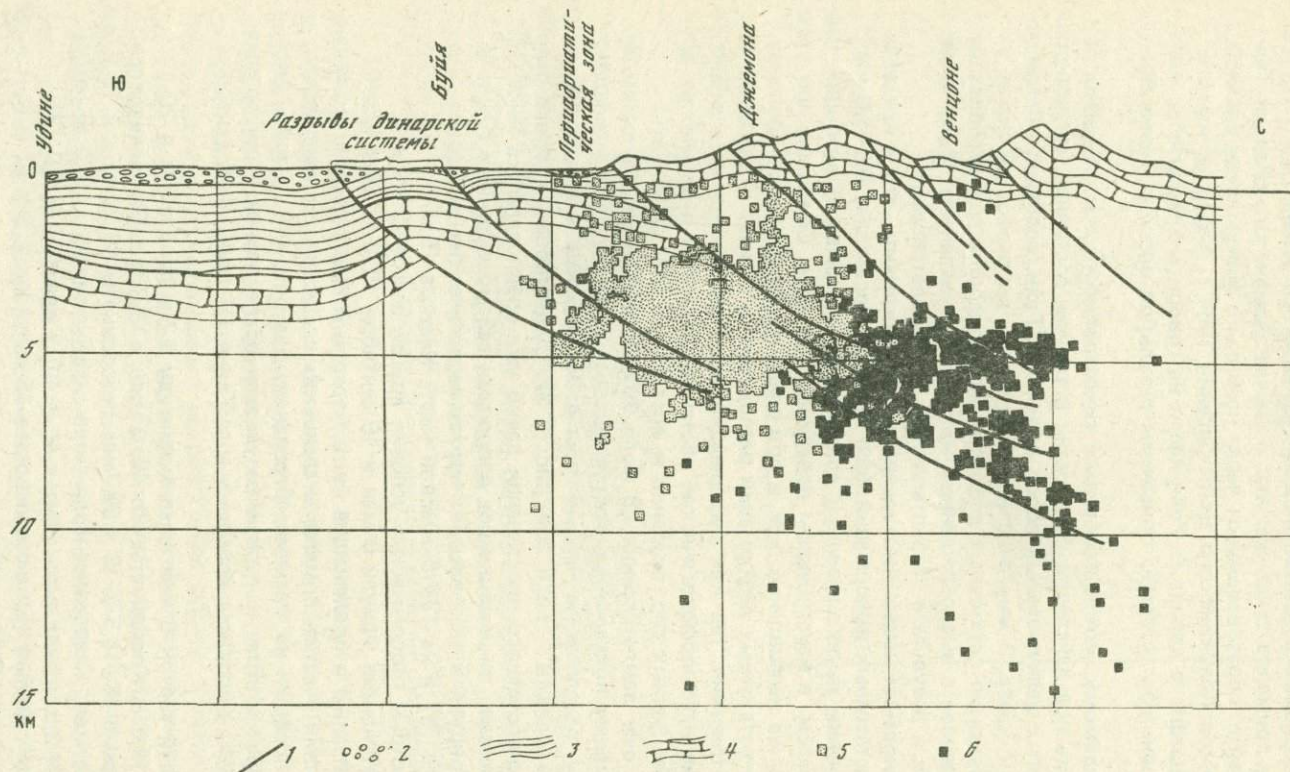


Рис. 4. Распределение афтершоков землетрясения 6 мая и 15 сентября 1976 г. в области Фриули (по [8])

1 — линии главных надвигов и взбросов; 2 — четвертичные отложения; 3 — третичные отложения; 4 — мезозойские и более древние отложения; 5 — афтершоки с 10 по 14 мая 1976 г.; 6 — афтершоки с 30 сентября по 10 октября 1976 г.

с $M = 4,2-5,0$. Глубины очагов обоих главных толчков оцениваются специалистами по-разному, однако большинство склонно считать, что очаги были неглубокими (5–15 км). Положение афтершоков показано на рис. 4, 5. На них видно, что афтершоки обоих толчков образуют перекрывающие друг друга эллипсоиды, вытянутые в субширотном направлении; более поздний из них смещен относительно другого вниз и к северу [8].

Макросейсмическое обследование землетрясения 6 мая показало, что его интенсивность достигала X баллов по шкале MCS. Землетрясение сопровождалось значительными деформациями земной поверхности — многочисленными обвалами и оползнями коренных пород (более 1000 случаев), трещинами, многочисленными гидроэффектами [9].

Географически область землетрясений Фриули охватывает зону сочленения Карнийских Альп с Венецианской предгорной равниной в районе выхода на нее долины р. Тальяменто. По данным итальянских специалистов, зона сочленения совпадает с Периадриатическим надвигом первого порядка (см. рис. 5), по которому передовая пластина Карнийских Альп выдвигается в южном направлении (рис. 4). О тектонической активности этой пластины в новейшее время свидетельствуют и непосредственные геологические наблюдения, и данные бурения передовой части пластины, и выраженность последней в рельефе в виде уступа в несколько сот метров.

В районе очаговой зоны землетрясений Фриули Периадриатический надвиг рассечен в поперечном (субмеридиональном) направлении грабеном долины р. Тальяменто. Протяженность этой структуры по поверхностным геологическим наблюдениям составляет около 20 км при максимальной ширине до 5–6 км. Существуют некоторые данные о том, что грабен долины р. Тальяменто не является локальной структурой, а входит составной частью в обширную систему нарушений субмеридионального простирания. Южнее, в пределах Венецианской предгорной равнины, отмечены существенные различия в строении и структуре двух ее секторов, расположенных западнее и восточнее долины р. Тальяменто. В западном секторе под покровом рыхлых четвертичных отложений повсеместно развиты третичные образования, отсутствующие в восточном секторе. Установленные в восточном секторе линии погребенных под рыхлым чехлом взбросов и надвигов не прослеживаются в западном секторе, и наоборот. Эти геологические данные свидетельствуют также и о том, что по отмеченной поперечной зоне в новейшее время, помимо вертикальных, происходили и горизонтальные сдвиговые смещения (см. рис. 5).

Таким образом, есть все основания полагать, что очаговая зона землетрясений Фриули 1976 г. связана с продолжающимся неравномерным в пространстве надвиганием Карнийских Альп в южном направлении, сопровождающимся вертикальными и горизонтальными движениями по субмеридиональным (поперечным) зонам разрывов различного порядка.

Проблема прогноза очаговых зон крупных землетрясений развивается двумя путями. Первый из них — тектонофизический — независим

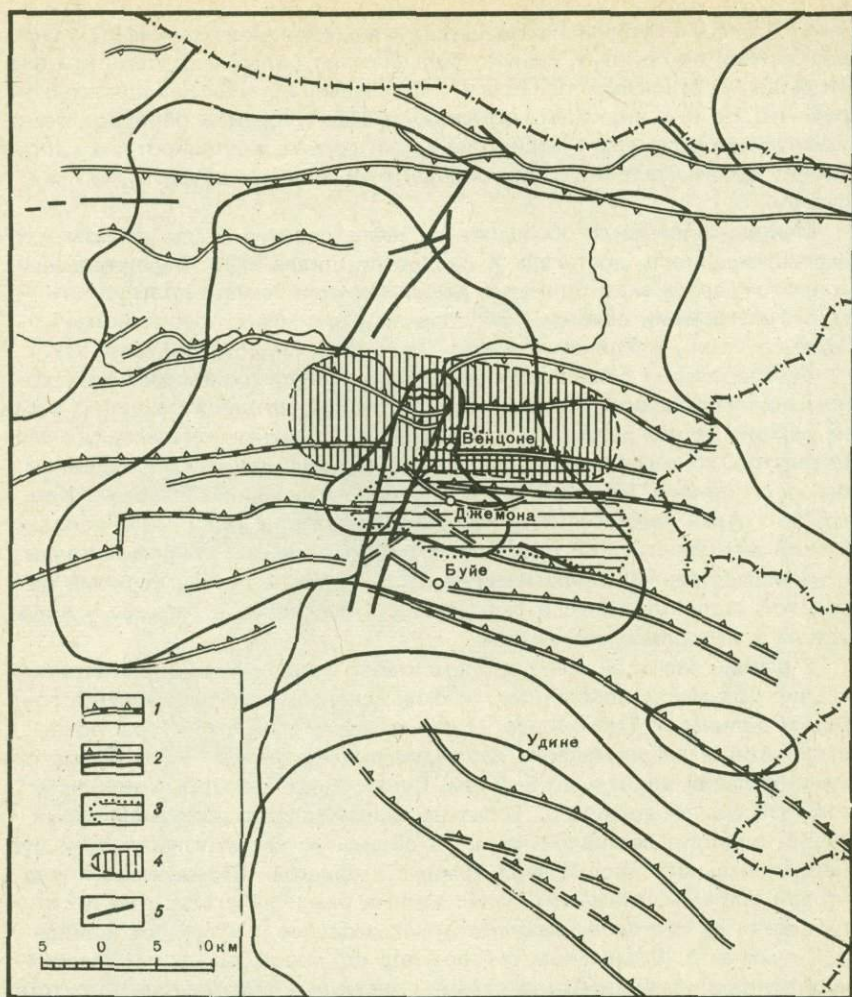


Рис. 5. Сейсмоструктурная карта района землетрясений в области Фриули (по [8]).

1 — главные надвиги; 2 — прочие взбросы; 3 — область афтершоков 10—14 мая 1976 г.; 4 — область афтершоков 30 сентября — 6 октября 1976 г.; 5 — поперечные разрывы

от данных сейсмостатистики. Основные теоретические представления его были разработаны в конце 50-х годов М.В. Гзовским [10]. Он заключается в непосредственном определении сейсмического потенциала тех или иных очаговых зон по ряду параметров, характеризующих объем очага, скорость деформации, свойства среды, в которой она протекает, и т.д. Практически же провести такие расчеты оказалось невозможным, поскольку многие из указанных параметров либо не поддаются непосредственному определению вообще, либо оцениваются весьма прибли-

зительно, по ряду косвенных признаков. Поэтому до настоящего времени единственным путем прогнозирования зон возникновения землетрясений с различной энергией остается экстраполяция данных сейсмостатистики в пространстве на базе изучения поверхностных геологических явлений. Мы не хотим сказать, что это плохой, второсортный путь. Он основан на твердой логической посылке, гласящей, что поверхностные геологические явления и жизнь очаговых зон суть следствия развития единого эндогенного процесса. Тем не менее повторяем, это путь вынужденный, поскольку наши знания о процессах и свойствах вещества на глубине пока еще ограничены.

На пути экстраполяции данных сейсмостатистики в пространстве с использованием геологических методов существуют свои очень большие трудности. Только в последние годы на этом пути были достигнуты некоторые успехи; установлены надежные геологические критерии сейсмичности и разработаны достаточно обоснованные методы выделения зон возникновения землетрясений с различной энергией. Речь идет, конечно, только о прогнозе зон возникновения землетрясений в земной коре [11].

Геологические критерии сейсмичности выделяются на основании различных методов анализа — сопоставлении геологических и сейсмических явлений, обследовании очаговых зон землетрясений различного класса, проведении корреляционного анализа различных параметров сейсмического режима с элементами геологической структуры, решении задач по опознаванию и т.д. Само собой разумеется, что набор геологических критериев неуклонно растет, поскольку геологические условия очаговых зон в разных тектонических зонах совершенно различны, а в пределах вроде бы единой тектонической зоны сильно меняются от места к месту.

В последнее время достаточно определенно установлено, что очаговые зоны крупных землетрясений связаны с разломами и зонами их пересечений — с дизъюнктивными узлами. При этом разломы, составляющие такие узлы, активны в течение длительных периодов геологической истории, в том числе и в новейшее время. Для крупных очаговых зон характерны небольшие значения амплитуд неотектонических движений (они тяготеют к предгорьям), а также высокая контрастность новейших движений. Часто очаговые зоны располагаются на участках переработки древнего структурного плана или смены знака движений в течение близких к современной эпохе отрезков геологической истории.

Помимо чисто геологических, существует большое количество критериев сейсмичности, связанных с различными геофизическими полями: аномалии этих полей, их градиенты, характеристики мощности земной коры и отдельных ее слоев и т.д. [12]. Никак не оспаривая важность привлечения этих данных к анализу сейсмических явлений, мы бы хотели отметить здесь некоторую их ограниченность. Она связана с тем, что геофизические данные дают представление о современном состоянии глубоких частей земной коры, о ее современной структуре. С этой точки зрения информативность этих данных была бы чрезвычайно велика.

если бы не два обстоятельства. С одной стороны, детальность геофизических методов исследования при том же масштабе намного ниже геологических. Это приводит к размазыванию геофизической информации на площади (или в объеме). С другой, — интерпретация геофизических данных сильно зависит от выбранной модели, что требует привлечения к анализу разных геофизических данных, их сопоставления и увязки между собой.

Нам представляется поэтому, что геологические и геофизические критерии сейсмичности взаимно дополняют друг друга и могут быть использованы в задаче прогнозирования очаговых зон только совместно. В заключение хотелось бы отметить, что всю совокупность геологических критериев сейсмичности можно грубо разделить на две группы. Одна из них характеризует в косвенной форме свойства среды в очаговых зонах, а другая — интенсивность проявления в них тектонических процессов за некоторый интервал геологической истории.

После того как изучены геологические критерии сейсмичности, найден обучающий материал в виде геологического описания крупных очаговых зон, встает задача прогноза потенциально опасных в сейсмическом отношении зон. Решение этой задачи в значительной степени зависит от выбранной методики анализа геологической информации. Во-первых, потому что эталонные описания обучающих очаговых зон многокомпонентны и включают большое количество критериев (или параметров), каждый из которых имеет большое количество градаций между крайними значениями. Во-вторых, совершенно неизвестна информативность этих параметров и соответственно вес, который им должен придаваться в разных сочетаниях отдельных признаков.

В результате имеется большое количество методов решения задач по прогнозу, лишь в большей или меньшей мере приближающихся к оптимальному. Наиболее распространенными в настоящее время являются традиционные методы решения прогностической задачи по поиску очаговых зон, которые используют геологические данные без их формализации. В рамках этих методов задача прогноза в качественной форме практически невыполнима, если не задать заранее определенную модель геологической ситуации очаговой зоны. Наиболее часто используемая модель — дизъюнктивный узел с пересечением разломов различного направления. Такая модель задавалась при наших методических работах по Кавказу [5], югу европейской части СССР [13], выполнении Балканского сейсмического проекта ЮНЕСКО [14], обосновании районирования стран КАПГ [15] и в ряде других случаев. Однако даже введение определенных моделей не снимает существующих трудностей: остается неясным вес остальных многочисленных параметров. Иногда выход находится путем введения скользящих шкал учета некоторых из них: в тектонически активных в новейшее время районах в дизъюнктивных узлах допускается возможность реализации землетрясений с $M = 7,0$, а в остальных районах — с $M = 6,6$ или $6,0$, и т.д. Такие скользящие шкалы использовались в упоминавшихся работах по югу европейской части СССР [13] и Балканскому проекту [14]. На этом качественном пути могут быть найдены и находятся

правильные решения, особенно если при этом осуществляется контроль сделанных геологами построений другими методами, например сейсмологическими. Такой контроль был сделан при работах по Балканскому проекту.

Тем не менее, если говорить о принципиальной стороне вопроса, традиционная методика прогноза несовершенна и очень субъективна. Но до сих пор она является единственной, принятой на вооружение для выделения очаговых зон с различной энергией, при составлении нормативных карт сейсмического районирования. Понятно теперь, почему при составлении указанных карт всегда велись нескончаемые споры: то что кажется совершенно очевидным и бесспорным одному исследователю, представляется сомнительным или невероятным другому. Такая ситуация порождает общее недоверие к геологическим данным в системе прогноза и стремление ограничиться только учетом сейсмологических материалов. Ошибки нарастают, что приводит к печальным последствиям: прогноз очаговых зон подменяется констатацией уже реализовавшихся.

Выход из создавшегося положения стал намечаться сравнительно недавно, когда началась разработка формализованных методов анализа и учета геологической информации при прогнозе очаговых зон [16—18].

Преимущества формализации любого вида информации, в том числе и геологической, очевидны. Она позволяет в компактной форме представить большие массивы исходных данных, что чрезвычайно важно, когда мы имеем дело с большим количеством геологических параметров разных градаций. Формализация позволяет привлечь к анализу исходного материала более строгие количественные методы для определения информативности и отбора геологических критериев сейсмичности. Она позволяет, наконец, разрабатывать методы прогноза с участием средств вычислительной математики.

Один из таких методов базировался на следующих основных положениях: в качестве обучающего материала использовались эталонные описания очаговых зон различного класса по их энергетической характеристике; привлекались историко-тектонические сведения, которые позволяли оценить тенденцию развития данного участка; геологическое описание относилось к стандартной площади и включало геологические параметры, изученные на всей территории; предполагалось, что в разных тектонических зонах существуют разные причины и разные условия возникновения землетрясений.

Конкретное решение задачи заключалось в нахождении прогнозирующей функции, значения которой отличались бы как можно меньше от экспертных значений магнитуды эталонных описаний разных классов. Путь решения и его результаты опубликованы в ряде работ [11, 17, 19]. Полученное распределение вычисленных значений $M_{\max}$ показано на рис. 6. Заметим, что учебный материал составлял 8% площади всей территории Кавказа.

Проверить полученный результат прогноза очаговых зон можно только путем ожидания грядущих землетрясений. Со времени составления карты на Кавказе возникло только одно крупное землетрясение —

Черногорское с $M = 6,3$, о котором шла речь раньше. Его очаговая зона располагается в пределах ячеек, для которых прогнозировались землетрясения с $M = 6,5$.

Косвенной проверкой полученного решения может быть его эксплуатация в других геотектонических зонах, сходных по истории развития и структуре с Кавказом. При этом имитируется прогноз землетрясений, которые уже произошли, что и является проверкой метода, а кроме того, действительно прогнозируются еще не проявившие себя очаговые зоны. Такая проверка была сделана путем составления прогнозных карт для Крыма (см. рис. 6), Карпат и Северной Италии [20, 21].

Имитация прогноза оказалась удачной: зарегистрированные в пределах отмеченных территорий очаги крупных землетрясений оказались на своих местах. А прогноз на Северную Италию подтвержден и упомянутыми землетрясениями Фриули 1976 г.

Однако в этом цикле работ по прогнозу мы не избежали ошибок типа "пропуск цели", например, с крупнейшими землетрясениями Болгарии в Горна-Оряховица и Шабла ($M = 6,8$ и $6,7$). Причины этих ошибок ясны. Задача по Кавказу [11, 17, 19] решалась преимущественно для областей поднятий, а для зон другого знака движений мы не располагали достаточными исходными данными. Поэтому для них уже при решении задачи мы имели одну ошибку в зоне Кубанского землетрясения 1926 г. ($M = 5,0$). Естественно, подобные ошибки должны были повторяться для аналогичных геологических зон при эксплуатации кавказского решения [20, 21]. Несмотря на это, мы полагаем, что для областей поднятий очаговые зоны определены достаточно надежно (см. рис. 6). Очаговые зоны, в пределах которых ожидается возникновение землетрясений с различными магнитудами, представляют собой те горячие участки альпийской складчатой области, которые требуют в настоящее время особо пристального внимания и изучения.

Нам представляется, что задача изучения очаговых зон не должна ограничиваться исследованием только тех мест, которые уже известны по данным сейсмостатистики. Необходимо изучать также те очаговые зоны, которые прогнозируются с привлечением геологических данных. Их сравнение с уже изучаемыми может продвинуть дело с предвестниками.

Задача прогноза очаговых зон до сих пор еще остается на повестке дня специалистов в области сейсмотектоники. Мы убеждены, что оптимальное решение этой проблемы при невозможности использовать прямые тектонофизические методы лежит на пути формализации исходной геологической информации.

Формальные методы начали разрабатываться недавно и имеют ряд существенных недостатков и ограничений. К числу их относятся введение экспертных оценок магнитуд учебного материала, получение решений для регионов, состоящих из разнородных геотектонических зон, недостаточный учет глубин очагов и т.д.

Представляется необходимым дальнейшее усовершенствование формальной методики прогноза крупных очаговых зон. Следовало бы стремиться к получению решений для отдельных геотектонических зон в пределах альпийской области, области послеплатформенной активиза-

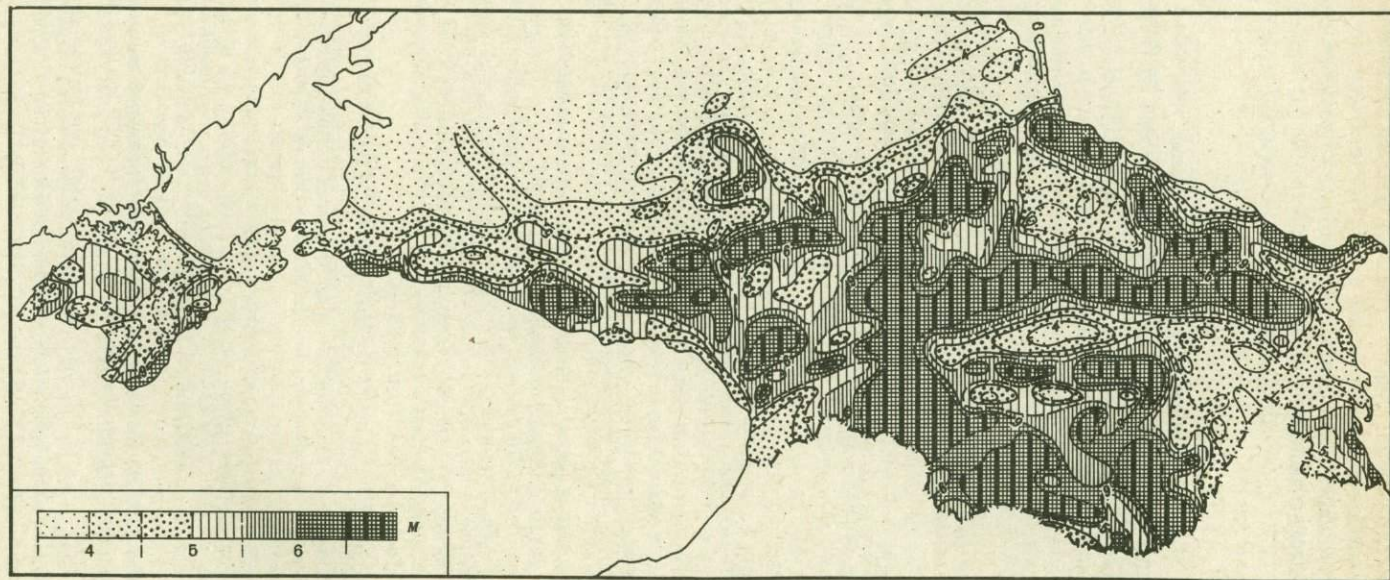


Рис. 6. Карта вычисленных значений максимально возможной магнитуды землетрясений Кавказа и Крыма

ции тектонических движений, рифта и т.д. В качестве первого шага может быть рекомендовано составление сеймотектонического каталога для всей территории СССР с формализованным описанием очаговых зон различного энергетического класса.

Л и т е р а т у р а

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 464 с.
2. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 277 с.
3. Борисов Б.А., Рейснер Г.И. О геологической обстановке Чечено-Ингушского землетрясения 1976 г. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 4, с. 78—84.
4. Войт Б. Механика регрессивного блокового скольжения на примере развития оползня Тернагей—Хайтс, Анкоридж, Аляска. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 116—140.
5. Бунз В.И., Кириллова И.В., Ананьин И.В. и др. Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971, с. 3—29. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 14).
6. Тектоническая карта Кавказа, масштаб 1 : 1 000 000/Под ред. П.Д. Гамкрелидзе. М.: Междугосударственный тектонический комитет, 1974.
7. Supplemento al Bollettino Sismico Definito, Maggio—Giugno, 1976. Roma: Istituto Nazionale di Geofisica, 1976. 12 p.
8. Contributo allo Studio del terremoto dei Friuli del Maggio 1976. Commissione CNEN—ENEL, 1976, 135 p.
9. Messaggero Veneto. Supplemento al numero 306 del 31 dicembre 1976, p. 1—4.
10. Гзевский М.В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 2, с. 141—160; № 3, с. 273—283.
11. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области (по геологическим данным). М.: Наука, 1975. 140 с.
12. Борисов А.А. Определение пороговых условий высокой сейсмоопасности путем формализованного анализа геофизических данных. — Геофиз. сб. 1976, вып. 71, с. 19—28.
13. Методические рекомендации по составлению карты сейсмического районирования территории СССР. М.: ИФЗ АН СССР, 1974, с. 85—94.
14. Shebalin N.V., Reisner G.I., Drumea A.V. et al. Earthquake origin zones and distribution of maximum expected seismic intensity for the Balkan Region. — In: Proc. of the Seminar on seismic zoning maps. Skopje: UNESCO, 1976, vol. 2, p. 68—171.
15. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон на территории Чехословакии, Венгрии и Румынии. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 88—92.
16. Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.А. и др. О критериях высокой сейсмичности. — ДАН СССР, 1972, т. 202, № 6, с. 1317—1320.
17. Бунз В.И., Турбович И.Т., Борисов Б.А. и др. О методе выявления связи магнитуды землетрясений с тектоническими параметрами района. — ДАН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 553—556.
18. Борисов А.А., Шенкарева Г.А. Сейсмолого-геофизическая характеристика Кавказа и запада Средней Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 6, с. 5—16.
19. Бунз В.И., Турбович И.Т., Борисов Б.А. и др. Метод прогнозирования максимальной магнитуды землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 10, с. 31—43.
20. Борисов Б.А., Рейснер Г.И. Сеймотектонический прогноз максимальной магнитуды землетрясений Карпатского региона. — Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976, № 5, с. 21—31.
21. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Геотектонический метод прогнозирования максимальной магнитуды землетрясений применительно к территории Северной Италии. — ДАН СССР, 1976, т. 231, № 6, с. 1323—1326.

ПЕРЕСТРОЙКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И В ОКРЕСТНОСТЯХ СИСТЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ

Задача и методика моделирования

В настоящее время общепризнано, что физические процессы в очаговых зонах обуславливаются в основном следующими факторами: реологическими и прочностными свойствами массива пород, видом уже существующей разрывной структуры и характером тектонического поля напряжений на данном участке коры. Сочетание и взаимодействие этих факторов определяют локализацию и скорость процессов развития пластических деформаций, образования трещин и разрывов разного структурного уровня, от которых в конечном счете зависят многие особенности сейсмического режима данной территории.

Следует отметить, что поле напряжений и землетрясение связаны между собой тремя связями. Первая связь — прямая. Особенности поля напряжений вместе с механическими свойствами коры и ее разрывной структурой определяют место заложения и объем будущего очага, время подготовки и силу землетрясения. Вторую связь можно назвать косвенной. Она состоит в том, что от характера древнего и современного полей напряжений в значительной степени зависят два других упомянутых выше фактора, обуславливающих процессы в очаговых зонах. Поле напряжений прошлого в значительной степени влияет на вид разрывной структуры данного участка коры и его исходные релаксационно-прочностные свойства. Современное поле напряжений определяет величину эффективных реологических и прочностных параметров в каждой точке массива и величину эффективного трения между различными участками берегов уже существующих разрывов. И, наконец, третья связь может быть названа обратной. Происшедшее землетрясение приводит к смещению крупных блоков массива и к сильно-му возмущению исходного поля напряжений, которое явилось его причиной.

Таким образом, поле напряжений в прошлом и настоящем контролирует многие факторы, определяющие подготовку и протекание сейсмических событий.

Наличие такой связи между землетрясениями и полем напряжений позволяет считать, что изучение тектонического поля напряжений и его изменений в пространстве и во времени может стать одним из элементов работы по прогнозированию места, энергии, а в дальнейшем, может быть, и времени землетрясения. Вместе с тем изучение тектонических полей напряжений является одной из основных задач тектонофизического направления, созданного М.В. Гзовским и продолжаемого работами лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР. Таким образом, изучение полей напряжений является областью, в которой пересекаются интересы физики землетрясений и тектонофизики. Следует добавить,

что в этой области перекрещиваются интересы не только этих двух направлений, но и многих других наук о Земле. Это объясняется тем, что напряженное состояние земной коры представляет собой один из ведущих факторов, определяющих характер как сейсмических, так и тектонических, магматических, метаморфических, гидрогеохимических процессов и широкого спектра связанных с ними явлений [1–3].

Тектонофизическое изучение тектонических полей напряжений складывается из комплекса, включающего полевые и теоретические исследования, а также моделирование [2–6 и др.]. Настоящая статья посвящена последним результатам моделирования тектонических полей напряжений. Продолжая исследования, начатые М.В. Гзовским [2, 3], мы сейчас изучаем перестройку или возмущения исходного поля тектонических напряжений, вызываемые тектоническими разрывами или другими неоднородностями строения коры [4–9]. Эти возмущения удобно называть локальными полями напряжений. Результаты изучения локальных полей напряжений имеют отношение как к вопросам физики очага, так и к условиям возникновения землетрясений.

При проведении таких исследований необходимо было учесть специфику тектонических разрывов — то, что их длина много больше ширины, и тот факт, что в условиях сжатия, преобладающих в земной коре, их берега контактируют между собой. Это затрудняет использование обычно применяемой в технике методики поляризационно-оптического исследования напряжений в моделях из твердых пластмасс. Основная сложность состоит в том, что на твердой модели трудно осуществить контакт берегов при сжатии и еще труднее получить при этом достаточную воспроизводимость результатов. Поэтому исследования такого типа на твердых моделях проводились обычно для щелей с неконтактирующими берегами (открытых)¹, причем чаще всего в условиях растяжения.

Как правило, изучалось напряженное состояние в небольшой зоне вблизи концов открытых щелей при их взаимодействии или в связи с задачами их развития. Распределение изохром или напряжений $\tau_{\max}$ в широкой полосе вокруг щели (площадное) рассматривалось только Г.Л. Хесиным с сотрудниками [10], С. Дудой [11] и Е. Хоеком и Е. Бенавским [12]. Но и этими авторами в моделях создавались открытые щели.

Для того чтобы разрешить эту трудность и получить возможность моделировать закрытые нарушения, в нашей лаборатории была разработана новая методика [4–7]. Она основана на использовании низко-модульных оптически чувствительных материалов. Наилучшие результаты дает материал ИФЗ-СГУ, представляющий собой гели ацетата целлюлозы в бензиловом спирте, с содержанием полимера 10–15%. Мы создаем в моделях низкие исходные напряжения σ_3^0 — порядка 0,05–0,1 кгс/см². В этих условиях зависимости деформации ϵ и двойного лучепреломления Δn от напряжения σ остаются линейными, а деформации в модели не превышают нескольких процентов. Поэтому полу-

¹ Закрытые щели исследовались только в работах О.Г. Шаминой с сотрудниками с использованием теневого метода [13].

чаемое распределение напряжений практически соответствует случаю малых линейно-упругих деформаций.

Материал позволяет сравнительно просто создавать в моделях весьма узкие прорезы шириной не более 0,05–0,1 мм с гладкими поверхностями. Берега таких прорезов смыкаются при сжатии уже при весьма малых напряжениях. Трение между поверхностями этих разрезов оказывается небольшим (коэффициент трения k порядка 0,2–0,3) и стабильным, это обеспечивает достаточную воспроизводимость результатов.

Модели располагаются горизонтально и нагружаются так, что в их средней части осуществляется практически однородное напряженное состояние одно- или двусосного сжатия. Затем в средней части модели создаются узкие вертикальные прорезы, имитирующие тектонические разрывы. Длина прорезей в несколько раз меньше ширины модели.

При этих условиях можно считать, что напряженное состояние модели с разрезом остается плоским повсюду, кроме малых зон вблизи концов разрезов. Основываясь на теореме Мориса Леви-Мичелла [14], можно показать, что в этом случае распределение напряжений в пластине с разрезами не зависит от величины модулей упругости материала всюду, кроме малых зон вблизи концов разрыва. Однако распределение напряжений будет зависеть от величины коэффициента трения. Полагая, что земная кора в течение сотен–десятков лет ведет себя как упругая среда, можно считать, что такая методика позволяет моделировать перестройку или возмущение исходного (первичного) поля напряжений в окрестностях тектонических разрывов или в очагах землетрясений там, где в природных условиях задача может ставиться приблизительно как плоская.

С применением этой методики проводились исследования в двух направлениях. Первое посвящено изучению общих физических закономерностей перестройки поля напряжений вокруг единичных разрывов, аналогов магистрального разрыва в очаге, или вокруг различных часто встречающихся в природе систем разрывов [4–7]. Второе направление посвящено изучению перестройки поля напряжений, вызываемой наличием систем разрывов, грубо имитирующих разрывную структуру отдельных регионов [6, 8, 9 и др.]. В последнее время начато моделирование нового типа. Моделируются локальные поля напряжений, связанные с областями изменения свойств материала — аналогами очаговых зон [15].

Настоящая статья посвящена работам в первых двух направлениях и некоторым выводам из них.

ДВУМЕРНОЕ ЛОКАЛЬНОЕ ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ПЛОСКОГО РАЗРЫВА

Остановимся вначале на результатах физического моделирования. Прежде всего был подробно исследован простейший и вместе с тем наиболее принципиальный случай перестройки однородного исходного поля напряжений в окрестностях одиночного плоского разрыва с со-

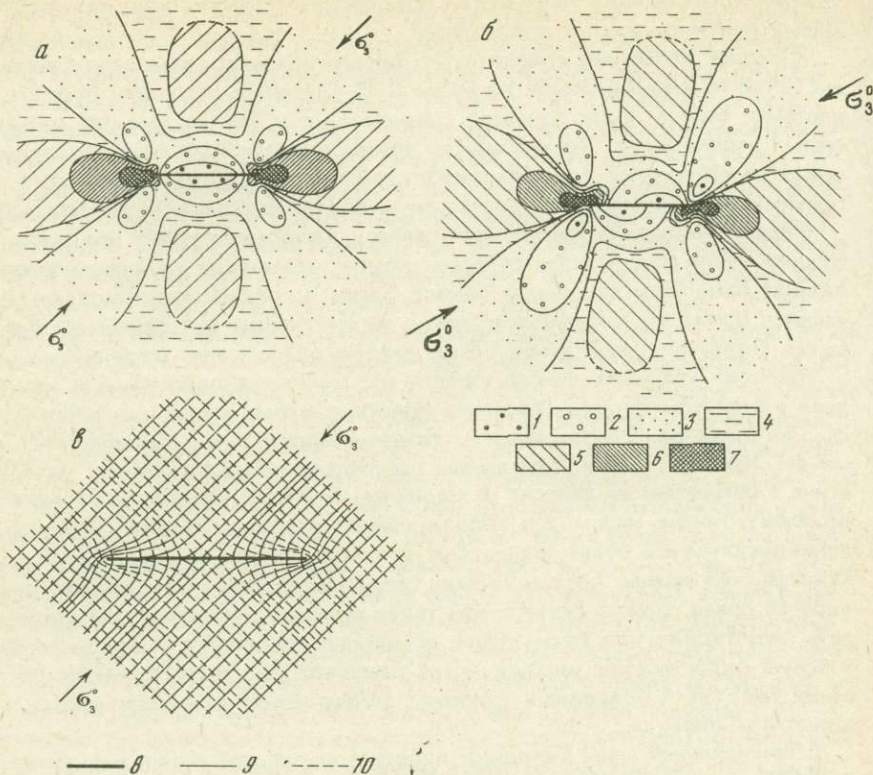


Рис. 1. Локальное поле, возникшее в результате перестройки однородного исходного поля напряжений одноосного сжатия в окрестностях плоского разрыва с сомкнутыми берегами

а, б — поле $T_{\max}$ ($\alpha = 45^\circ$ (а), 30° (б)), в — ориентация траекторий главных нормальных напряжений в плоскости модели $\sigma_{\max}$ и $\sigma_{\min}$ в окрестностях плоского разрыва ($\alpha = 45^\circ$). а, б: понижение $T_{\max}$: 1 — от 50 (и выше) до 25%, 2 — от 25 до 13–15%, 3 — от 13–15 до 1–2%; 4 — $T_{\max}$ практически не изменяется; повышение $T_{\max}$: 5 — от 1–2 до 5–6%, 6 — от 5–6 до 20%, 7 — от 20 до 80% и выше; в: 8 — разрыв, 9 — $\sigma_{\min}$ 10 — $\sigma_{\max}$

мкнутыми берегами¹. Такой разрыв можно рассматривать и как простейший тип тектонического нарушения, и как очаг землетрясения, и как элементарное нарушение сплошности среды — основной объект, исследуемый в механике разрушения. Важно подчеркнуть, что многие особенности локального поля напряжений, установленные для плоского разрыва, относятся к разрывам любой формы.

В зависимости от того, будем ли мы сопоставлять плоскость модели с планом или с разрезом в природе, такой разрыв может имитировать либо сдвиги, либо наклонные разрывы типа надвигов и сбросов.

¹ Основные результаты этих исследований были частично отражены ранее в работах [5–7, 16].

Было исследовано двумерное локальное поле напряжений (поле $\tau_{\max}$ и траектории главных напряжений) в окрестностях плоского разрыва и влияние на них различных факторов. Углы α между простираем разрыва и осью σ_3 исходного поля составляли 45, 30 и 60° (рис. 1).

Эти исследования показали, что основные особенности локального поля напряжений плоского разрыва могут быть сформулированы следующим образом¹.

1*. Локальное поле напряжений около разрыва формируется только при наличии сдвиговой подвижки между его берегами и одновременно с ней. Если подвижка отсутствует, то перестройка исходного поля около разрыва не осуществляется.

2. Главные черты локального поля $\tau_{\max}$ плоского разрыва с сомкнутыми берегами состоят в наличии двух концевых максимумов (зон концентрации напряжений), двух боковых максимумов, где напряжения повышены незначительно, и примыкающей к разрыву области сильного понижения $\tau_{\max}$.

3*. При увеличении длины разрыва l пропорционально ей растут размеры всех областей понижения и повышения напряжений. При увеличении величины исходного напряжения σ_3^0 пропорционально ей растут абсолютные значения напряжений в каждой точке модели. Вместе с тем принципиальная схема перестройки поля $\tau_{\max}$ около разрыва при увеличении длины разрыва или уровня исходных напряжений остается практически неизменной.

4*. Изменение ориентации разрыва относительно осей напряжений исходного поля и изменение контакта между берегами вызывают резкое качественное изменение картины перестройки поля напряжений $\tau_{\max}$. Примеры этого изменения приведены на рис. 1, а, б.

5. Схемы перестройки поля $\tau_{\max}$ около плоского разрыва являются центрально-симметричными, поэтому в разных крыльях разрыва вблизи его концов локальные поля $\tau_{\max}$ всегда различны. Исключение составляет только схема перестройки $\tau_{\max}$ для $\alpha = 45^\circ$, которая зеркально-симметрична относительно двух осей.

6. Участки сильного повышения напряжений $\tau_{\max}$ вблизи концов плоского разрыва при $\alpha > 45^\circ$ лежат в секторах растяжения материала, а при $\alpha < 45^\circ$ — в секторах сжатия. Поэтому при $\alpha > 45^\circ$ концевые максимумы особенно благоприятны для возникновения вторичных нарушений.

7*. В окрестностях разрыва происходит переориентация главных нормальных напряжений.

8. Основная особенность этой переориентации для плоского разрыва состоит в том, что вблизи от разрыва траектории главных напряжений $\sigma_{\max}$ и $\sigma_{\min}$ поворачиваются, разделяются на два потока и подходят к разрыву под углами, которые недалеко от его концов в секторах растяжения близки к 0 и 90°, а в секторах сжатия — к 90 и 0° (рис. 1, в).

¹ Звездочкой отмечены те из особенностей локального поля плоского разрыва, которые оказываются общими свойствами локальных полей напряжений, не зависящими от формы разрывов.

9. Изменение ориентации разрыва и контакта между его берегами изменяют детали картины переориентации осей напряжений. Однако в обоих случаях сохраняется подход траекторий $\sigma_{\max}$ и $\sigma_{\min}$ к разрыву вблизи его концов почти вдоль или почти вкрест к линии разрыва.

Для сравнения наших результатов с теоретическими были рассчитаны на ЭВМ и построены теоретические схемы изолиний напряжений $\tau_{\max}$ и траекторий главных напряжений $\sigma_{\max}$ и $\sigma_{\min}$ двумерного локального поля в модели вокруг разреза с сомкнутыми берегами при коэффициенте трения 0,2. Эти расчеты были проведены по формулам, отвечающим решению плоской задачи теории упругости. В.Н. Фридман преобразовал это решение к виду, удобному для вычислений на ЭВМ [4, с. 157]. Сравнение теоретических схем с экспериментальными обнаружило хорошее соответствие между ними. Это показывает, что результаты моделирования можно переносить на твердые упругие массивы, какими в первом приближении являются участки коры при небольших интервалах времени.

ОРИЕНТАЦИЯ ОСЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ ТРЕХМЕРНОГО ЛОКАЛЬНОГО ПОЛЯ

От схемы переориентации главных напряжений двумерного поля около разрыва можно перейти к схеме переориентации осей трехмерного поля. Частный случай трехмерного поля можно построить теоретически. Для этого добавим к экспериментально полученному двумерному полю, главные напряжения которого $\sigma_{\max}$ и $\sigma_{\min}$ лежат в плоскости модели (плоскости xy), третье главное нормальное напряжение σ_z , действующее перпендикулярно плоскости xy . Будем брать σ_z как равное нулю, так и отличное от нуля. Разделим поверхность напряжений модели на четыре квадранта (сектора) по часовой стрелке и рассмотрим участки вблизи концов разрыва.

Рассмотрим случай, когда исходное поле напряжений модели является полем одноосного сжатия (рис. 2,а, 1). Для левосторонней подвижки по разрыву в квадрантах II и IV оба главных напряжения в плоскости модели $\sigma_{\max}$ и $\sigma_{\min}$ оказываются сжимающими. В квадрантах I и III только главное напряжение $\sigma_{\min}$, почти перпендикулярное к разрыву, остается сжимающим. Другое напряжение $\sigma_{\max}$, почти параллельное разрыву, оказывается растягивающим. Сравнив все главные напряжения по алгебраической величине, получаем, что напряжение σ_z , равное нулю, в секторах растяжения (I и III) является напряжением σ_2 , а в секторах сжатия (II и IV) — напряжением σ_1 .

На рис. 2,б — 2,г показаны определенные аналогичным путем оси локального поля вблизи концов разрыва для трех других типов исходного поля: для двухосного сжатия и сочетания одноосного сжатия с умеренным и сильным сжатием по оси z .

Рассмотрение ориентации осей локального поля для различных случаев исходного поля позволяет сделать следующие выводы [5—7].

1. Перестройка поля напряжений около разрыва сопровождается изменением положения в пространстве либо всех трех осей главных напряжений, либо только двух из них.

2. Каждая из осей локального поля вблизи концов разрыва может зажимать лишь одно из следующих трех устойчивых положений: близкое к вектору смещения по разрыву, близкое к нормали к плоскости разрыва и совпадающее с нормалью к этим двум направлениям.

3. Различное соотношение величин $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ исходного поля приводит к различной индексации (оцифровке) осей нового (локального) поля вблизи концов разрыва. Всего возможно шесть различных типов оцифровки осей напряжений или шесть типов локального поля. Каждому конкретному виду исходного поля соответствует определенное сочетание двух из этих шести возможных типов локального поля напряжений.

Были построены также трехмерные схемы траекторий главных напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ локального поля в участке объема, окружающем разрыв: для одноосного сжатия, двухосного сжатия, а также для сочетания одноосного сжатия с умеренным сжатием по оси z и с сильным сжатием по оси x (рис. 3). Эти схемы делятся на два типа: у одних главные напряжения в плоскости xy не меняют свою индексацию (рис. 3, б, г), у других эта индексация изменяется (рис. 3, а, в). Так, для исходного поля одноосного сжатия области в плоскости модели, где $\sigma_{\max} = \sigma_1$ (т.е. $\sigma_{\max} > \sigma_z$), отделяются от областей, где $\sigma_{\max} = \sigma_2$ (т.е. $\sigma_{\max} < \sigma_z$), линиями, на которых величина $\sigma_{\max}$ становится равна σ_z ($\sigma_z = 0$). В этом случае в плоскости xy изменяется индексация главного напряжения $\sigma_{\max}$. Если наложить на одноосное сжатие в плоскости xy слабое сжатие по оси z , то пока σ_z будет значительно меньше величины исходного сжатия σ_3^0 , схема траекторий осей напряжений локального поля около плоского разрыва будет качественно такой же, как на рис. 3, а. Если же σ_z становится величиной, близкой к значению σ_3^0 или несколько больше его, то картина траекторий становится качественно иной. В этом случае в плоскости xy изменяется индексация напряжения $\sigma_{\min}$. Линии, на которых $\sigma_{\min} = \sigma_z$, отделяют области, где $\sigma_{\min} = \sigma_3$ ($\sigma_{\min} < \sigma_z$), от областей, где $\sigma_{\min} = \sigma_2$ ($\sigma_{\min} > \sigma_z$). Линии $\sigma_{\max} = \sigma_x = 0$ (рис. 3, а) и $\sigma_{\min} = \sigma_z$ (рис. 3, в) проведены приближенно, на основании работы [17] и теоретического расчета (см. выше). Если же величина σ_z становится значительно больше σ_3^0 , то картина траекторий отвечает схеме, показанной на рис. 3, г.

ОЖИДАЕМЫЕ ВТОРИЧНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Полученные результаты позволили рассмотреть механизм образования вторичных нарушений вблизи концов разрыва. Плоскости вторичных нарушений находились как поверхности скалывания, которые должны развиваться в локальном поле напряжений вблизи разрыва при условии, что прочность упругой среды описывается гипотезой Мора. Были построены схемы расположения ожидаемых вторичных нарушений у

13. Зак. 951

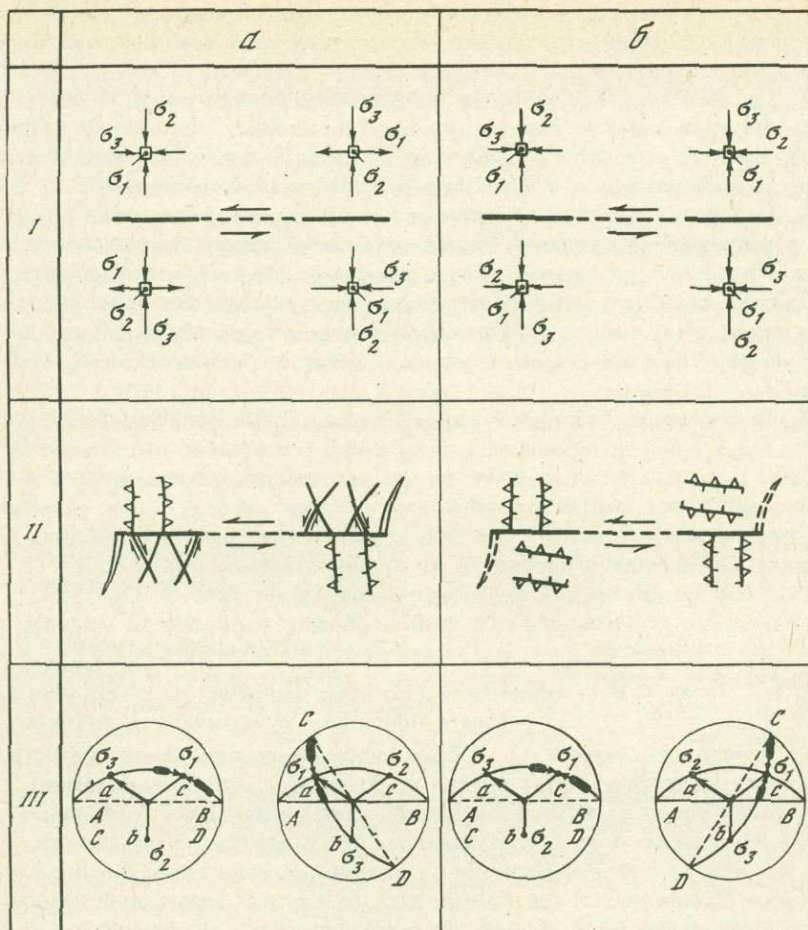
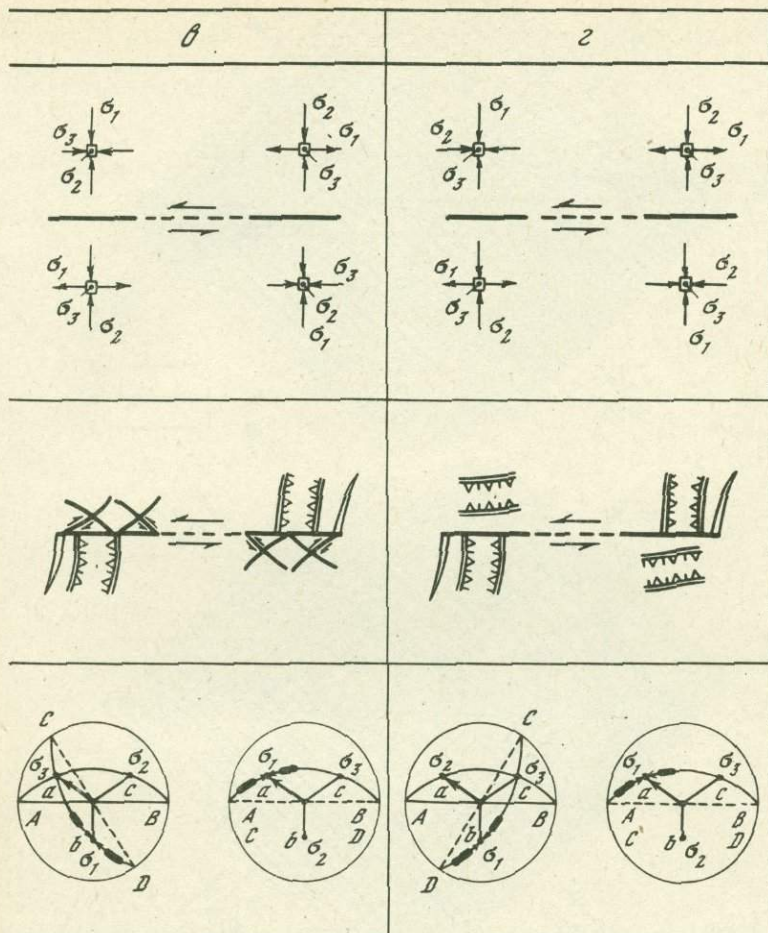


Рис. 2. Локальное поле напряжений и ожидаемые вторичные нарушения вблизи концов разрыва

Исходное поле: *a* — одноосное сжатие в плоскости xu ; *б* — двухосное сжатие в плоскости xu ; *в*, *г* — наложение на одноосное сжатие в плоскости xu умеренного (*в*) и сильного (*г*) сжатия по оси z

I — схема положения осей главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 локального поля; *II* — схема расположения потенциальных поверхностей скалывания (вторичных нарушений) и направления движения по ним; *III* — расположение на стереограммах "максимумов" полюсов потенциальных поверхностей скалывания, обусловленных локальным полем напряжений в зоне разлома, и связь этого поля с положением плоскости разрыва и направлением вектора смещения по разрыву (справа — для секторов "растяжения", слева — для секторов "сжатия").

1a — основной разрыв, вызывающий перестройку исходного поля напряжений; *1б* — направления смещения крыльев разрыва; *2-7* — линии пересечения плоскост-



тей скалывания в упругом массиве с плоскостью xy , проходящей через вектор смещения и нормаль к разрыву; 2, 3 — пары сопряженных поверхностей скалывания, параллельных оси z , первая система трещин — "сдвиги"; 4, 5 — пары сопряженных поверхностей скалывания, субпараллельных нормали к разрыву, вторая система трещин; 6, 7 — пары сопряженных поверхностей скалывания, субпараллельных вектору смещения по разрыву, третья система трещин; 4, 6 — висячее крыло вторичного нарушения движется "вверх", по восстанию плоскости нарушения, углы плоскости нарушения с плоскостью чертежа меньше 45° — "надвиги"; 5, 7 — висячее крыло вторичного нарушения движется "вниз", по падению плоскости нарушения, углы плоскости нарушения с плоскостью чертежа больше 45° — "сбросы"; 8 — ожидаемые отрывные нарушения у концов разрыва; 9 — местоположение полюсов плоскостей скалывания

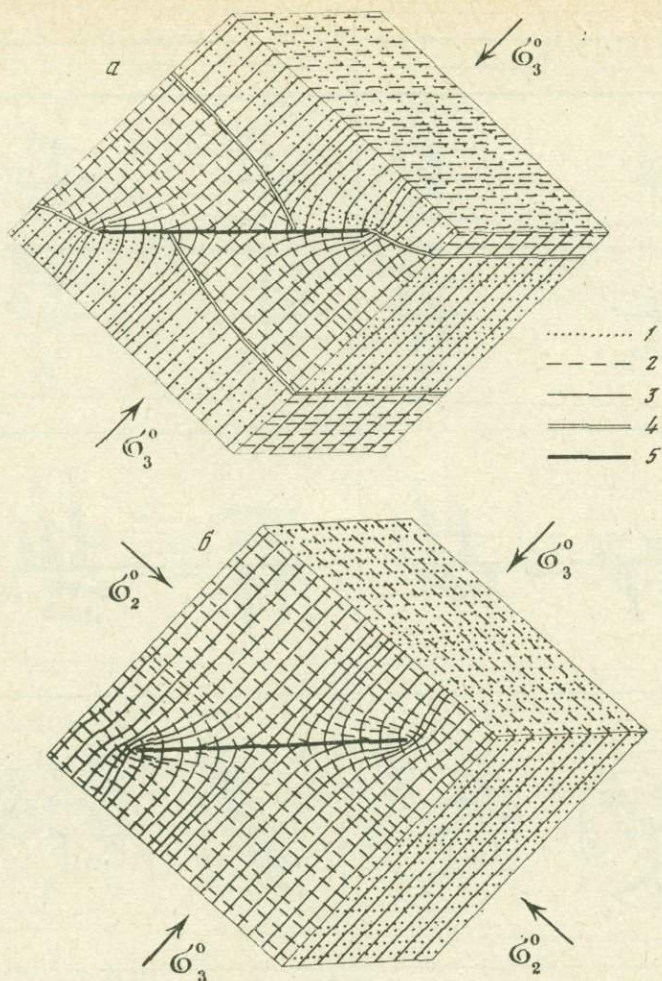
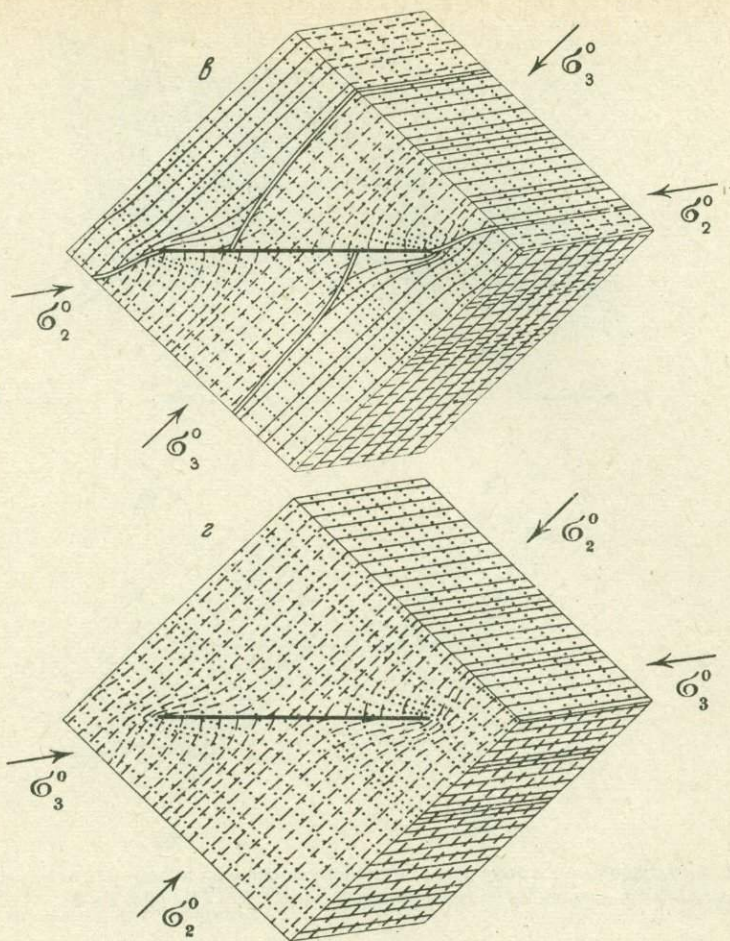


Рис. 3. Положение осей напряжений трехмерного локального поля в массиве, окружающем разрыв, для случая исходного поля одноосного (а) и двухосного (б) сжатия, для случая исходного поля, создаваемого наложением на одноосное сжатие в плоскости xu умеренного (в) и сильного (г) сжатия по оси z .

концов разрыва для случаев исходного поля одноосного сжатия, двухосного сжатия и сочетаний одноосного сжатия (в плоскости xu) со сжатием по оси z (см. рис. 2, 11). В соответствии с шестью типами ориентации осей напряжений локального поля мы получаем сопряженные пары сколов шести основных типов. Если условиться считать плоскость xu (плоскость модели) горизонтальной, а основной разрыв — сдвигом (в геологическом смысле), то эти шесть типов нарушений можно будет назвать: 1) сдвигами двух типов, диагональными к простиранию основного разрыва, 2) надвигами либо сбросами с простиранием поч-



1-3 — оси $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ соответственно; 4 — границы областей с различной индексацией главных напряжений $\sigma_{\max}$ или $\sigma_{\min}$, на которых выполняется условие $\sigma_{\max} = \sigma_z$ (или $\sigma_{\min} = \sigma_z$); 5 — разрыв

ти вкост вектора смещения основного разрыва, 3) надвигами либо сбросами с простирием почти вдоль вектора смещения основного разрыва.

При таком условии пары сколов на рис. 2, а, // представляют собой справа пару сдвигов, а слева — пару надвигов вкост к разрыву. В случае двухосного сжатия (рис. 2, б, //) должны возникать пары надвигов: слева с простирием почти вкост разрыва, а справа — почти вдоль него. В случае сочетания одноосного сжатия с сильным сжатием по оси z в обоих секторах должны возникать пары сбросов.

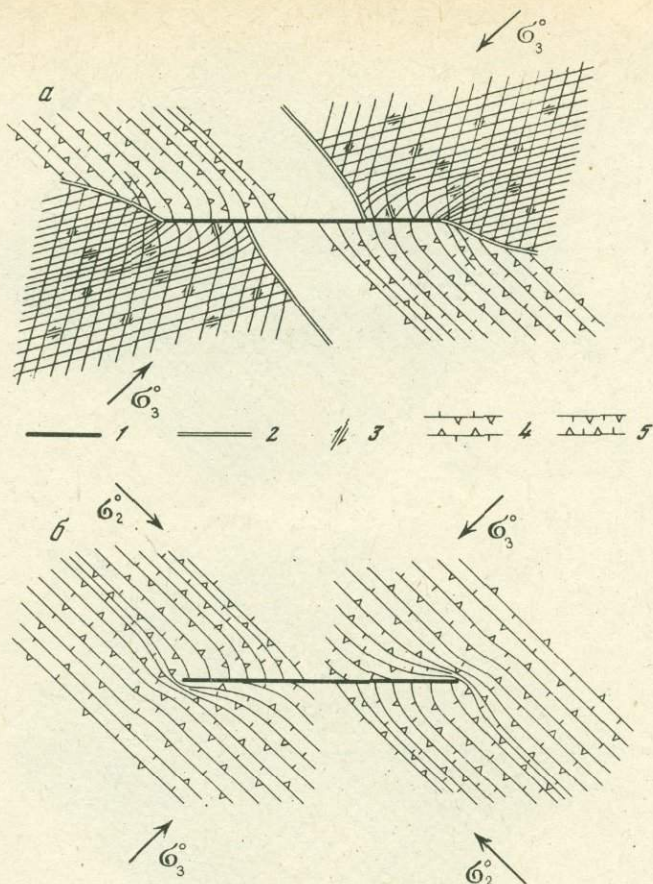
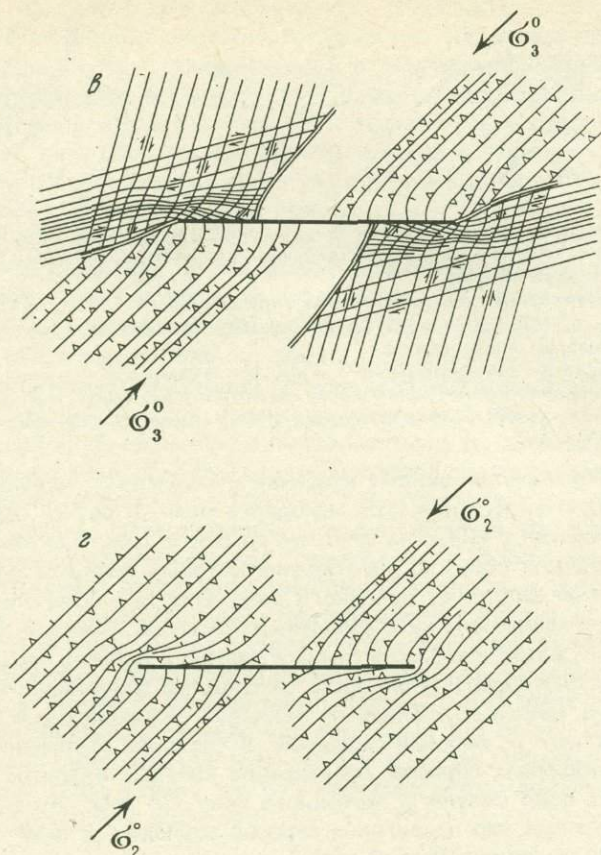


Рис. 4. Расположение в зоне разлома следов ожидаемых вторичных нарушений на плоскости $\pi\pi$, для тех же случаев исходного поля, что и на рис. 2 и 3

Расположение осей локального поля напряжений и плоскостей вторичных нарушений относительно плоскости разрыва и вектора подвижки удобно изображать на стереографической проекции. На рис. 2, III показаны плоскость разрыва, вектор подвижки, нормаль к разрыву, положение осей σ_1 , σ_2 , σ_3 локального поля в верхнем крыле разрыва вблизи его концов и положение полюсов плоскостей ожидаемых вторичных нарушений. При этом дуга большого круга АВ изображает проекцию плоскости разрыва, построенную с падением 45° ; а — проекцию направления вектора смещения (вектора подвижки) по разрыву; б — проекцию нормали к разрыву; в — проекцию "бинормали" (направления в плоскости разрыва, перпендикулярного к вектору смещения); дуга большого круга CD — проекцию плоскости $\sigma_1\sigma_3$ данного локального поля напряжений, на которой должны располагаться полюса плоскостей скалывания (проекции нормалей к ним), изображенные



1 — разрыв; 2 — линия изменения индексации $\sigma_{\max}$ (а) или $\sigma_{\min}$ (б); 3 — сдвиги; 4 — надвиги; 5 — сбросы

овалами. Овалы отвечают углам скалывания в диапазоне от 15 до 35° . Вся проекция дана для верхней полусферы.

В различных крыльях разрыва вблизи его концов ориентация осей напряжений и тип ожидаемых вторичных нарушений, как правило, различны. Какие именно два типа ориентации этих осей и две пары вторичных нарушений осуществляются в каждом конкретном случае — определяется видом исходного поля напряжений в объеме. На рис. 4 показаны схемы расположения на плоскости xy потенциальных поверхностей скалывания (или ожидаемых вторичных нарушений) в широкой полосе около разрыва для четырех случаев исходного поля. В случае одноосного сжатия (рис. 4, а) в секторах растяжения ожидаются пары вторичных сдвигов, диагональных к разрыву, а в секторах сжатия — пары надвигов, простирание которых вдали от разрыва составляет 90° с осью σ_3^0 исходного поля. В случае двухосного сжатия

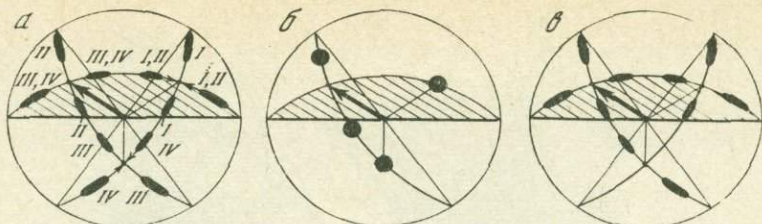


Рис. 5. Связь расположения вторичных нарушений, поясов трещиноватости и осей напряжений локального поля в зоне разрыва с положением плоскости разрыва и вектора подвижки по нему

а — по результатам экспериментов на упругих моделях, б, в — по геологическим данным (б — по [18], в — по [19, 20]). Условные обозначения те же, что на рис. 2, плоскость разрыва заштрихована.

Тип исходного поля напряжений: I — двухосное сжатие, II — одноосное сжатие, III — сочетание одноосного сжатия в плоскости xu с умеренным сжатием по оси z , IV — сочетание одноосного сжатия в плоскости xu с сильным сжатием по оси z

(рис. 4,б) ожидается система вторичных надвигов, которые вдали от разрыва идут вкрест к оси σ_3^0 исходного поля. В случае сочетания одноосного сжатия с сильным сжатием по оси z (рис. 4,з) ожидается система вторичных сбросов, простирание которых вдали от разрыва совпадает с осью сжатия σ_2^0 исходного поля. В случае сочетания одноосного сжатия в плоскости xu с умеренным сжатием по оси z (рис. 4,с) в секторах сжатия ожидаются пары вторичных сдвигов, диагональных к разрыву. Эти сдвиги отличаются от сдвигов, ожидаемых при одноосном сжатии (рис. 4,а), вблизи от разрыва — характером простирания, а вдали от него — знаками смещений. В секторах растяжения ожидаются пары вторичных сбросов, простирание которых вдали от разрыва совпадает с осью сжатия σ_3^0 исходного поля. Во всех случаях простирание вторичных пар надвигов и сбросов совпадает с траекториями напряжений σ_2 локального поля.

Полученные результаты позволяют объяснить и дополнить геологические данные о вторичных оперяющих нарушениях в зонах разломов.

На рис. 5,а на стереограмме сведены полюса вторичных нарушений в зоне разрыва, получаемые на основе моделирования для всех шести возможных типов локального поля, а на рис. 5,б,в — полюса трещин — вторичных нарушений, встречающихся в зонах разрывов [18–20]. Мы видим, что эксперимент и геологические данные дают тождественное расположение полюсов вторичных нарушений и дуг большого круга, их объединяющих. Вместе с тем результаты моделирования объясняют, что возникновение трещин одного из шести типов определяется тем, как расположена плоскость $\sigma_1\sigma_3$ локального поля и как направлена ось σ_3 этого поля. Кроме того, следует вспомнить об известной схеме расположения вторичных структур около концов крупного сдвига, составленная геологами по натурным наблюдениям [21]. Основные особенности этой схемы соответствуют нашей схеме вторичных нарушений для одноосного сжатия или близких к нему типов поля.

Такое соответствие между характером мелких и крупных вторичных нарушений в природе и результатами, полученными на основе мо-

делирования позволяет предположить, что: 1) характеристики локального поля напряжений в окрестностях разрыва, установленные на моделях из упругой среды, проявляются и в реальном горном массиве для различных случаев исходного поля напряжений; 2) трение между берегами разломов в природе невелико: эффективный коэффициент трения может быть порядка 0,2–0,3; 3) в верхних горизонтах коры часто реализуется напряженное состояние, близкое к одноосному сжатию.

Полученные результаты можно применить и к вторичным нарушениям, которые могут возникнуть при землетрясении и после него. Если считать, что подвижка по основному разрыву в моделях соответствует главному толчку в очаге, то найденные шесть типов вторичных нарушений могут соответствовать афтершокам, обусловленным локальным полем напряжений. Если же считать, что подвижка по основному разрыву соответствует смещению по зоне живущего ныне глубинного разлома, то эти шесть типов вторичных нарушений могут отвечать положению плоскостей подвижек в очагах сильных землетрясений. Эффект переориентации плоскостей подвижек афтершоков уже отмечался [11]. Если скольжение по основному разлому, генерирующее локальное поле напряжений, начинается перед сильным землетрясением, то к этим шести типам вторичных нарушений может относиться часть форшоков.

Часто отмечаемая исследователями закономерность — расположение осей σ_1 или σ_3 вкрест или вдоль геологических структур [22–26] — по-видимому, в ряде случаев отражает положение осей локального поля, возникающего в зонах живущих ныне региональных глубинных разломов. Так, в частности, можно предположить, что в зонах глубинных разломов под рядом Тихоокеанских островных дуг оси σ_3 расположены по падению сейсмической зоны, а оси σ_1 — по нормали к плоскости этой зоны [26], потому что они являются осями локального поля около этих глубинных разломов.

ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Важнейшая особенность локальных полей напряжений, обусловленных разрывами, состоит в том, что размеры областей, в пределах которых локальное поле ощутимо отличается от исходного, соизмеримы с длиной разрыва l и равны примерно $(3-4)l$ (см. выше). Размеры этих областей характеризуют масштаб локального поля напряжений. В литосфере и земной коре существуют разрывы и неоднородности другой природы (включения, складки и т.п.) с протяженностью, изменяющейся от тысяч километров до сантиметров (миллиметров), т.е. в 10^9 раз. Все эти неоднородности приводят к появлению локальных полей с огромным диапазоном изменения размеров. В связи с этим можно говорить о существовании в земной коре иерархии полей напряжений различных порядков (классов, уровней).

Представляется целесообразным различать два типа такой иерархии: „иерархию масштабов” и „иерархию уровней”. Иерархией полей напряжений различного масштаба будем называть совокупность разобщенных

в пространстве, существующих в окрестностях различных его точек локальных полей различного размера. Иерархией полей напряжений различных уровней будем называть совокупность одновременно существующих в объеме в окрестностях одной и той же точки, „вложенных” одно в другое (как „матрешки”) локальных полей напряжений различного размера. В первом случае в окрестностях заданной точки существуют поля напряжений только двух уровней: исходное поле (1-й уровень) и локальное поле 1-го порядка (2-й уровень). Во втором случае в окрестностях заданной точки может существовать большое число полей напряжений различного уровня.

Наличие в земной коре полей напряжений различных уровней подтверждается результатом реконструкции осей напряжений для Памира и Тянь-Шаня (в целом), для одного из участков зоны их сочленения и для отдельных слоев пород в пределах этого участка [20, 27, 28].

Можно отметить две важные особенности связи между полями напряжений и смещениями по разрывам различного уровня. 1. Если в объеме существуют разрывы или другие неоднородности различного размера и связанные с ними локальные поля нескольких уровней, то при восстановлении с помощью каких-либо „датчиков” (разрывов, трещин, образцов пород и т.п.) напряженного состояния оно будет существенно зависеть от размеров датчиков или от масштаба осреднения. 2. Смещения по нарушениям определенного масштаба подчиняются полю напряжения лишь своего же масштаба. Поэтому если в объеме имеются локальные поля различных уровней, то смещения по нарушениям с одинаковой ориентацией (и даже по одной и той же площадке) могут иметь различные направления в зависимости от размеров нарушения.

Из всего сказанного следует, что происходящие в зоне разлома или вблизи нее медленные движения и сильные землетрясения и их афтершоки могут принадлежать к генетически разным группам смещений или к смещениям различных структурных уровней, происходящим под действием: а) мегарегионального поля напряжений по поверхности основного разлома; б) локального поля напряжений 1-го порядка по поверхностям, ориентированным косо к поверхности основного разлома; в) локальных полей более высоких порядков.

Полученные результаты позволяют прогнозировать направление движений по вторичным нарушениям, если известно исходное поле, и, наоборот, судить об исходном поле по характеру вторичных нарушений и направлениям смещений по ним.

ИЗУЧЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ $\tau_{\max}$ В МОДЕЛЯХ, ИМИТИРУЮЩИХ СИСТЕМЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ КОНКРЕТНЫХ РАЙОНОВ, И СОПОСТАВЛЕНИЕ ИХ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Теперь остановимся на втором направлении исследований — моделировании локальных полей напряжений около сложных систем разрывов, воспроизводящих природные. В лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР были изучены локальные поля напряжений в моделях с системами разрывов, приближенно имитирующих глубинные разломы некото-

202

рых участков коры, в том числе трех крупных регионов: Ирана и Туркмении, Памиро-Тянь-Шаня и зоны разломов Сан-Андреас [6, 8, 9, 29, 30]. Эти исследования показали, что в участках, внутренних по отношению к системам разломов, и вдоль прямолинейных участков разломов действуют, как правило, пониженные напряжения $\tau_{\max}$, а во внешних участках — относительно повышенные. Повышенные напряжения во внутренних участках системы разломов возникают обычно вблизи изгибов простираения разрывов, в том числе возле дуг, и возле участков сочленения разрывов.

Важно отметить, что полученные в этих работах схемы локальных полей дают решение физической задачи о перестройке поля напряжений около заданной системы разрывов. Но вопрос о правомерности переноса такого поля на участок коры достаточно сложен. Модель заведомо не воспроизводит многие особенности массива, поэтому она дает локальные поля, сильно упрощенные (а иногда и искаженные) по сравнению с природными.

Для всех трех регионов было проведено сопоставление участков локального повышения напряжений в моделях с размещением эпицентров сильных землетрясений. Оказалось, что для Ирана и Туркмении около 54% эпицентров сильных землетрясений ($M > 6$) попадают на участки, которым отвечают области повышения напряжений $\tau_{\max}$ в модели. Для Памира и Тянь-Шаня на эти участки попадают меньше 15% сильных землетрясений ($K > 12$). Однако следует учесть, что в первом случае эти участки занимают всего около 30%, а во втором случае — менее 10% площади модели, в пределах которой проводилось это сопоставление [29].

Построенные для обеих этих моделей кривые распределения сильных землетрясений и площадей модели по интервалам величины напряжений $\tau_{\max}$ показали, что по мере роста величины напряжений растет число сильных землетрясений, приходящихся на единицу площади. Это позволяет считать, что существует известная корреляция между сильными землетрясениями и уровнем локальных напряжений в земной коре. [29].

Для модели зоны разломов Сан-Андреас аналогичное сопоставление привело к другому результату. Здесь участки с частыми умеренными и слабыми землетрясениями в основном соответствуют областям повышения напряжений $\tau_{\max}$ локального поля в модели. Участки же с редкими, но сильнейшими землетрясениями соответствуют участкам разлома Сан-Андреас, вокруг которых напряжения в модели преимущественно сильно понижены [9, 30]. Отличие между этими результатами и описанными выше можно попытаться объяснить вероятными различиями в строении систем разломов и в режиме деформирования моделируемых участков коры.

Таким образом, связь между сейсмичностью и локальными аномалиями поля напряжений существует, но она может быть неоднозначной даже в пределах одного региона.

В целом это сопоставление с сейсмичностью поставило ряд вопросов, требующих дальнейшего изучения. Но оно принесло большую пользу,

так как заставило уже на конкретном материале сделать вывод, сформулированный раньше при изучении локального поля напряжений для единичного разрыва. Этот вывод состоит в том, что сильные (и все остальные) землетрясения необходимо разделять на два класса: связанные с подвижкой по региональным разломам под действием регионального поля напряжений (I тип) и связанные с подвижкой по второстепенным разрывам, старым и новым, под действием локальных полей напряжений 1-го и более высоких порядков (II и III типы).

Естественно, что землетрясения II и III типов должны ожидать преимущественно в областях повышения напряжений $\tau_{\max}$ локального поля 1-го порядка.

С землетрясениями I типа дело обстоит значительно сложнее. Связь между вероятностью их возникновения на каком-либо участке разлома и величиной напряжений локального поля 1-го порядка в окрестностях этого участка разлома, по-видимому, может принимать различные формы, и характер связи может зависеть от ряда причин, в первую очередь от режима деформирования участка литосферы и от строения зоны разлома. Вместе с тем из общих соображений следует, что необходимым условием возникновения землетрясений I типа является существование заметных или высоких напряжений мегарегионального поля [29, 30]. Естественно считать наиболее опасными те участки литосферы, где это поле характеризуется высокими значениями $\tau_{\max}$, низкими значениями σ_1 и где участки глубинных разломов, во-первых, представлены протяженными единичными швами и, во-вторых, имеют направление, близкое к направлению действия напряжений $\tau_{\max}$.

Поэтому в дальнейшем одной из основных задач изучения напряженного состояния литосферы с целью прогноза сильнейших землетрясений должно стать изучение величин главных напряжений поля самого низкого (1-го) уровня — мегарегионального поля.

Результаты настоящей работы позволяют предполагать, что ряд из имеющихся сегодня определений направлений и величин главных напряжений в массивах, полученных по методу разгрузки или на основе изучения механизмов очагов землетрясений, могут характеризовать не мегарегиональное поле (1-го уровня), а локальные поля, т.е. поля более высоких уровней. Ввиду этого представляются необходимыми осмысление под этим углом зрения уже имеющихся данных, поиски новых методов определения величин σ_1 , σ_2 , σ_3 , $\tau_{\max}$ мегарегионального поля и оконтуривание участков с высокими значениями $\tau_{\max}$ и низкими значениями σ_1 .

Л и т е р а т у р а

1. *Гзовский М.В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 2, с. 141–160.
2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. *Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшова В.В.* Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования). — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 113–124.
4. Поля напряжений и деформаций в литосфере/ Под ред. А.С. Григорьева, Д.Н. Осокиной. М.: Наука, 1979. 255 с.

5. *Осокина Д.Н., Григорьев А.С., Цветкова Н.Ю.* Метод и результаты моделирования перестройки регионального поля и формирования локальных полей тектонических напряжений в окрестностях тектонических разрывов. — В кн.: Механика литосферы. М.: НТО "Горное", 1974, с. 16—18.
6. *Осокина Д.Н., Григорьев А.С., Гущенко О.И., Цветкова Н.Ю.* Возможности изучения современного поля напряжений тектонофизическими методами в связи с задачей прогноза сейсмической опасности. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 193—199.
7. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю., Смирнов Л.А.* Тектонофизическое исследование закономерностей формирования локальных аномалий поля напряжений и вторичных нарушений в окрестностях разрывов. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ГКНТ, 1976, с. 43—45.
8. *Лыков В.И., Осокина Д.Н., Одеков О.А.* и др. Тектонофизическое обоснование постановки комплекса прогностических наблюдений в Прикопетдагском сейсмоактивном регионе. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, Фан, 1976, с. 151—163.
9. *Nikonov A.A., Osokina D.N., Tsvetkova N.Ju.* Recent movement and stress field in the San Andreas fault system by the result of modelling. — *Tectonophys.*, 1975, v. 29, N 1—2, p. 153—159.
10. *Жаворонок И.В.* Применение голографии в фотоупругости. — В кн.: Поляризационно-оптический метод и его приложения к исследованию тепловых напряжений в деформации. Киев: Наукова думка, 1976, с. 90—94.
11. *Duda S.Y.* The stress around a fault according to a photoelastic model experiment. — *Geophys. Roy. Astr. Soc.*, 1965, v. 9, N 4, p. 395—410.
12. *Hoek B., Bieniawski L.T.* Brittle fracture propagation in rock under compression. — *J. of Fracture Mechanics*, 1965, v. 1, N 3, p. 119—127.
13. *Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А.* Моделирование сдвиговой подвижки по готовому разрыву с трением. — В кн.: Исследования физики землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 55—67.
14. *Папкович П.Ф.* Теория упругости. Л.; М.: Оборонгиз, 1939.
15. *Осокина Д.Н., Мячкин В.И., Игамназаров Т.И., Смирнов Л.А.* Изучение локального поля напряжений аналога очаговой зоны (результаты моделирования). — Наст. сборник, с. 68—78.
16. *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. ВИНТИ, № 5498—73. Деп. Москва, с. 28—60.
17. *Maruyama T.* Stress field in the neighbourhood of a crack. — *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1969, v. 47, N 1, p. 1—29.
18. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Методическое руководство. Иркутск, 1961. 47 с.
19. *Корчемзин В.А.* Трещинная тектоника, механизм и история развития структуры Никитовского рудного поля: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Донецк: Политехн. ин-т, 1970. 24 с.
20. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции направлений действия тектонических напряжений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 7—25.
21. *Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Ружейцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—33. (Труды Геологического ин-та; вып. 80).
22. *Аверьянова В.Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 192 с.
23. *Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева И.В.* и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972, № 8. 192 с.
24. *Соболева О.В., Шкляр Г.П., Благовещенская Е.З.* Изучение структуры поля напряжений в очагах землетрясений в связи с предсказанием места и времени возникновения сильного толчка. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1971, с. 65—70.

25. Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 22—36.
26. Isaks B., Molnar P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solution earthquakes. — Rev. Geophysics and space physics, 1971, v. 9, N 1, p. 13—21.
27. Степанов В.В., Гуценко О.И. Связь напряженного состояния, сейсмичности и современных движений с геологической структурой Гармского района. — В кн.: Механика литосферы. М.: НТО "Горное", 1974, с. 84—86.
28. Гуценко О.И., Степанов В.В., Сим Л.А. Направление действия современных мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 556—559.
29. Осокина Д.Н., Гуценко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии). — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185—203.
30. Осокина Д.Н., Никонов А.А., Цветкова Н.Ю. Моделирование локального поля напряжений системы разломов Сан-Андреас. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 204—226.

Г.В. Егоркина, Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЧАГОВЫХ ЗОН

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы связи очагов землетрясений с особенностями глубинного строения земной коры и верхней мантии, с составом, напряженным состоянием и другими характеристиками среды находятся до сих пор за пределами серьезного научного обсуждения. Можно назвать ряд причин, сдерживающих эти исследования: ограниченность разрешающей способности геофизических методов, недостаточные объемы и неравномерность региональных и детальных геофизических работ специального назначения, разномасштабность проведенных исследований и т.д.

Однако главная причина — это отсутствие теоретической и методической основы изучения глубинных условий сейсмических явлений. Мы находимся сейчас в стадии интенсивного накопления и осмысливания новейших сведений о глубинном строении и свойствах среды, порождающей очаги крупных землетрясений. Созданы и опробованы различные методы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, получено множество количественных статистически значимых зависимостей между отдельными расчетными параметрами или их совокупностями, главным образом применительно к задачам сейсмического районирования и микрорайонирования. Но в поисках решения важных практических задач оказались забытыми не менее важные вопросы исследования глубинной природы сейсмичности и природы очагов крупных землетрясений в частности.

Геологическую среду и ее современное физическое состояние следует рассматривать как геодинамическую систему, развивающуюся в пространстве и во времени, для которой землетрясения являются весьма чувст-

вительным индикатором изменения структурных и термодинамических условий. Они являются важнейшим критерием современной тектонической активности. Очаг землетрясения в связи с этим можно рассматривать как структуру разобщения и разупрочнения блоков земной коры и верхней мантии, способствующую восстановлению динамического равновесия, нарушенного вследствие интенсивных современных глубинных процессов. Такое представление об очаге позволяет по-новому подойти к трехмерному сопоставлению сейсмических и геологических объектов.

Ниже будут рассмотрены некоторые возможности использования сейсмических данных об очагах крупных землетрясений и материалов геолого-геофизических исследований в целях выяснения геофизических характеристик сейсмогенных структур и глубинной природы очагов землетрясений. Приведенные в работе новые данные о пространственном положении очагов крупных землетрясений и глубинных неоднородностей среды позволяют подойти к объемному описанию сейсмогенных процессов, дают более объективную оценку потенциальной сейсмической опасности, приближают нас к пониманию физической сущности процессов в очагах землетрясений.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОЧАГОВЫХ ЗОН

В настоящее время в высокосейсмичных областях СССР выполнен широкий комплекс геофизических исследований глубинного строения земной коры. Результаты этих работ позволили более обосновано выделить зоны возникновения очагов землетрясений, особенно в условиях закрытых территорий (платформенные участки, предгорные районы, и т.п.). Подбор и интерпретация геофизических данных для изучения очаговых зон сильных землетрясений проводились по следующим направлениям:

- а) изучение строения земной коры до глубины нескольких десятков километров и выделение тех неоднородностей ее структуры, с которыми может быть связано возникновение очагов крупных землетрясений (определение формы и положения глубинных границ, латеральных скоростных неоднородностей и блоков земной коры, глубинных разломов и др.);
- б) выяснение закономерных связей между глинистым строением среды и размещением в земной коре очагов землетрясений;
- в) исследование генетических и корреляционных связей между характером геофизических полей и параметрами очагов землетрясений;
- г) выявление критериев более обоснованного прогноза землетрясений по совокупности геофизических характеристик очаговых зон.

Геофизические данные подтверждают основные закономерности тектонического строения сейсмоактивных районов, установленные геологическими исследованиями: блоковое строение земной коры и заметные различия в суммарной мощности слагающих ее слоев (осадочного, "гранитного" и "базальтового"), существование глубинных разломов и ослабленных зон на границах блоков с разнотипным (по плотностным,

скоростным, структурным и динамическим характеристикам) строением земной коры и верхней мантии.

К числу информативных признаков, качественно характеризующих неоднородности вещественного состава и внутреннего строения земной коры, с которыми (хотя и в разной степени) связаны очаги крупных землетрясений, можно отнести наличие резких гравитационных ступеней (в региональном и локальном полях), смены знака поля (гравитационного, магнитного), областей с различным простираем осей крупных аномальных зон, субгоризонтальных геофизических неоднородностей в разрезе земной коры и изменение их с глубиной. В случае отсутствия видимой связи очагов землетрясений с известными разломами вероятно следует считать допущение о приуроченности очагов землетрясений к субгоризонтальным неоднородностям в земной коре и верхней мантии, в частности к слоям низкой скорости. В ряде случаев более правильным является выделение сейсмоактивных блоков, в пределах которых могут существовать структуры лишь низшего ранга, ответственные за более слабые землетрясения, а не только узких протяженных структур, ответственных за возникновение сильнейших для данного места землетрясений.

Очаг землетрясения в каждом конкретном случае проявляется в конкретных геофизических параметрах. По типу этого проявления, вероятно, можно попытаться найти то общее, что контролирует сейсмическую активность. Первоочередной задачей в связи с этим является исследование особенностей глубинного строения среды, где расположен очаг, поскольку его поведение обусловлено прежде всего неоднородностями и состоянием этой среды, и выявление тех признаков, которые могут быть использованы как прогнозные.

Рассмотрим некоторые сейсмические признаки среды на примере Кавказского сейсмоактивного региона в целом и некоторых очаговых зон крупных землетрясений в отдельности.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СРЕДЫ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Кавказ является одним из наиболее сейсмически активных регионов юга европейской части СССР. Хорошо развитая сеть сейсмологических станций позволила к настоящему времени накопить обширный фактический материал. В то же время сейсмическими методами достаточно хорошо изучено глубинное строение Кавказа. Здесь отработано около 3 тыс. км профилей ГСЗ, более 4,5 тыс. км профилей КМПВ, около 2 тыс. км профилей с аппаратурой „Земля“, производилась регистрация больших промышленных взрывов. Практически сейсмическими методами исследованы с той или иной степенью детальности все наиболее крупные эпицентральные зоны Кавказского региона. В период с 1973 по 1976 г. во ВНИИ Геофизике произведены анализ и переинтерпретация данных сейсмических методов единой методикой с использованием ЭВМ. Полученные результаты проверены решением прямой сейсмической задачи в одномерном и двумерном вариантах. Проведено обобщение всего сей-

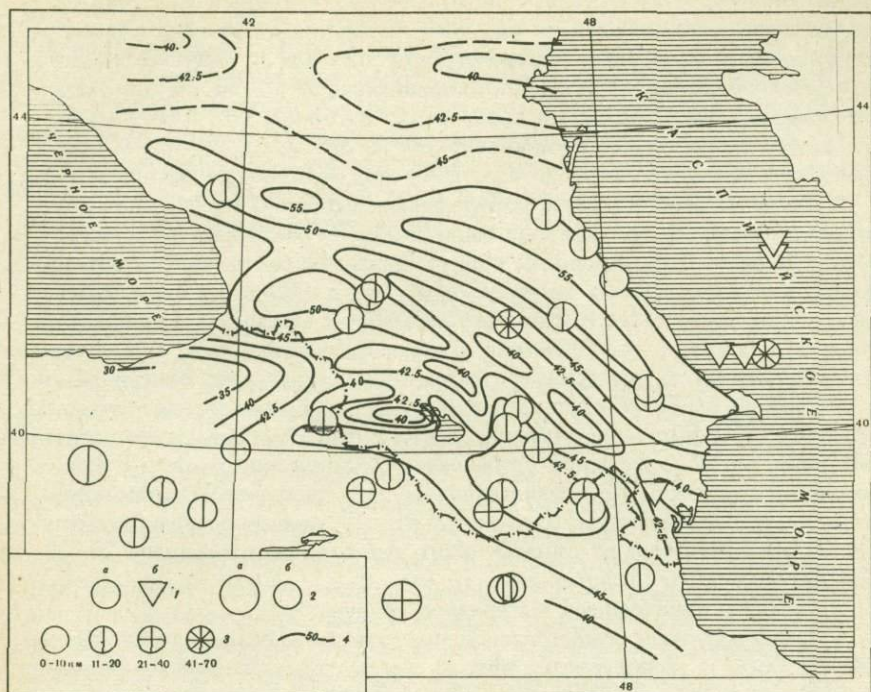


Рис. 1. Схема эпицентров сильных землетрясений и рельефа поверхности Мохоровичича

1 — эпицентры землетрясений с очагами в земной коре (а) и верхней мантии (б); 2 — эпицентры в земной коре с $M = 7,1-8,0$ (а) и $M = 6,1-7,0$ (б); 3 — эпицентры землетрясений, классифицированные по глубине очага; 4 — изогипсы рельефа поверхности Мохоровичича (по сейсмическим данным)

смического материала. Результаты этих работ вместе с сейсмологическими данными явились базой для решения поставленных выше задач изучения геофизической характеристики очагов крупных землетрясений.

На карте эпицентров крупных землетрясений Кавказа (рис. 1) четко выделяются следующие наиболее значительные очаговые зоны: Ахаллакское и Армянское вулканическое нагорья, южный склон и предгорные области Большого Кавказа, прибрежная зона Каспийского моря (участок Махачкала—Баку). Наибольшее число очагов землетрясений сосредоточено в верхней части земной коры. Уровень 5—15 км следует считать основным активным (сейсмогенным) слоем земной коры.

Анализ особенностей глубинного строения перечисленных сейсмоактивных зон показал, что для них характерны весьма разнообразные свойства земной коры — различные мощности осадочного слоя, количество слоев, их скоростные параметры и т.п. Активный сейсмогенный слой приурочен к различным слоям земной коры — осадочному, складчатому, кристаллическому — или располагается частично в одном и частично в другом; в некоторых случаях он приурочен к слою низкой скорости, более закономерным является обнаружение его вблизи кров-

ли высокоскоростных слоев. Общим для всех активных зон Кавказа является существование в их пределах пониженных значений скоростей упругих волн в мантии и приуроченности этих зон к участкам заметного изменения рельефа границы Мохоровичича: от 50–55 км под мегантиклинорием до 42–45 км в предгорьях; от 50 км под Дзирульским массивом до 42 км под Ахалкалакским нагорьем, от 47–45 км под Сомхето-Кафанской зоной до 40–42 км под Армянским нагорьем и т.д.

С целью выявления более определенных особенностей глубинного строения очаговых зон Кавказа было отобрано некоторое количество землетрясений, расположенных вблизи профилей сейсмических исследований, с максимальными значениями магнитуд ($M > 5$), хорошо изученным механизмом очага и наличием двумерных моделей этих зон [1]. На рис. 1 показано расположение изученных очаговых зон, для которых известны качественные данные о скоростных параметрах мантии [2] и о положении наиболее крупных глубинных разломов, определяемых по комплексу геолого-геофизических данных. Для некоторых землетрясений показано поле изосейст. Уточненные сейсмические модели очагов землетрясений, любезно предоставленные Н.В. Шебалиным, совмещены с разрезами земной коры (см. рис. 2–4), максимальное удаление эпицентра землетрясения от сейсмического профиля не превышало 25–30 км, для Дагестанского землетрясения 75 км.

Из анализа приведенных материалов следует:

1. Очаги крупных землетрясений приурочены к определенным блокам земной коры и располагаются вблизи зон крупных глубинных разломов.
2. Сейсмоактивные блоки земной коры характеризуются в целом контрастными по сравнению с прилегающими участками скоростными параметрами разреза.
3. Форма изосейст строго контролируется сетью глубинных разломов: продольная ось плоскости очага всегда направлена вдоль или параллельно наиболее активному в настоящем глубинному разлому.
4. Очаги крупных землетрясений располагаются в верхней части земной коры на участке наиболее сложного ее строения (резкое изменение рельефа поверхности консолидированной толщи, ее структурной нарушенности и резкости проявления в волновом поле, смены сейсмических параметров в слоях и т.п.).
5. Определенной приуроченности очагов к границам раздела или слоям земной коры не обнаружено.
6. Из 11 рассмотренных нами очагов землетрясений 6 расположены вблизи слоя низких скоростей, 5 — в блоках без волноводов.

Естественно было попытаться найти тонкие особенности строения земной коры на участках той и другой серии землетрясений. Обратило на себя внимание то, что три землетрясения из числа последних произошли после проведения работ ГСЗ, т.е. те особенности строения среды, которые изучены в результате этих работ, можно рассматривать как особенности подготовительного периода землетрясения: Дагестанское 14 мая 1970 г. (работы ГСЗ проведены в 1964 г.), Чхалтинское 16 июля 1963 г. (работы проведены в 1962 г.) и Джавахетское 18 декабря 1959 г. (работы ГСЗ примерно в 70 км севернее проведены в мае–сентябре 1910

тябре 1959 г; в 1968 г. в районе этого землетрясения проведены исследования со станции „Земля“). Два других землетрясения из этой серии произошли ранее проведения работ ГСЗ: Горийское 20 февраля 1920 г. (на 42 года раньше работ) и Шемахинское 13 февраля 1902 г. (на 64 года раньше). Другая группа указанных выше землетрясений также произошла значительно раньше, чем были проведены сейсмические исследования; изученные особенности среды здесь следует, вероятно, считать особенностями периода „залечивания“.

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СРЕДЫ НЕКОТОРЫХ ОЧАГОВЫХ ЗОН

Дагестанская (Махачкалинская) очаговая зона. На рис. 2 представлена модель очаговой зоны землетрясения 4 мая 1970 г., совмещенная с глубинным разрезом земной коры профиля Волгоград—Нахичевань. Очаг этого землетрясения расположен в 70—75 км от профиля. Анализ данных ГСЗ показал достаточную стабильность особенностей сейсмических волн, наблюдаемых на предкавказских участках всех трех пересечений Большого Кавказа (профили Степное—Бакуриани, Волгоград—Нахичевань, Астара—Дербент), поэтому можно предполагать, что принципиальные особенности строения земной коры в пределах профиля ГСЗ и на участке землетрясения будут близки. Для участка, расположенного вблизи очаговой зоны Дагестанского землетрясения, характерны следующие особенности сейсмических волн:

- а) резкое усложнение формы записи волны, преломленной на поверхности фундамента, что выразилось в увеличении или резком ослаблении ее амплитуды, появлении разрывов корреляции со смещением фазы, появлении „заходов“ и дифрагированных волн;
- б) резкое ослабление волн, связанных с промежуточными границами в земной коре (исчезновение границ на некоторых участках), и искажение их годографов;
- в) регистрация четких волн от границ раздела, расположенных ниже границы Мохоровичича.

Для разреза земной коры этого участка характерно наличие скоростной модели „нормального“ типа (с положительным скачком скорости на границах раздела), сильная нарушенность поверхности палеозойского фундамента и границы Конрада, значительные перепады рельефа этих границ, появление мощной (до 15—16 км) зоны низких скоростей в верхней мантии на 7—12 км ниже поверхности Мохоровичича, обратное соотношение рельефа границ в коре и мантии (см. рис. 2), что обусловило некоторое увеличение мощности среды, где располагается очаг землетрясения.

Характерной особенностью предкавказского участка профилей ГСЗ являются обнаруженные здесь две зоны глубинных разломов субширотного простирания, которые удалось протрассировать на профилях Степное—Бакуриани и Волгоград—Нахичевань: одна из них проходит через Терский хребет и расположена внутри блока, другая — южнее приме

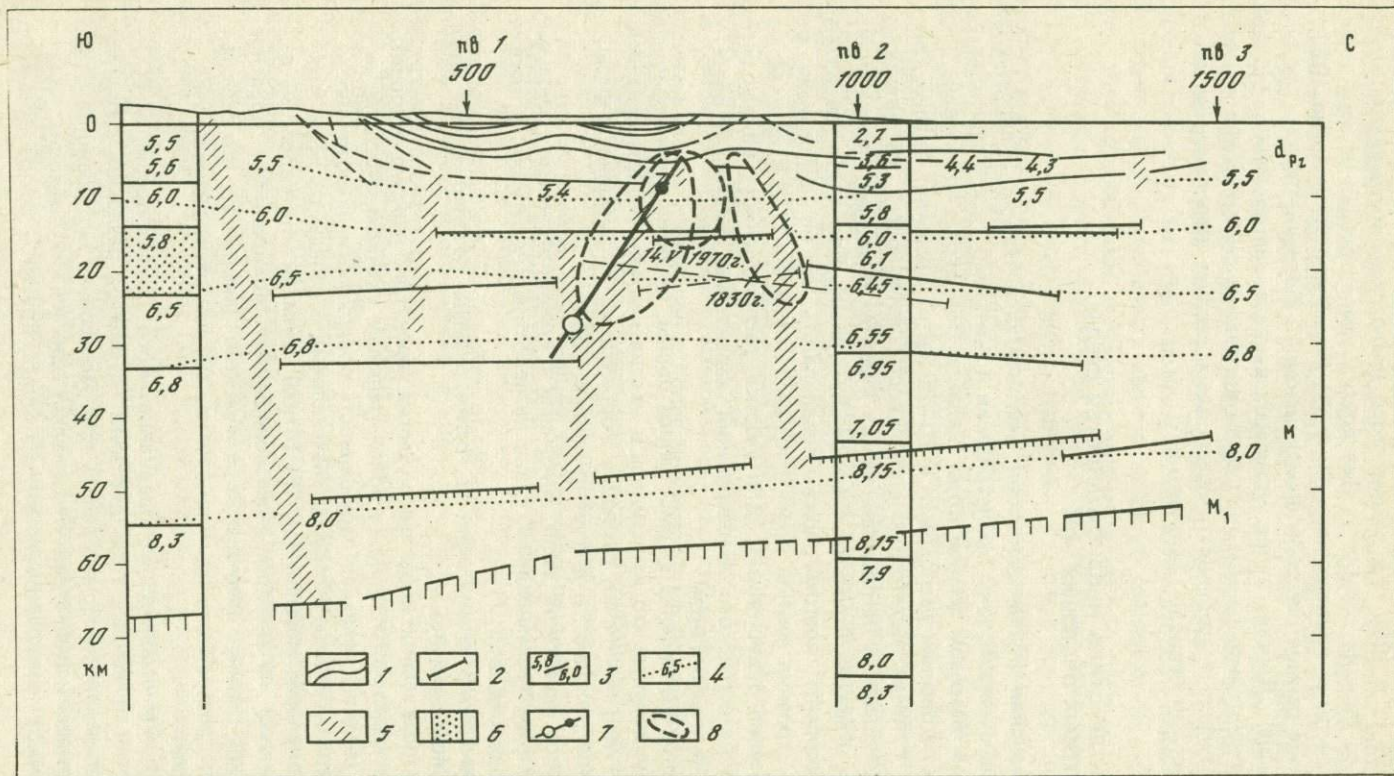


Рис. 2. Земная кора в очаговой зоне Дагестанского землетрясения 1970 г.

1 — граница раздела по геологическим данным; 2 — то же, по данным ГСЗ; 3 — линии пластовых скоростей; 4 — линии расчетных значений пластовых скоростей; 5 — глубинные разломы по сейсмическим данным; 6 — волновод в земной коре; 7 — положение плоскости разрыва и центры тяжести основной и верхней части очага; 8 — ожившая при землетрясении площадь основного разрыва (указан год события)

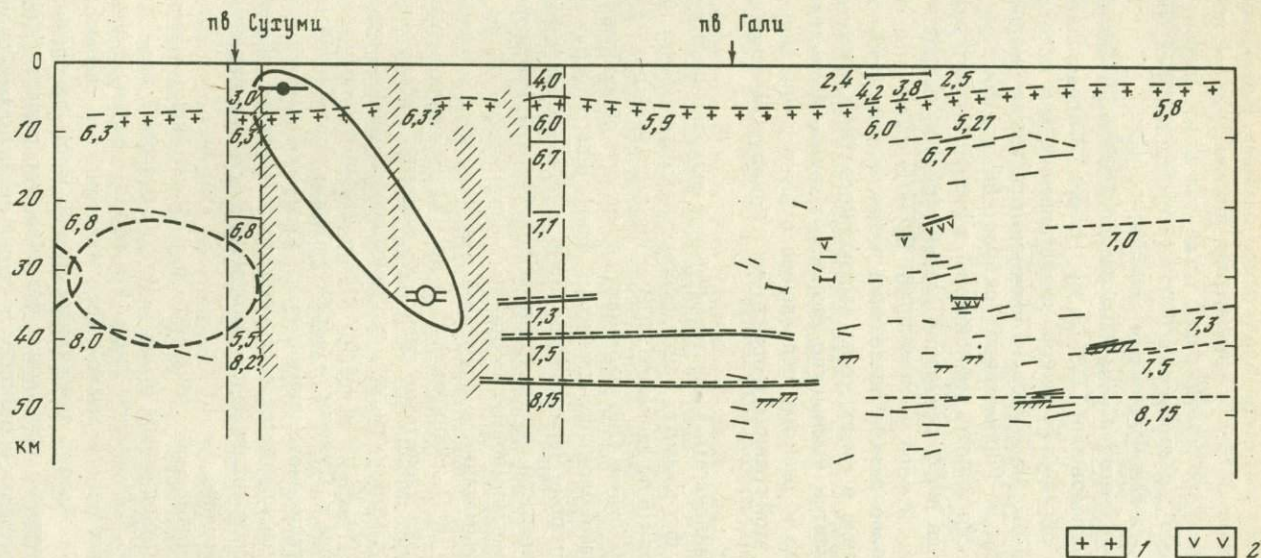


Рис. 3. Земная кора в очаговой зоне Чхалтинского землетрясения 1963 г.

1 — кровля консолидированной части коры ("гранитный" слой); 2 — кровля и промежуточные границы в "базальтовом" слое. Остальные условные обозначения см. рис. 2

на 40—45 км, в предгорьях Большого Кавказа, и является границей двух разнородных блоков земной коры. Отмечено, что очаг Дагестанского землетрясения 1970 г. располагается в зоне первого разлома; его изосейсты также вытянуты вдоль этого разлома. Кроме того, на рис. 2 видно, что основной очаг располагается внутри блока и приурочен к крупным неоднородностям среды, тогда как очаги слабых землетрясений „всплывают“, располагаясь близ субгоризонтальных границ и по периферии очага главного землетрясения.

Чхалтинская очаговая зона. Она расположена в 20—30 км от района проведения исследований ГСЗ [3, 4]. На рис. 3 представлена глубинная сейсмическая обстановка района землетрясения, для которой характерны: а) общий высокий уровень значений пластовых скоростей в земной коре; б) наличие „нормальной“ скоростной модели земной коры; в) высокая расслоенность земной коры, в результате чего резко уменьшилась скоростная дифференциация разреза (скачки скорости на границах раздела в земной коре не превышают 0,2—0,3 км/с), что, в свою очередь, обусловило резкое ослабление интенсивности промежуточных волн. Появление в низах коры высокоскоростной переходной зоны от коры к мантии уменьшило резкость границы Мохоровичича, что также привело к резкому ослаблению обычно очень сильной отраженной волны от этой границы и практически полному исчезновению волн P_m пр.

Можно предполагать здесь значительное осложнение поверхности кристаллического фундамента. Такое осложнение фундамента непосредственно зафиксировано по данным КМПВ на профиле Анаклия—Зестафони примерно в 30 км южнее. Оно выразилось в подъеме обособленного глубинными разломами блока фундамента на фоне общего погружения этой поверхности в сторону Черного моря. Зона глубинных разломов четко выражена в сейсмической записи. Подъем поверхности фундамента обусловил увеличение мощности „активного“ слоя земной коры.

Район, примыкающий к изучаемой очаговой зоне с запада, изучался в 1960—1961 гг. Ю.П. Непрочновым и др. [5] на серии профилей ГСЗ. Для этого блока характерно резкое уменьшение расслоенности коры, уменьшение ее мощности, общее уменьшение значений скоростей в слоях земной коры. Контакт между этими двумя блоками, вероятно, проходит восточнее г. Сухуми и выражен рядом осложнений геофизических полей (гравитационного, магнитного). Очаговая зона Чхалтинского землетрясения располагается восточнее этого контакта, вблизи глубинного разлома, обусловившего сильную нарушенность поверхности кристаллического фундамента.

Иными словами, район очаговой зоны Чхалтинского землетрясения весьма схож с описанным выше участком очаговой зоны Дагестанского землетрясения. Подчеркнем лишь, что общий уровень значений скоростей продольных волн в земной коре Чхалтинского землетрясения значительно выше. Однако тип модели земной коры одинаков: нарастание скорости с глубиной происходит без инверсии, резкость границ внутри невелика. Сложность и резкость поверхности фундамента увеличивается по сравнению с очаговой зоной Дагестанского землетрясения.

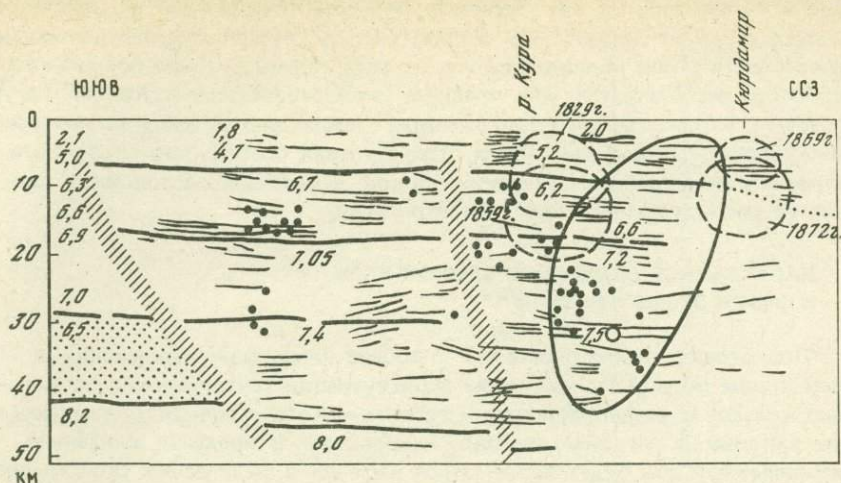


Рис. 4. Земная кора в очаговой зоне Шемахинского землетрясения 1902 г.
Условные обозначения те же, что на рис. 2

Шемахинская очаговая зона. Профиль ГСЗ Астара—Дербент проходит в непосредственной близости от данной очаговой зоны. Сейсмические исследования вдоль профиля проведены в 1963 г., т.е. спустя более 60 лет после происшедшей здесь серии крупных землетрясений. На рис. 4 представлен глубинный разрез земной коры Шемахинской очаговой зоны [6, 7]. Как видно, здесь повторяются многие особенности среды, отмечаемые для Дагестанской и Чхалтинской очаговых зон: приуроченность к наиболее высокоскоростному блоку; наличие модели земной коры „нормального” типа; расположение ее на участке четко фиксируемого точками дифракции „внутреннего” более активного глубинного разлома вблизи разлома (контакта), разделяющего блоки земной коры с различными скоростными параметрами слоев; значительная расслоенность среды; низкая амплитуда волн от границы Мохоровичича. Для Шемахинской зоны характерно сложное строение поверхности консолидированной коры, что выразилось в большом количестве нарушений корреляции волн P_0^{k1} и появлении различного рода осложнений ее записи (дифракция, „заходы” и т.п.). Однако здесь не наблюдается резких контрастов рельефа этой поверхности, а также резких несогласий в поведении рельефа более глубоких границ раздела (за исключением средней части раздела на глубинах 20–30 км). Отмечается высокая интенсивность „коровых” волн, что, вероятно, связано с наличием больших скоростных контрастов на границах раздела внутри земной коры, чем это наблюдалось в описанных выше очаговых зонах.

Особенностью глубинного строения участков расположения другой серии землетрясений, как отмечалось, является наличие в земной коре слоев с пониженными скоростями. Это уменьшило общий уровень значений скорости продольных волн в земной коре этих блоков по сравне-

нию с прилегающими, но увеличило резкость (скоростной контраст) некоторых границ раздела, что, в свою очередь, привело к повышению интенсивности волн, образовавшихся на этих границах. Слой пониженной скорости располагается, как правило, ниже очагов землетрясений. Таким образом, наличие модели земной коры „нормального“ типа (с инверсией скорости) — наиболее яркая отличительная особенность глубинного строения активных сейсмических блоков, в которых расположена первая из рассмотренных серий землетрясений.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Подготовка землетрясения — процесс нарастания напряжений в некотором объеме земной коры. Концентрация тектонических напряжений связана с неоднородностями геологического строения, оказывающими влияние на региональное поле напряжений. В пределах аномально напряженных зон будет наблюдаться изменение физических свойств среды. В условиях одноосного сжатия максимальное увеличение скоростей происходит в направлении действия силы. Поэтому, если в массиве пород существует неравномерное сжатие (анизотропия напряжений), будет наблюдаться и различие скоростей распространения волн по разным направлениям.

Таким образом, одним из путей изучения напряженного состояния пород в естественном залегании является анализ изменения скоростей волн в разных направлениях и выявление участков повышенной анизотропии скоростей.

У продольных волн анизотропия проявляется в различии скоростей в зависимости от направления распространения. Для поперечных волн — в существовании волн S разной поляризации, распространяющихся с разными скоростями в одном и том же направлении. В связи с этим, если экспериментально установлен факт различия скоростей распространения волн S разной поляризации, можно утверждать, что среда анизотропна.

В условиях Малого Кавказа анизотропия скоростей изучалась по записям рефрагированных поперечных волн от землетрясений на расстояниях от 0 до 300 км от источника колебания. О величине анизотропии скоростей можно судить по различию времен прихода волн S разной поляризации к одной и той же точке наблюдений [7, 8].

Различия во временах прихода разнополяризованных волн изменяются от 0,1 до 2,0 с. Установлена периодическая зависимость сдвига $\Delta t_{S_1-S_2}$ от азимута подхода колебаний. На рис. 5 показан график, объединяющий точки наблюдения, расположенные в пределах северной части Малого Кавказа. Можно предположить, что мы имеем дело с анизотропной средой.

Для исследования этого вопроса сделана попытка подобрать модель среды, эффект анизотропии которой совпадал бы с приводимым на рис. 5. Наилучшее совпадение получено для трансверсально-изотропной модели,

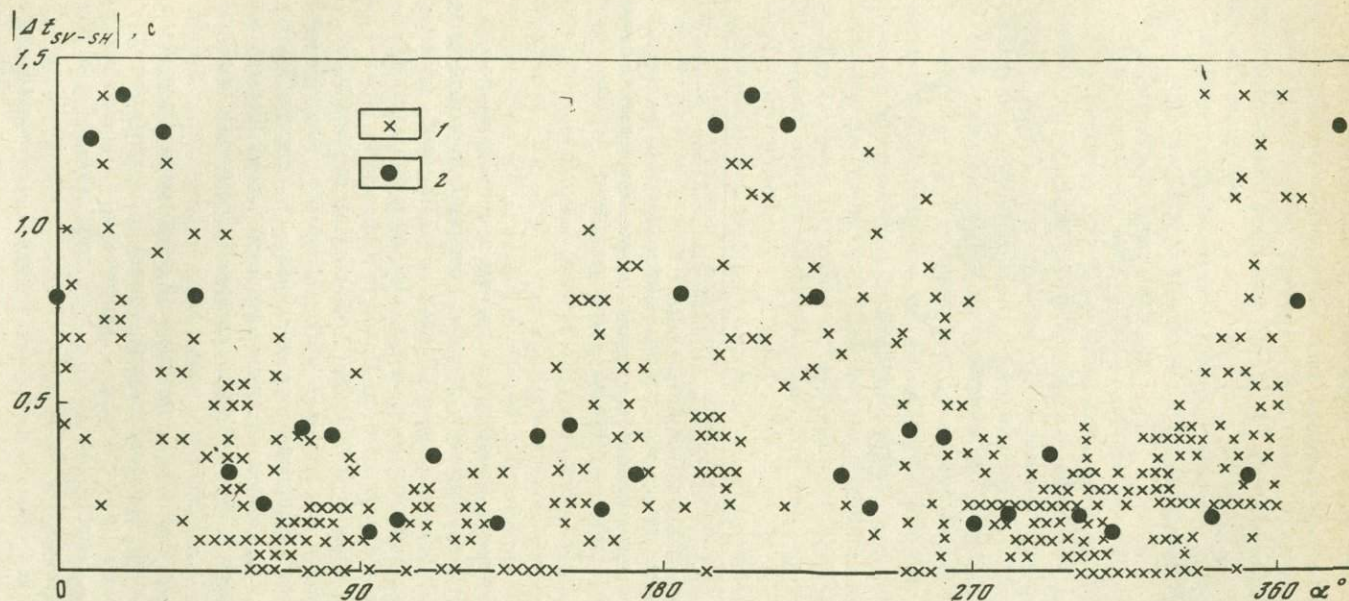


Рис. 5. Зависимость величины различия Δt во временах регистрации S-волн на разных компонентах записи от эпицентрального расстояния

1 — экспериментальные значения; 2 — теоретические значения

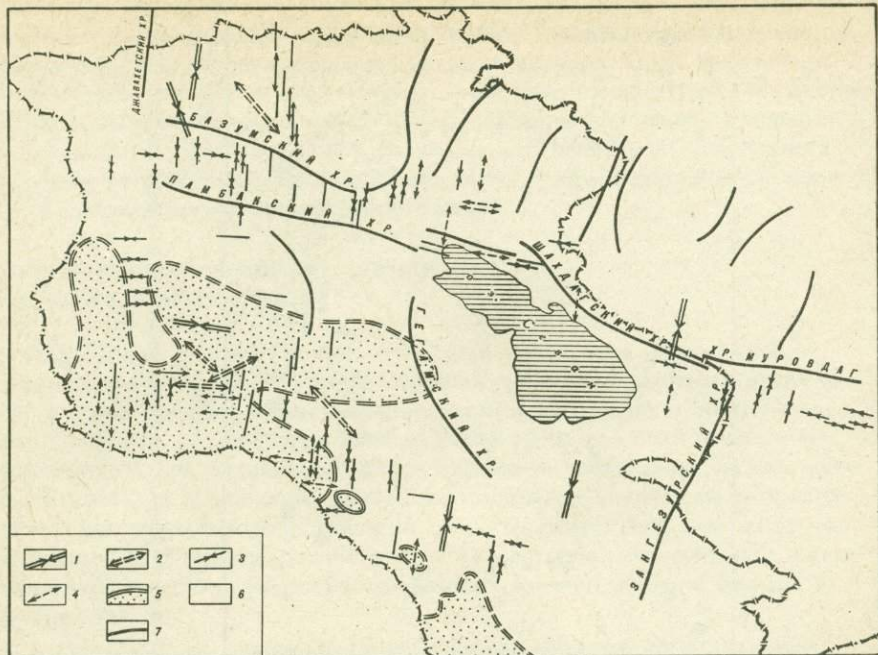


Рис. 6. Сопоставление результатов изучения ориентации осей напряжений в очагах землетрясений с элементами новейшей тектоники

1 — оси напряжений сжатия; 2 — оси напряжений растяжения; 3 — $v_{SH} > v_{SV}$; 4 — $v_{SV} > v_{SH}$; 5 — области преимущественных опусканий в новейшее время; 6 — области преимущественных поднятий в новейшее время; 7 — осевые части хребтов

обладающей свойствами, близкими в среднем к свойствам пород фундамента территории Армении. Модель представляет собой среду с параметрами $v_p = 6,0$ км/с, $v_s = 3,3$ км/с, $\rho = 2,65$ г/см³, осложненную вертикальной трещиноватостью, ориентированной в направлении 20–200° по простиранию осей хребтов Сомхето-Кафанской зоны. Относительный объем трещин 0,1 и 0,25. Трещины заполнены более рыхлым материалом. Наблюдается хорошее соответствие с данными экспериментальных наблюдений в двух случаях: 1 — плотность трещин 0,1, длина пути, проходимого в анизотропной среде (размер анизотропной зоны) 40 км; 2 — плотность трещин 0,25, размер анизотропной зоны 20 км.

Из этого следует, что зоны повышенной анизотропии связаны с зонами повышенной трещиноватости пород и ориентировкой трещин под действием тектонических напряжений. Направление действия сил в Сомхето-Кафанской зоне 110–290° (кавказское направление).

Была проанализирована также связь между характером анизотропии скоростей и направлением главных осей напряжений в очаговых

зонах (рис. 6). Сравнение полученных данных с характеристиками новейших тектонических движений показало, что в областях поднятий оси сжатия ориентированы близгоризонтально и в общем перпендикулярно простиранию складок и хребтов. Здесь большей скоростью распространения обладают волны S , поляризованные в горизонтальном направлении.

В областях погружения (Приараксинская впадина, оз. Севан) большей скоростью распространения обладают волны, поляризованные в близвертикальном направлении.

Следовательно, особенности напряженного состояния среды и изменения скоростей различно поляризованных волн S обнаруживают связь с характером неотектонических движений или, иными словами, можно считать, что характер соотношения скоростей есть следствие особенностей напряженного состояния среды.

На территории Армении выявлено два типа преобладающих зависимостей $\Delta t_{S_1 - S_2}$ от азимута подхода колебаний. Для первого вида максимальное различие Δt наблюдается для азимута $20-200^\circ$ согласно с направлением хребтов Сомхето-Кафанской зоны (кавказское направление сил сжатия). Другой вид графиков характеризуется максимальным значением Δt в области $90-270^\circ$, т.е. согласно с простиранием хребтов Севано-Акеринской зоны (антикавказское направление сил сжатия).

Величина анизотропии скоростей тоже не остается постоянной. На рис. 7 представлено распределение максимальной величины анизотропии на территории Армении, где выделены области повышенных ($> 0,8$) ее значений. Анизотропные области Армении образуют две вытянутые зоны кавказского простирания. Северная зона совпадает с Севано-Акеринским разломом, контролирующим положение Севанского офиолитового пояса, южная — с Ереванским разломом, определяющим положение Вединской офиолитовой зоны (намечаются и поперечные к ним зоны повышенных значений анизотропии скоростей). Эпицентры землетрясений с $K > 10$, зарегистрированных на территории Армении в период наблюдений с аппаратурой "Земля" с 1967 по 1974 г., совпали с областями повышенной анизотропии, которые являются, по-видимому, наиболее вероятными местами разрядки напряжений [9].

В поле продольных волн (данные ГСЗ, промышленных взрывов, КМПВ) обе зоны повышенной анизотропии характеризуются чрезвычайно сильной нарушенностью глубинных границ раздела, появлением здесь большого количества непротяженных различно наклоненных отражающих площадок, что качественно подтверждает особенности тонкой структуры земной коры этих участков, выявленные при интерпретации поперечных волн. Скоростная модель земной коры Малого Кавказа разнообразна и изменчива. Для указанных зон отмечается существование в разрезе зон инверсии продольных волн, причем в южной зоне до двух-трех, что может способствовать возникновению анизотропии скоростей упругих волн на различных уровнях земной коры.

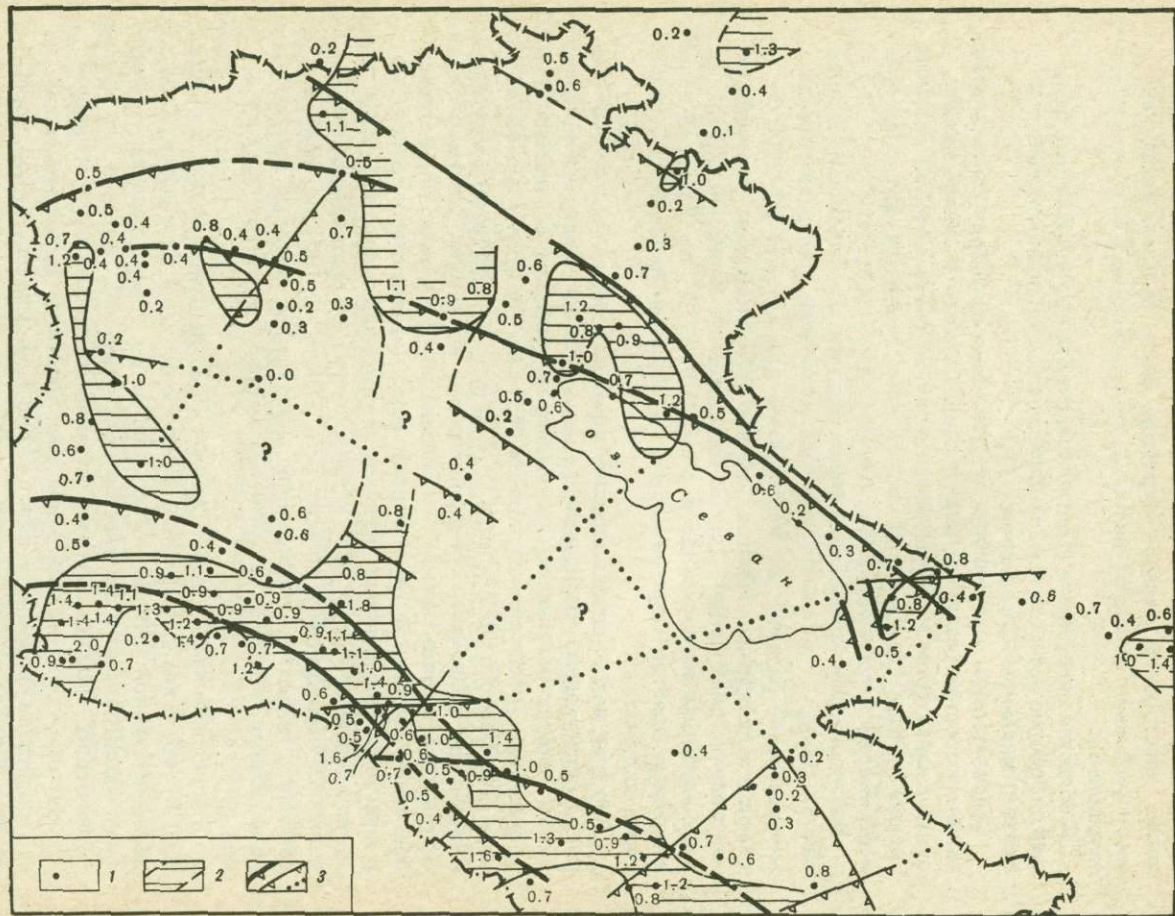


Рис. 7. Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией скоростей сейсмических волн, с глубинными разломами

1 — точки наблюдений и максимальные значения анизотропии скоростей; 2 — зоны повышенных значений анизотропии скоростей; 3 — глубинные разломы по наблюдениям со станциями "Земля": основные (а), второстепенные (б), предполагаемые (в); вопросительный знак — отсутствие информации

СТРУКТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

Анализ геолого-геофизических данных, выполненный для очаговых зон Кавказа, показал, что их современная глубинная структура имеет четко выраженный "перекрестный" характер. Здесь интерферируют или сопряженно развиваются структурные формы трех главных направлений — северо-западного (собственно кавказского), северо-восточного (антикавказского) и субмеридионального. Первое из них активно проявлено в деформациях близповерхностных горизонтов земной коры, другие приобретают большую активность в более глубоких горизонтах земной коры — "гранитном" и "базальтовом". Субмеридиональное направление имеет, по-видимому, более глубокое заложение и по ряду геологических признаков (например, приуроченность к ним вулканов) может быть связано с растяжением земной коры.

В общем наложение и интерференция указанных структурных направлений имеет место во всех структурных этапах. При этом относительная активность проявления и развития структур того или иного направления изменяются при переходе от одного структурного этапа к другому, а также по их простирацию.

Все это приводит к концентрации напряжений в узких протяженных зонах и узлах активного взаимодействия отдельных блоков, а также в дисгармонично развивающихся горизонтах земной коры. Разрядка этих напряжений и разрывные смещения, которые вызывают землетрясения, происходят в каждом структурном этапе по-своему, в соответствии с его структурными особенностями и особенностями взаимодействия с вышележащими и нижележащими горизонтами или блоками литосферы [10].

Наряду со смещениями по разрывам разного кинематического типа, которые произошли в разных структурных этапах в той или иной степени автономно, могут иметь место срывы по некоторым субгоризонтальным границам, разделяющим дисгармонично деформирующиеся горизонты земной коры.

* * *

Выше рассмотрены лишь некоторые возможности использования данных глубинных сейсмических исследований при изучении очаговых зон землетрясений. Представленные результаты показывают перспективность развития сейсмических методов в активных регионах стра-

ны и требуют разработки специальных приемов проведения таких работ, направленных на исследование тонких особенностей структуры и напряженного состояния среды очаговых зон.

Индикатором напряженного состояния среды, доступным изучению его сейсмическими методами, является прежде всего скорость упругих волн. Крупные скоростные неоднородности в литосфере, вероятно, характеризуют постоянное поле напряжений. Любые достаточно резкие отклонения скоростных параметров от общих закономерностей внутри крупных блоков могут представлять интерес для прогноза землетрясений.

На основании проведенного анализа геолого-геофизических материалов необходимо сделать ряд замечаний, которые могут представлять интерес в связи с поисками сейсмоопасных участков и с постановкой детальных сейсмических работ специального назначения.

1. В земной коре в период подготовки землетрясения под действием увеличения напряженного состояния должны сглаживаться скоростные контрасты на неоднородностях среды. Благодаря этому земная кора приобретает свойства толщи со слабой скоростной дифференциацией. Именно такая среда характерна для очаговых зон Кавказа. С увеличением напряженного состояния среды увеличивается скорость упругих волн. Вероятно, поэтому общий уровень значений скоростей в земной коре участка Дагестанского землетрясения, измеренный примерно за 6 лет до события, меньше, чем наблюдаемый на участке Чхалтинского землетрясения, измеренный примерно за год до этого землетрясения. Если это так, то два участка Кавказского региона из изученных сейсмическими методами — районы городов Гори и Шемахи — следует признать наиболее сейсмически опасными в настоящее время, поскольку для них характерны принципиально те же условия среды, которые были обнаружены в очаговых зонах Дагестанского и Чхалтинского землетрясений перед их свершением.

2. Особенность строения очаговых зон в период после землетрясения, которую может иллюстрировать в качестве примера земная кора на участках первой серии из рассмотренных землетрясений, заключается в наличии здесь сильных волноводов. Если рассматривать крупные землетрясения как явления не только разрушительные, но и созидательные, мы находим возможным сделать следующие допущения. После сильного землетрясения среда в очаговой зоне изменяется существенным образом, она как бы меняет свою структурную модификацию. В связи с этим исчезновение отдельных промежуточных границ в земной коре очаговых зон, часто отмечаемое при сейсмических исследованиях (например, на Кавказе), а также появление новообразований, в том числе и волноводов, можно объяснить с точки зрения восстановления нарушенного динамического равновесия, приспособлением среды к новым условиям. Следует, правда, отметить, что ответственность за перестройку внутренней конструкции среды в очаговой зоне несут землетрясения лишь высоких рангов ($M > 5-6$).

Остается пока невыясненным вопрос, имеют эти изменения среды необратимый характер или возможно повторение условий, при которых

произошло землетрясение. На первый взгляд кажется, что через сравнительно длительный промежуток времени (100 лет и более) среда восстанавливает свои особенности, что может подтвердить повторение крупных землетрясений на участках уже бывших здесь крупных событий. Однако этот вопрос требует дополнительного анализа и постановки специальных повторных сейсмических исследований на участках бывших крупных землетрясений.

3. Обращает на себя внимание еще один факт. Очаговые зоны Кавказского региона располагаются, как правило, на участках активных глубинных разломов (они характеризуются ярко выраженными особенностями волнового поля), но внутри единого скоростного блока. Контакт блоков с разными скоростными параметрами, как кажется, оказывается более "прочным", а разрыв среды происходит внутри массива. Как указывалось ранее, исследования со станциями "Земля" показали очень сложное распределение напряженного состояния среды (выраженное в характеристиках анизотропии скоростей поперечных волн) в различных структурных элементах среды — областях поднятий и опусканий. Отсюда ясно, что в формировании поля напряжений немалую роль играют структурные неоднородности среды. Наиболее значимым индикатором постоянно возникающих в земной коре деформаций и напряжений являются мелкофокусные землетрясения более низших рангов. Постоянное наблюдение за такими событиями, вероятно, поможет разобраться в вопросе, где и почему именно на данном участке происходит накопление напряжений, приводящих к землетрясению.

Мы подчеркнули некоторые особенности среды очаговых зон, четко проявляющиеся в поле одного из наиболее чувствительных к изменению этих особенностей параметров — скорости упругих волн. Безусловно, лишь совокупность данных всех геофизических методов позволит сделать решающие выводы о реальном прогнозе сейсмических событий.

4. Для Кавказа отмечается существенное различие в преобладающих направлениях скорости и тектонической зональности. Отмечается столь же поразительное несоответствие в простирациях глубинных сейсмогенных структур, очаговых зон и поля тектонических деформаций на поверхности. В свою очередь, достаточно отчетливо проявляется связь очагов крупных землетрясений с контактами неразрывного характера, разделяющими блоки литосферы с разными плотностными и скоростными параметрами. Это позволяет с полной определенностью утверждать, что нет полного соответствия между положением очаговых зон и тектоническими структурами (разломы, складки, узлы их пересечения). Эти связи гораздо сложнее и не столь очевидны, как их, обычно представляют.

Литература

1. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений СССР. М.: Наука, 1974, 54 с.
2. Винник Л.П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.

3. *Шебакин Н.В., Крестников В.Н., Рустанович Д.Н.* и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970. — В кн.: *Землетрясения в СССР в 1970 г.* М.: Наука, 1973, с. 28—49.
4. *Краснопевцева Г.В.* Результаты исследования глубинного строения земной коры на западе Кавказа по линии профиля Анаклия-Зестафони. В кн.: *Глубинное строение Кавказа.* М.: Наука, 1966, с. 97—102.
5. *Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Лунарский Г.А.* и др. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования. — *Океанология*, 1966, т. 6, вып. 1, с. 98—108.
6. *Раджапов М.М.* О границе "базальтового" слоя. — *Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле*, 1976, № 1, с. 92—101.
7. *Егоркина Г.В.* Изучение анизотропии земной коры по записям сейсмических обменных волн. — *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1969, № 9, с. 40—50.
8. *Егоркина Г.В.* Природа фазовых сдвигов при регистрации обменных проходящих волн типа Р, S. — *Прикладная геофизика*, 1973, вып. 70, с. 74—85.
9. *Егоркина Г.В., Ракитов В.А., Гаретовская И.В., Егорова Л.М.* Напряженное состояние земной коры на территории Армении по сейсмическим данным. — *Геотектоника*, 1977, № 2, с. 75—82.
10. *Щукин Ю.К.* Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. — В кн.: *Разломы земной коры.* М.: Наука, 1977, с. 125—133.

Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин, М.С. Закиров

ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ ПО СЕЙСМИЧЕСКОЙ КОДЕ

Случайные неоднородности в реальной среде долгое время были "врагами" сейсмологов. Вторичные волны, которые возникают на этих неоднородностях, накладываясь на детерминированные волны, затрудняют их интерпретацию, вынуждают разрабатывать сложные методы подавления помех. Но оказалось, что если изучить свойства нерегулярных волн — это позволит превратить помеху в источник надежной информации об интегральных характеристиках очага и среды. Ситуация аналогична переходу от изучения поведения отдельных частиц в газе — к термодинамике газа.

Хотя мы еще недостаточно хорошо понимаем детали процесса рассеяния, долю продольных, поперечных и поверхностных волн в коде, мы можем тем не менее узнать довольно много о среде и о сейсмических источниках, изучая спектральный состав коды отдельных землетрясений и его изменение во времени вдоль записи.

Следуя [1], будем рассматривать нерегулярные колебания на записи как совокупность *шлейфа* и *коды*, составляющих вместе *отклик* среды на очаговое излучение. Шлейфом мы будем называть часть записи, непосредственно следующую за доминирующей прямой волной. Интенсивность колебаний в шлейфе довольно быстро убывает и далее огибающая выходит на асимптоту. Асимптота представляет собой форму огибающей, какая имела бы место при нулевом гипоцентрально

расстоянии. Процесс рассеяния приводит к потере энергии прямой волной и к перекачке ее в хвостовую часть записи — коду.

Связь характеристик коды со свойствами среды и очаговым излучением качественно понятна из самых общих соображений. Чем более мутной является среда, тем интенсивнее становится кода по сравнению с интенсивностью очагового излучения. Рассеянная энергия постепенно "растекается" в пространстве, заполняя объем, ограниченный фронтом прямой волны.

Поглощение, приводящее к необратимым потерям энергии, является главной причиной убывания амплитуд колебаний вдоль записи. Интенсивность и спектральный состав колебаний в коде в фиксированный момент времени пропорциональны интенсивности и спектральному составу очагового излучения. Отсюда следует, что, изучая частотную и временную структуры коды и ее соотношение со спектром прямой волны, можно определить параметры среды (добротность Q и мутность g) и очага землетрясения (спектр очагового излучения, усредненный по всем направлениям).

Основная цель настоящей работы — получение информации о свойствах коды из сейсмических наблюдений и их количественное описание. Для интерпретации экспериментальных данных приходится привлекать некоторые простые модели, и тогда спектральные различия отдельных землетрясений и различия в свойствах среды отдельных зон могут быть описаны на языке параметров этих моделей. Однако такие различия мы описываем и чисто морфологически, оставляя тем самым свободу читателю в попытках интерпретации с помощью иных моделей.

Экспериментальную основу работы составляют амплитуды коды большого числа землетрясений, местных и близких, полученные по записям частотно-избирательными станциями ЧИСС. Эти амплитуды рассматриваются как функции времени вдоль записи для каждой из частот $A_f(t)$ или как функция частоты для какого-либо фиксированного момента времени $A_f(f)$.

АППАРАТУРА И ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ

Институтом физики Земли АН СССР проводятся наблюдения в Гармском районе Таджикистана, расположенном на сочленении Северного Памира и Южного Тянь-Шаня. Северная часть района (Гиссарский и Каратегинский хребты) сложены гранитами и метаморфизованными породами палеозойского возраста. Здесь расположены станции № 3 и 6. Южная часть района (хр. Петра I, Вахшский и Дарвазский хребты) сложены мощными, до 8—10 км, осадочными породами мезокайнозоя. В центральной части хр. Петра I расположена станция № 11. Регистрация проводилась аппаратурой ЧИСС [2], осуществляющей частотную фильтрацию колебательной скорости движений почвы непосредственно в момент землетрясения. Диапазон частот на станции № 3 наиболее широкий: от 0,022 до 40 Гц (13 каналов). На станциях № 6 и 11 работало по 8 каналов в диапазоне от 0,62 до 40 Гц. Полосы частот каждого

Таблица 1

Центральная f_c и краевые частоты f_H и f_B каналов ЧИСС

f_c	$f_H - f_B$	f_c	$f_H - f_B$
0,022	0,015 — 0,03	2,5	2,0 — 3,2
0,045	0,03 — 0,06	5	4,0 — 6,4
0,07	0,05 — 0,1	10	8 — 13
0,14	0,10 — 0,20	18	16 — 20
0,28	0,20 — 0,4	27	24 — 30
0,62	0,5 — 0,8	40	36 — 45
1,25	1,0 — 1,6		

канала приведены в табл. 1. Дублирование записей на двух уровнях увеличения позволило обеспечить широкий динамический диапазон. Приборы на всех трех станциях установлены в штольнях, на расстояниях не менее 30 м от поверхности земли. На малых расстояниях кода может быть зарегистрирована при энергетических классах $K > 7$. Нас интересовали главным образом более сильные землетрясения, у которых сейсмический момент был не ниже 10^{20} дин·см, наиболее сильные из обработанных землетрясений имели магнитуду 7 и сейсмический момент около $10^{26} - 10^{27}$ дин·см.

МОРФОЛОГИЯ ОГИБАЮЩИХ КОДЫ

Сопоставим огибающие коды многих землетрясений, зарегистрированных одной и той же станцией на разных расстояниях, порознь для каждой из частот (рис. 1). Для этого совместим их огибающие в области больших t путем перемещения вдоль вертикальной оси. Видно, что при фиксированной частоте огибающие всех землетрясений раньше или позже подходят к некоторой общей кривой (асимптоте) и сливаются с нею. На рис. 1 хорошо видно, что чем меньше гипоцентрального расстояния и, значит, время пробега прямой волны, тем с меньших значений текущего времени, отсчитанного от момента в очаге, огибающая данного землетрясения выходит на асимптоту.

В асимптотической части форма огибающих разных землетрясений оказывается одинаковой, независимо от магнитуды и от того, где расположен очаг землетрясения относительно зарегистрировавшей его станции (рис. 2). Глубина очага сказывается на форме огибающих только для частоты 0,07 Гц (рис. 3).

Если сопоставить огибающие записей одного и того же землетрясения на разных станциях, то для станций, находящихся в одинаковых условиях (геологическая ситуация и условия установки приборов), огибающие совпадают и по уровню. Если же станционные условия неодинаковы, то уровень кривых в асимптотической части может различаться (рис. 4). Разность уровней станционных огибающих меняется с частотой, но сохраняется одинаковой для всех землетрясений. Это

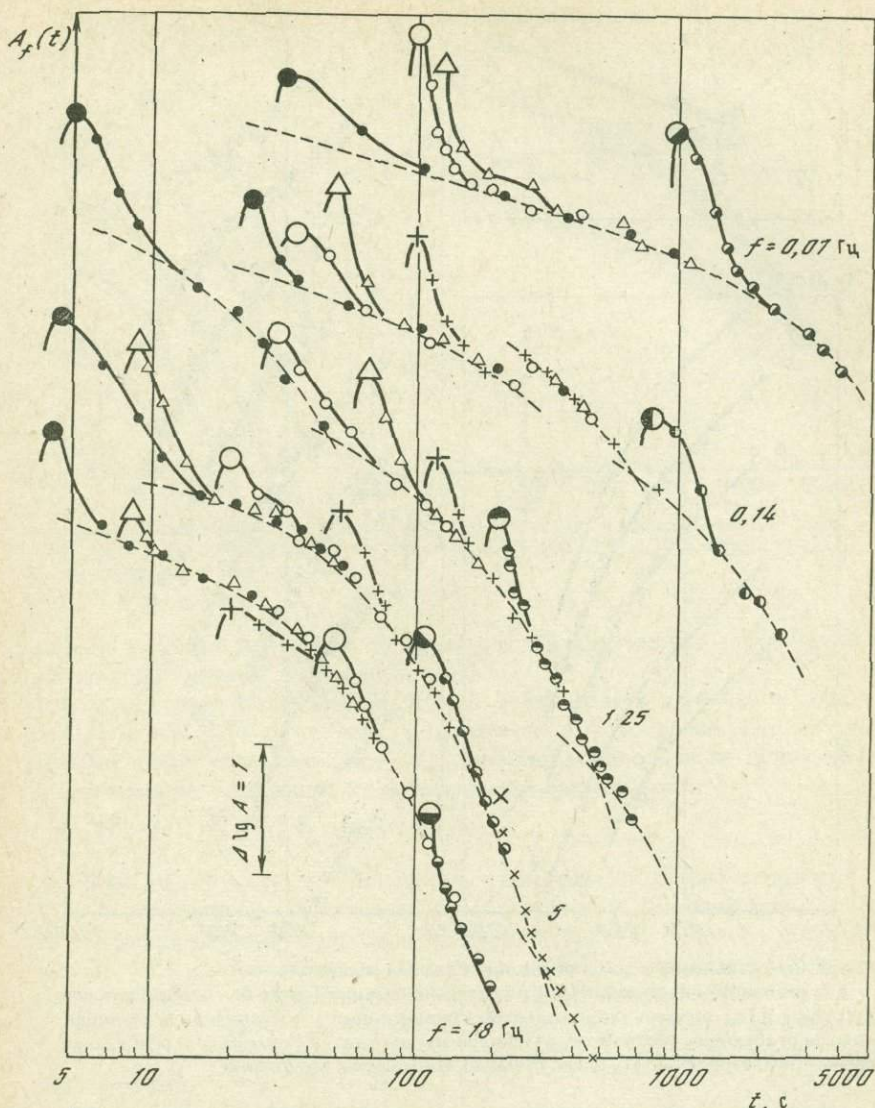


Рис. 1. Примеры перехода огибающих землетрясений с разными расстояниями от прямой волны (крупный значок) через шлейф к асимптоте коды (пунктирная кривая)

позволяет ввести для каждой станции частотно-зависимую поправку, и тогда скорректированные огибающие коды одного землетрясения на разных станциях будут совпадать и по уровню.

Стабильность формы огибающих всех землетрясений и совпадение ее уровня на разных станциях для одного землетрясения является фундаментальным свойством коды, которое уже отмечалось ранее [1, 3, 4 и др.]. Оно позволяет построить обобщенную огибающую,

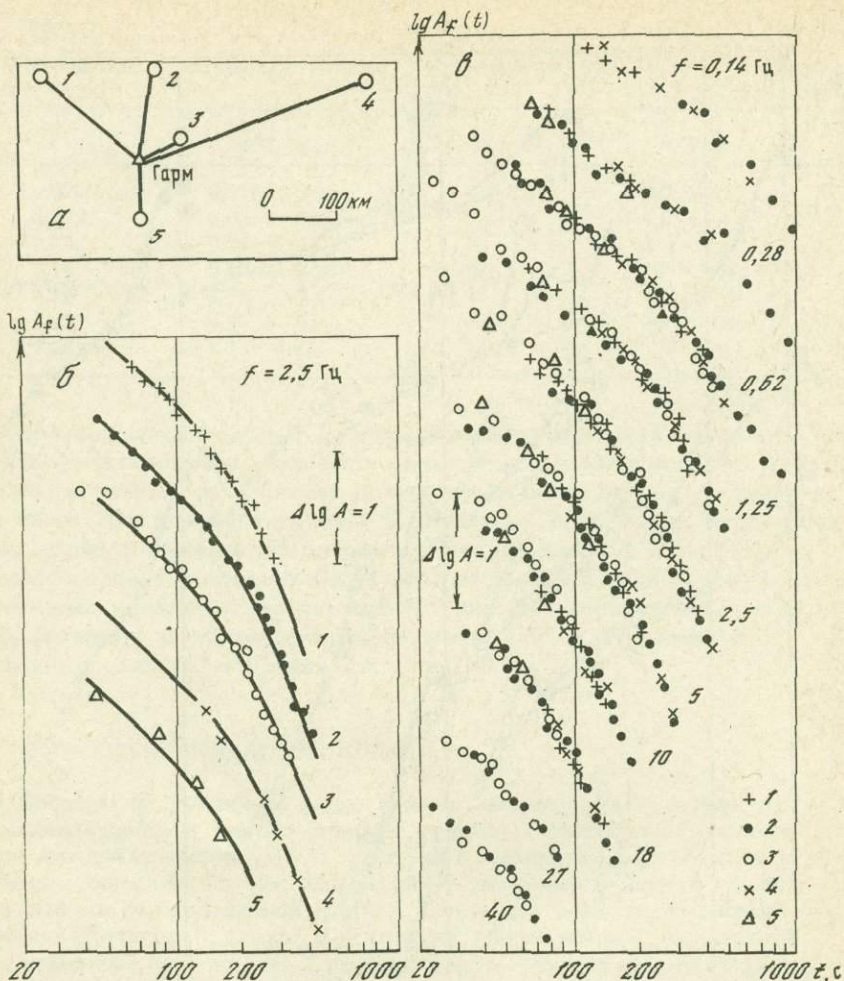


Рис. 2. Сопоставление формы огибающих разных землетрясений

а — расположение эпицентров относительно станции Гарм; б — огибающие для частоты 2,5 Гц; уровень произвольный, кривые линии — осредненная огибающая, номера огибающих соответствуют номера эпицентров на схеме а; в — огибающие разных землетрясений (1—5, см. схему а) совмещены по уровню

которая представит асимптоту в большом диапазоне времени, и интерпретировать ее для оценок добротности среды. Уровень же огибающей каждого отдельного землетрясения можно связать с интенсивностью его очагового излучения.

Совмещая огибающие коды разных землетрясений в перекрывающихся участках путем их перемещения вдоль вертикальной оси, мы построили обобщенные огибающие для каждой из частот в максимальном доступном диапазоне времени (рис. 5). Видно, что огибающие

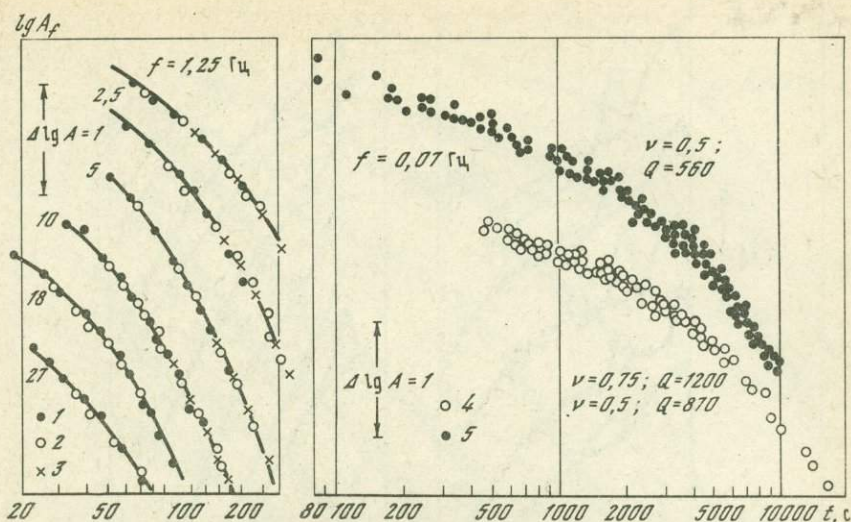


Рис. 3. Сопоставление формы огибающих землетрясений с разной глубиной очага
 1 — $h = 6$ км; 2 — 30 км; 3 — 110 км; 4 — $h = 180-220$ км; $R = 260-320$ км;
 5 — $h \leq 30$ км, $R = 20-2000$ км

разных частот не совпадают по форме: чем выше частота, тем сильнее убывают во времени амплитуды коды.

Чтобы семейство огибающих рис. 5 использовать для оценок добротности, его надо сопоставить с теоретическими кривыми. Существующие теории рассеяния [3, 5-7] приводят к однотипным формулам, описывающим огибающие коды в асимптотической части:

$$A_f(t) = M(f) G(f) t^{-\nu} \exp(-\pi f t / Q), \quad (1)$$

где Q — добротность, ν — показатель геометрического расхождения, $G(f)$ — коэффициент, численно равный уровню огибающей при $t = 1$ с для землетрясения с очаговым спектром $M(f) = 1$. Величина $G(f)$ зависит от мутности среды, и ее оценка может варьировать в зависимости от принятой модели. Если среда однородна по мутности и добротности, а такое допущение обычно принимается при выводе формул типа (1), то оценка добротности по этой формуле представляется вполне реалистичной.

Однако, если среда неоднородна по этим двум важнейшим параметрам, форма огибающих может существенно усложниться. Действительно, наблюдаемая форма огибающих (см. рис. 5) отличается от теоретической. Оказывается, что только длиннопериодная кода ($T \geq 14$ с, $f \leq 0.07$ Гц), огибающие которой обозначены на рис. 5 символом a , описывается единой кривой во всем диапазоне времени, вплоть до 10 000 с. Экспериментальные огибающие более высоких частот удается совместить с теоретическими кривыми только, если разбить наблюдаемые огибающие на отрезки b , c , d и для каждого из них искать свои значения параметров теоретической кривой.

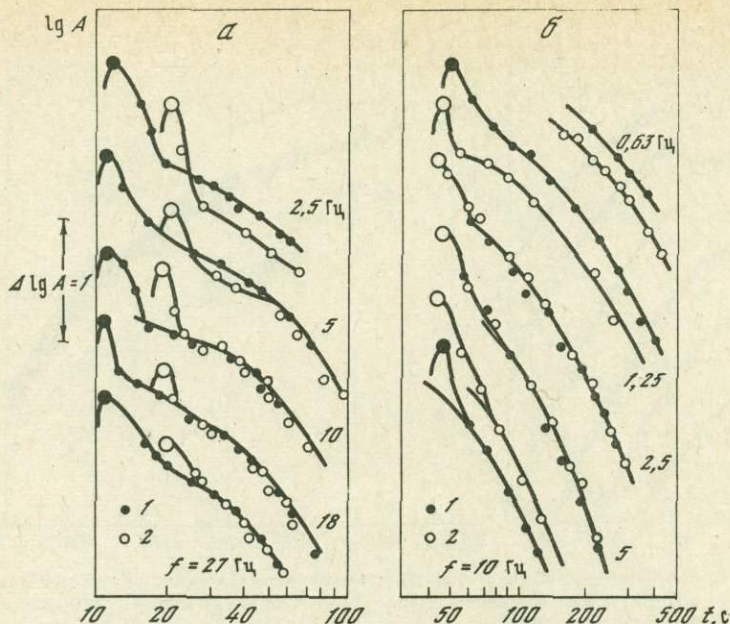


Рис. 4. Примеры сопоставления уровней огибающих записи одного и того же землетрясения разными станциями для нескольких частот

а — станции № 3 (1) и 6 (2); землетрясение 15 февраля 1975 г., 20 ч 04 мин, Хаитская зона; *б* — станции № 3 (1) и 11 (2); землетрясение 3 января 1973 г., 20 ч 35 мин, Алайская долина

Как нам представляется, кривые *а* и отрезки огибающих *б* являются огибающими рассеянных поверхностных волн. Для *а* это следует из того, что при сравнительно малых временах и соответственно пренебрежимом эффекте поглощения огибающие имеют наклон $t^{-0,5}$, как это должно быть согласно теории для двумерной задачи рассеяния поверхностных волн. Для *б* это следует из того, что вычисленные по ним добротности — низкие, они не превышают 100. Это можно считать подходящим значением для поверхностных слоев мощностью 1–5 км, но слишком низким для коры в целом.

Для участков огибающих *с* и *д* значения добротности оказываются слишком большими и это исключает возможность того, чтобы *с* и *д* могли быть огибающими высокочастотных рассеянных поверхностных волн. Существенным фактом является также и то, что *с* и *д* оказываются совершенно одинаковыми для поверхностных землетрясений и для очагов с глубинами 100–250 км, а это возможно только в том случае, если кода на отрезках *с* и *д* формируется в больших объемах среды из рассеянных объемных волн. В длиннопериодной области (0,07 Гц) мы отмечали существенное различие в форме огибающих коровых и глубоких землетрясений: отсюда следует, что при глубоких землетрясениях длиннопериодная кода образована объемными волнами, а при коровых очагах — поверхностными.

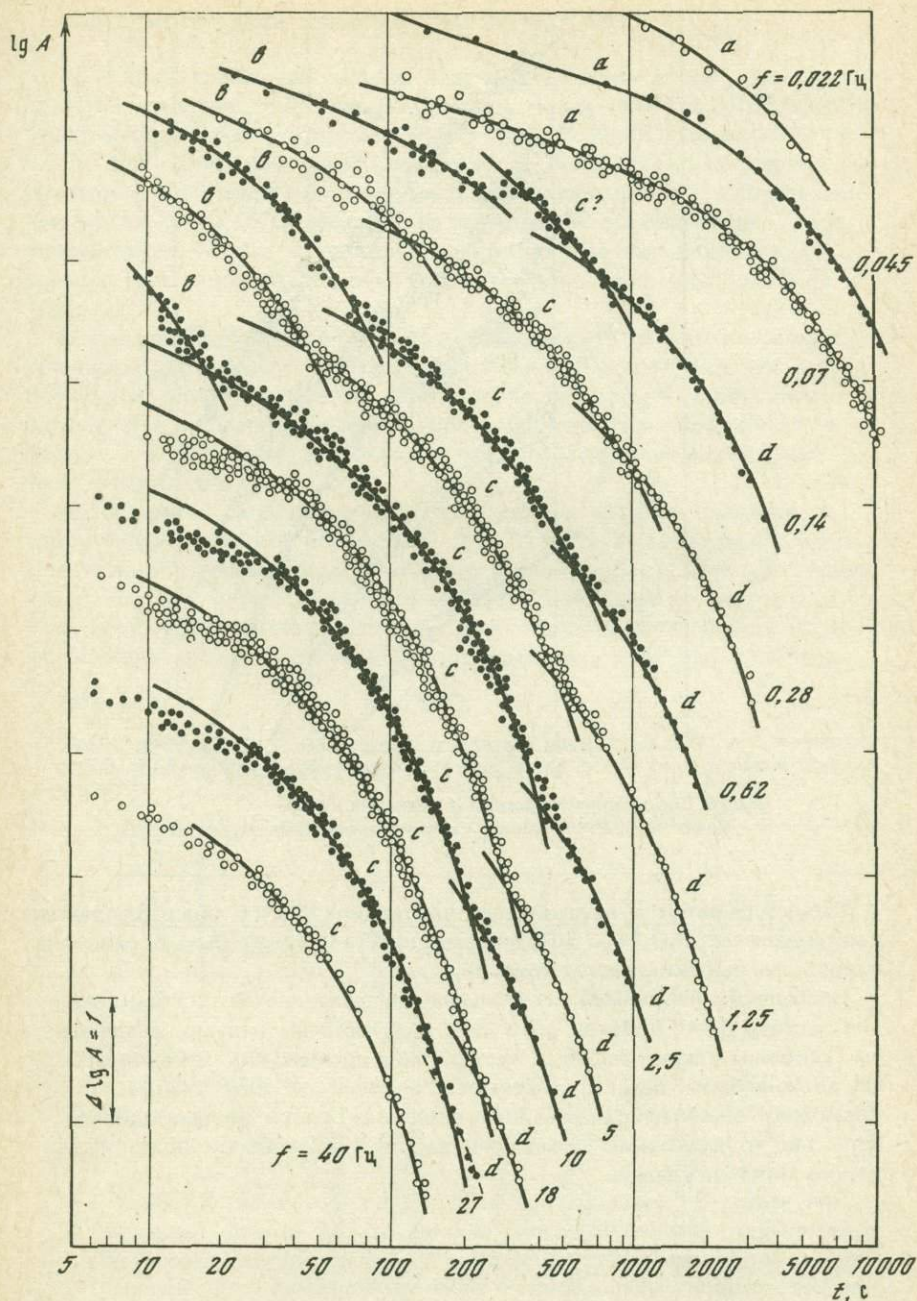


Рис. 5. Семейство огибающих для разных частот, полученное по данным станций № 3 и 6

Линии — теоретические кривые, аппроксимирующие различные участки огибающих a, b, c, d

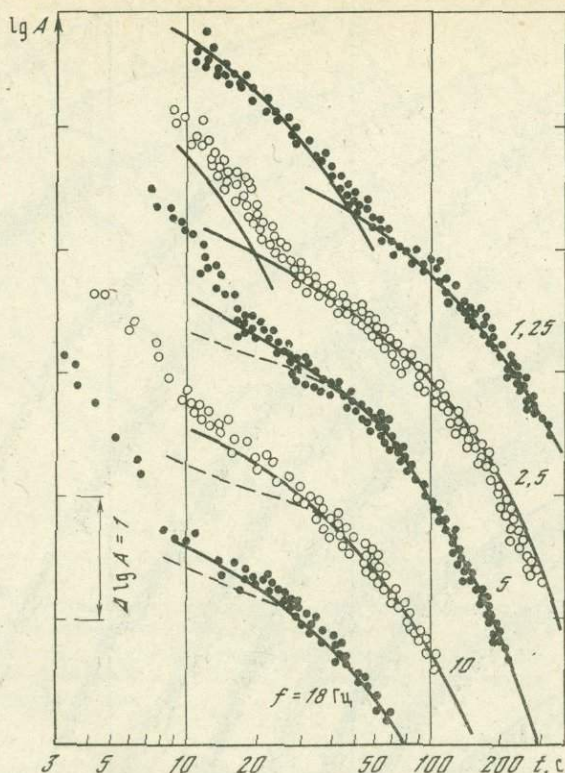


Рис. 6. Сопоставление формы огибающих коды
Точки — ст. № 11; линии — асимптоты огибающих; ст. № 3, 6

Структура ветви *b* неустойчива: на станциях № 3 и 6 она наблюдается в интервале частот 0,14–2,5 Гц, на станции № 11 может быть прослежена и для более высоких частот (рис. 6).

Необычной, непохожей на остальные, представляется огибающая для частоты 0,14 Гц. Ветви *b* и *d* для этой частоты, видимо, аналогичны таковым у более высоких частот. Но в промежутке между ними, где должна быть ветвь *c*, отмечается "всплеск" вблизи $t=300$ с. Возможно, он связан с отражением от некоей резкой неоднородности. Если так, то расстояние до нее оценивается в 450–500 км, но локализовать ее пока не удалось.

Для частот 5 Гц и выше при очень малых временах ($t < 30$ с) наблюдаемые огибающие отклоняются вниз от той кривой, которая хорошо аппроксимирует наблюдения в пределах ветви *c*, если продолжить ее в сторону малых времен. Ниже мы вернемся к обсуждению этой особенности.

ДОБРОТНОСТЬ И ЕЕ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ЧАСТОТЫ

Из формы огибающей можно получить значение добротности, если сделать допущение относительно величины показателя геометрического расхождения. Теоретическое значение ν при рассеянии поверхностных волн в слое равно 0,5, независимо от модели [1, 3, 5–7]. При рассеянии объемных волн модель однократного рассеяния дает $\nu = 1$, а диффузионная модель $\nu = 0,75$. Определить из наблюдений оба параметра, Q и ν , одновременно нельзя из-за разброса данных. Однако значения Q , вычисленные при $\nu = 0,75$ и $\nu = 1,0$, различаются мало (не более 20%) (табл. 2).

В пределах одной и той же частоты добротность сильно возрастает при переходе от ранних к поздним участкам огибающей. Видимо, это происходит в результате того, что при больших временах большим оказывается и объем среды, в котором формируется кода, так что с ростом t в этот объем включаются все более глубокие и добротные части земли.

Сопоставим теперь добротности для разных частот в пределах одноименных участков огибающих (рис. 7). При этом ветви a и b естественно рассматривать вместе, а c и d — порознь. Для рассеянных поверхностных волн добротность образует максимум на частоте 0;07 Гц. Этой частоте соответствуют поверхностные волны, связанные с земной корой в целом. Уменьшение добротности по мере перехода к более

Таблица 2

Оценки добротности Q для каждой из ветвей коды (a, b, c, d) для принятого ν (0,5; 0,75 или 1,0) в зависимости от частоты колебаний f по записям станций № 3, 6, 11

f , Гц	a		b		c				d	
	0,5		0,5		0,75		1,0		0,75	1,0
	Ст. 3	Ст. 3, 6	Ст. 11	Ст. 3, 6	Ст. 11	Ст. 3, 6	Ст. 11	Ст. 3, 6	Ст. 11	Ст. 3, 6
0,022	200									
0,045	380									
0,07	560									
0,14		110						360	420	
0,28		70		280	—	290	—	500	590	
0,63		46	80	330	220	400	280	700	820	
1,25		50	75	390	340	460	450	1150	1250	
2,5		42	70	500	500	580	580	1600	1750	
5			75	700	650	760	750	1950	2000	
10			90	1100	970	1200	1200	2700	2800	
18			110	1650	1350	1800	1550	3600	3800	
27			115	2300	—	2600	—	4400	4700	
40			—	3000	—	3200	—	—	—	
$Q/\sqrt{f} = q =$				370 ± 45	300 ± 15	420 ± 60	370 ± 20	920 ± 70	1000 ± 120	

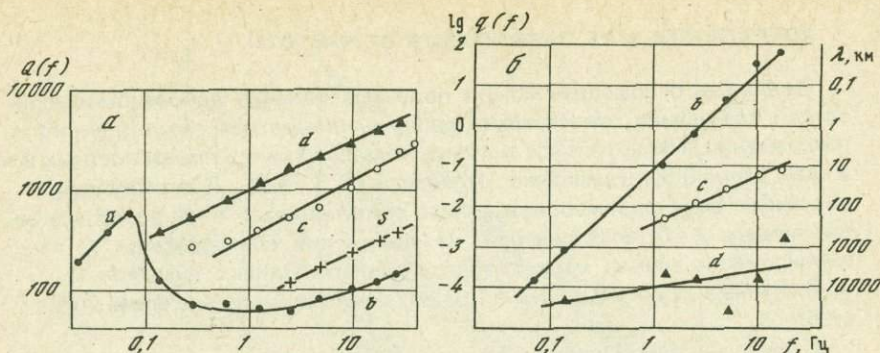


Рис. 7. Зависимость от частоты параметров среды
 a — добротность $Q(f)$, вычисленная для ветвей коды a , b , c и d и прямой волны S ;
 b — параметры мутности

высоким частотам объясняется тем, что поверхностные волны таких частот распространяются во все более тонких приповерхностных слоях, для которых естественно ожидать низкой добротности. Снижение Q для более длинных периодов связано, видимо, с влиянием астеносферы. Такая же частотная зависимость Q наблюдается и для прямых поверхностных волн.

Добротность, вычисленная по объемным рассеянным волнам, устойчиво возрастает с частотой, примерно как $Q = q\sqrt{f}$. Параметр q равен 300–400 для c и 900–1000 для d . Аналогичное возрастание Q с частотой по наблюдениям с помощью коды отмечалось и в других районах [3, 8–10]. Это идет вразрез с устоявшимися, привычными представлениями. Однако приходится отметить, что и наблюдения за затуханием прямых объемных волн указывают на тот же эффект [10–18].

Мы вычислили $Q(f)$ по прямым поперечным волнам, используя методику нормировки амплитуд прямых волн $A_S(f, R)$ к амплитудам коды $A_t(f)$ при фиксированном времени $t=100$ с, как это делалось в [1, 10]. Обозначим нормированную амплитуду через $a_S(f, R)$ и будем вычислять ее по формуле

$$a_S(f, R) = A_S(f, R)/A_{100}(f). \quad (2)$$

Совокупность значений $a(f, R)$ в широком диапазоне расстояний для фиксированной частоты и даст нам график затухания, по которому можно оценить добротность среды на пути прямых волн. Так как нормировка ведется в каждом частотном интервале независимо, она позволяет избавиться в первом приближении не только от влияния магнитуды, но и от индивидуальных особенностей частотного состава очагового излучения. Тем не менее на полученных графиках затухания (см. далее рис. 8) мы видим большой разброс точек. Он связан, видимо, не только с функцией направленности источника и с различиями геологических условий на разных трассах. Играет роль также, излучает ли очаг данного землетрясения в данном частотном интервале один цикл

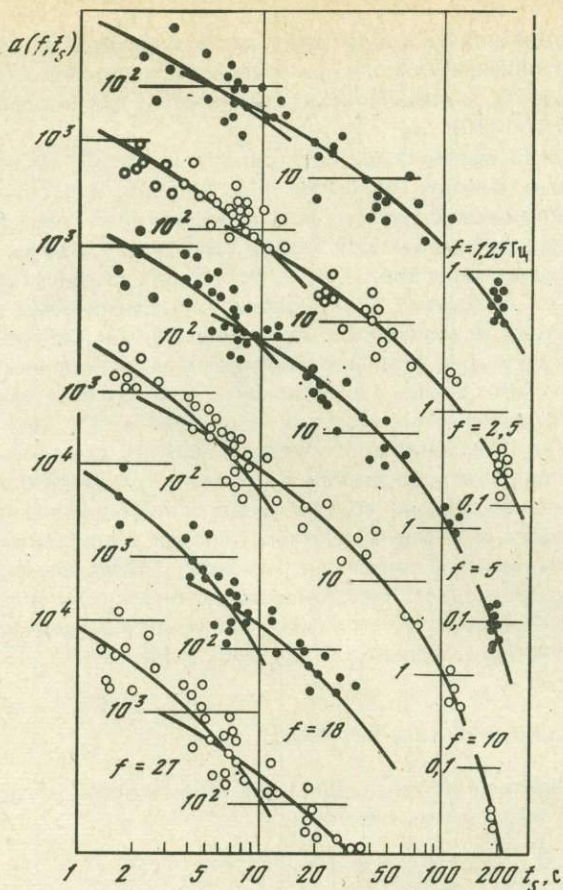


Рис. 8. Зависимость величины амплитуды a поперечных волн, нормированной к ко-
де, от времени пробега t

Осредняющие линии соответствуют формуле (3), кривые при малых расстояни-
ях соответствуют $Q = 70\sqrt{f}$, при больших $Q = 360\sqrt{f}$. Значения $a(f, R = 10 \text{ км})$,
определенные по уровню осредняющих кривых, приведены в табл. 5

колебаний или несколько. Исходя из этих соображений мы исключили из
рассмотрения несколько точек с большими отклонениями вниз, полагая,
что эти отклонения связаны либо с минимумом функции направленности,
либо с тем, что данный очаг излучает не один, а много циклов колебаний.

Если с каждым из графиков на рис. 8 сопоставить расчетную кривую
вида

$$a_f(R) \sim t_s^{-1} \exp(-\pi f t_s / Q); \quad t_s = R/v, \quad (3)$$

причем взять значение $Q = 360\sqrt{f}$ (в соответствии с тем, что получилось
в среднем для ветви с коды), то такие кривые хорошо согласуются
с наблюдениями при расстояниях от 30 до 600 км. Для меньших рас-
стояний наблюдаемые данные указывают на более низкую добротность.

однако и в этом случае добротность растет с частотой $Q = 70\sqrt{f}$. Заметим, что для поперечных волн, проходящих в осадочных породах Вахшского хребта вблизи Нурека, тот же метод дал значения добротности $Q = 55\sqrt{f}$ [10].

Сравнительно малое Q при расстояниях менее 30–40 км отмечалось во многих работах, например [10, 19, 20]. Это связано, видимо, с тем, что сейсмические лучи на малых расстояниях пересекают верхние, наиболее нарушенные слои коры, тогда как к более удаленным станциям сейсмические волны идут, проникая в глубину кристаллической коры и литосферу. Мы полагаем, что изменением добротности по мере перехода от малых к большим расстояниям и объясняется то, что графики затухания для фиксированных частот при местных землетрясениях имеют форму не экспоненты, но как бы степенной зависимости t^{-n} . Кажущееся n при этом варьирует от 1,4 до 2,3 [21 и др.] из-за локальных вариаций добротности в верхних слоях коры.

Что касается роста добротности с частотой, то он наблюдается, как мы видим и по рассеянным волнам (кода) и по затуханию прямых волн, для поверхностных слоев (осадочные породы) и для более глубоких (кристаллическая кора, литосфера, мантия). Представляется, что факт изменения добротности с частотой можно считать установленным. Однако от физического толкования его мы здесь воздержимся — этот вопрос заслуживает специального рассмотрения.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ МУТНОСТИ

Для количественной характеристики сейсмической мутности К. Аки и Б. Чует [3] используют параметр

$$g = \frac{2}{v} \frac{P(f, t)}{U^2(f, t/2)}, \quad (4)$$

где U — спектр Фурье прямой волны, P — спектр мощности коды, v — скорость распространения волн, которую мы примем равной скорости поперечных волн. В модели однократного рассеяния g имеет смысл величины, обратной длине λ свободного пробега $g = 1/\lambda$.

В диффузионной модели используют коэффициент диффузии D , который связан с λ выражением $D = \lambda v/3$, так что $g = v/3D$.

Оценим величину g , следуя представлениям [3]. Чтобы избавиться от неопределенности, связанной с выбором модели, возьмем малые t , для которых естественно ожидать, что более подходящей является модель однократного рассеяния. Это позволит по соотношению спектров прямой волны на малых расстояниях и спектру коды определить мутность, соответствующую первой ветви огибающей.

Преобразуем формулу (4) и перейдем от спектра мощности коды $P(f, t)$ к амплитуде огибающей $A(f, t)$:

$$A(f, t) = A_f(t) = 2\sqrt{2P(f, t)\Delta f}, \quad (5)$$

и от спектра прямой волны $U(f, t/2)$ к ее амплитуде $A_s(f, t/2)$ на

Таблица 3. Отношение уровней ветвей коды G_b/G_c и оценки отношения сейсмических мутностей g_b/g_c , вычисленных в предположении, что $\nu_b = 0,5$; $\nu_c = 0,75$ и $\nu_d = 1,0$

$f, \text{Гц}$	Ст. № 3, 6			Ст. № 11			Ст. № 3, 6			Ст. № 3		
	t_{bc}	G_b/G_c	g_b/g_c	t_{bc}	G_b/G_c	g_b/g_c	t_{dc}	G_d/G_c	g_d/g_c	t_{db}	G_d/G_b	g_d/g_b
0,14										350	0,2	0,04
0,28							900	0,28	0,08			
0,63	80	6	40				600	0,20	0,04			
1,25	45	6	40	50	3,3	11	470	0,045	0,002			
2,5	18	6	40	30	7	50	390	0,014	0,0002			
5				17	12	150	300	0,017	0,0003			
10				12	24	550	200	0,035	0,0012			
18				8	30	900	200	0,029	0,0085			

Таблица 4. Оценка коэффициента мутности g , свободного пробега λ и пробега $vt/2$ прямой волны в интервале прослеживания каждой ветви коды как функции частоты

$f, \text{Гц}$	a, b						c					
	Ст. № 3, 6			Ст. № 11			Ст. № 3, 6			Ст. 3, 6		
	$\lg g$	λ	$vt/2$	$\lg g$	λ	$vt/2$	$\lg g$	λ	$vt/2$	$\lg g$	λ	$vt/2$
0,07	-3,8	6000	150-15000									
0,14	-3,1	1200	75-450									
1,25	-0,68	5	15-60	-1,24	17	10-60	-2,28	190	75-800	-3,7	5000	800-3000
2,5	-0,28	2	15-27	-0,18	1,5	10-37	-1,88	76	50-700	-3,8	6300	700-2000
5				+0,6	0,4	10-22	-1,58	38	50-500	-4,6	4000	500-1500
10				1,5	0,03	6-15	-1,24	17	50-350	-3,8	5700	350-1000
18				1,8	0,016	4-12	-1,14	14	50-300	-2,8	570	300-600

записи полосовым фильтром, ширина которого равна Δf :

$$A_S(f, t/2) = 2U(f, t/2) \Delta f. \quad (6)$$

Из (5), (6) и (4) получаем расчетную формулу для g :

$$g = \frac{\Delta f}{v} \left(\frac{A_f(t)}{A_S(f, t/2)} \right)^2. \quad (7)$$

Значения g для низкочастотной коды (a при $f = 0,07$ Гц и b при $0,14$ Гц) получим, воспользовавшись средним значением отношения амплитуд коды и поверхностной волны $A_f(t)/A_L(f, t/2)$ с графика рис. 4. Они составляют соответственно 0,1 и 0,17. Примем для скорости значение $v = 3,5$ км/с. Ширина частотного интервала Δf в низкочастотных фильтрах равна $(2/3)f_c$, т.е. для каналов 0,07 и 0,14 Гц Δf равна соответственно 0,05 и 0,1 Гц. Подставляя все эти значения в (7) и логарифмируя, получаем, что $\lg g(0,07) = -3,8$ и $\lg g(0,14) = -3,1$.

Для высоких частот оценим вначале значения g для наиболее устойчиво наблюдаемой ветви c . Возьмем в качестве гипоцентрального расстояния $R = 10$ км и, следовательно, $t/2 = 3$ с, $t = 6$ с. Величины $A_f(6)/A_S(f, 3)$ можно оценить, воспользовавшись графиком рис. 7 и сняв с него значения

$$a_S(f, t) = A_S(f, t) / A_{100}(f)$$

при $t = 3$ с и перейдя от $A_{100}(f)$ к $A_6(f)$ с помощью найденных выше значений Q и принятых значений параметра ν . Тогда

$$\frac{A_6(f)}{A_S(f, 3)} = \frac{1}{a(f, 3)} \left(\frac{6}{100} \right)^\nu \exp \left(-\pi f \frac{100}{Q} \right). \quad (8)$$

Результаты вычислений по формуле (8) подставим в (7) и получим для каждой из частот приближенные оценки мутности. Эти значения — “эффективные”: они соответствуют идеализированной ситуации, когда полупространство было бы однородным по параметрам мутности и добротности и при этом наблюдалась бы кода, огибающая которой совпадала бы с нашей ветвью c не только в области ее действительного прослеживания, но и при малых t .

Чтобы получить оценку значений g для ветвей b и d , сделаем следующее допущение. Примем, что квадрат отношения G_i/G_j соседних i -й и j -й ветвей коды является грубой оценкой отношения мутностей g_i/g_j в соответствующих слоях. Отношения G_i/G_j найдем из огибающих рис. 5. Для этого нужно экстраполировать обе ветви до $t = 1$ с и вычислить отношение их ординат в этой точке. Практически удобно использовать для этого точку пересечения обеих ветвей t_{ij} и, пользуясь найденными из огибающих значениями Q_i и Q_j и принятыми при этом значениями ν_i и ν_j , вести расчет по очевидной формуле

$$G_i/G_j = t_{ij}^{\nu_i - \nu_j} \exp \left[\pi f t_{ij} \left(\frac{1}{Q_i} - \frac{1}{Q_j} \right) \right]. \quad (9)$$

Результаты таких расчетов приведены в табл. 3.

Далее, пользуясь полученными оценками мутности $g_c(f)$ и данными табл. 3, вычислим коэффициенты мутности и для ветвей b и d (табл. 4).

Подчеркнем еще раз, что это — весьма грубая оценка. Ведь в наших расчетах мы пренебрегали возможными латеральными неоднородностями мутности и добротности. Кроме того, мы игнорировали тот факт, что в среде, где скорость возрастает с глубиной, происходит вследствие этого определенная концентрация энергии в верхних слоях. Видимо, значительные систематические погрешности возникают за счет экстраполяции, при которой погрешности в Q (особенно, при больших значениях t/Q) и ошибки в значении ν (за счет, возможно, неправильного выбора модели) сильно сказываются на вычисляемом отношении G_i/G_j и еще возрастают при возведении его в квадрат. Тем не менее представляется, что свойства слоев различаются настолько сильно, что погрешности определения оказываются меньше, чем эти различия. Кроме того, характер поведения коэффициента мутности с изменением частоты, видимо, на качественном уровне отображается правильно.

Полученные оценки мутности меняются с частотой, по-разному для разных ветвей коды (рис. 8). Мы воздержимся от попыток определения по этим данным размеров рассеивателей. Как нам представляется, в среде существует широкий набор таких размеров. Наблюдаемая частотная зависимость $g(f)$ может зависеть от трех факторов: от соотношения размеров рассеивателей и длины волны; от "графика повторяемости" размеров разрывов, который может быть различным в разных слоях земли; от различия объемов среды, в которых формируется кода разных частот. Имея, кроме того, в виду приближенный характер оценок мутности, полагаем, что выводы о структуре рассеивателей были бы слишком спекулятивными.

Опираясь на оценки мутности, можно судить о том, которая из моделей — однократного рассеяния или диффузионная — является более реалистичной для каждого из слоев. Из табл. 4 видно, что для ветвей b и c свободный пробег оказывается меньше, чем $\sqrt{vt}/2$ в границах прослеживания этих ветвей. Поэтому более подходящей здесь будет модель многократного рассеяния, предельным случаем которой является диффузионная модель. Для ветви d , наоборот, длина свободного пробега заметно больше, чем $\sqrt{vt}/2$, следовательно, рассеяние в соответствующем слое, видимо, однократное.

Каков же радиус зоны, в которой формируется каждая из ветвей? Для d это, очевидно, величина $\sqrt{vt}/2$, которая варьирует от сотен до первых тысяч километров. Следовательно, d формируется в мантии и осредняет ее свойства в большом регионе, большем, нежели Средняя Азия. Ветвь c осредняет меньший район. Размеры сферы формирования этой ветви коды вычислим по формуле $\rho = \sqrt{\frac{4}{3} vt \lambda}$, которая получается из диффузионной модели. Значения ρ здесь варьируют от 75–650 км для частоты 1,25 Гц до 40–90 км для 40 Гц. Следовательно

но, можно считать, что ветвь с формируется в кристаллической коре и литосфере. Размеры зоны, ответственной за формирование ветви b , невелики: это 10–45 км для частоты 1,25 Гц и 0,5–7 км для 10–18 Гц. Низкочастотные поверхностные рассеянные волны (0,07–0,14 Гц) характеризуют свойства среды в районе радиусом от нескольких сотен до нескольких тысяч километров.

ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА БЛИЖНЮЮ КОДУ

Очень заманчивой задачей является выявление локальных различий в мутности и добротности среды по ближней коде. В самом деле — процессы, протекающие в зоне подготовки сильного землетрясения, состоят, видимо, в том, что зона будущего разрыва ослабляется путем развития системы более мелких трещин. "Перфорированный" ими объем теряет несущую способность и в дальнейшем вспарывается магистральной трещиной, которая и есть очаг сильного землетрясения [22]. Такие представления позволяют составить "образ" совокупности предвестников, которые мы надеемся обнаруживать сейсмическими методами. Одним из прямых следствий такого процесса подготовки должно быть изменение (увеличение) мутности среды в зоне будущего очага. Ведь каждая из образовавшихся трещин является рассеивателем, источником вторичных колебаний, слагающих коду. Возникает вопрос, можно ли "увидеть" этот эффект по соответствующим изменениям в коде? Самые простые соображения показывают, что это возможно, если эффект достаточно выражен, зона не слишком мала, станция находится внутри зоны и рассматриваются очень близкие к станции очаги землетрясений (или специальных взрывов). Ожидаемое влияние локальных флуктуаций мутности на форму огибающей коды в ее начальной части качественно иллюстрируется схемой (рис. 9). По мере того, как растет время вдоль записи, огибающая коды должна переходить от той кривой, которая имела бы место в однородной среде со свойствами внутри зоны в окрестности станции, к огибающей, которая является результатом осреднения и характерна для района в целом. Видно, что если локальная зона имеет повышенную мутность, то огибающая имеет очень большую крутизну — большую, чем это вытекает из значений добротности. Если же ближняя к станции зона, напротив, отличается большей прозрачностью, то переход коды с локальной на среднюю огибающую отличается аномально малым наклоном.

Примером аномально прозрачной зоны является северная часть Гармского района. Станции № 3 и 6 расположены в местах выхода на поверхность кристаллического фундамента. В 10 км к югу от них расположены более мутные осадочные толщи хр. Петра I. Такие расположения соответствуют варианту b на схеме рис. 9, согласно которой мы должны ожидать при этом аномально слабый наклон огибающей. И действительно, огибающие ветви c на станциях № 3 и 6 при высоких частотах обнаруживают очень малую крутизну: примерно $t^{-0,5}$ или даже меньше.

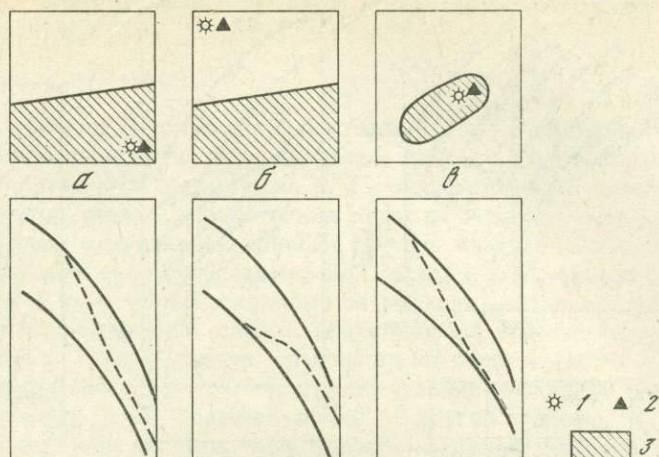


Рис. 9. Схема формирования огибающей коды при различном расположении очага (1) и станции (2) относительно области повышенной мутности (ОПМ) (3)

Внизу — огибающие коды; сплошные линии соответствуют случаям повышенной (верхняя кривая) или пониженной (нижняя кривая) мутности во всем районе, пунктиром показана огибающая, соответствующая ситуации а, б или в

Станция № 11 лежит в центральной части хр. Петра I, так что прозрачные породы северной части района удалены от нее на 20 км. Это вариант расположения а на рис. 9. Для него характерна повышенная крутизна огибающей. И действительно, эффективные добротности ветви с огибающей на станции № 11 оказываются заметно ниже, чем для станций № 3 и 6. Таким образом, локальные флуктуации такого параметра, как сейсмическая мутность, могут быть обнаружены по форме огибающей. Значит, если изменения мутности происходят во времени, то при соответствующих стационарных наблюдениях они могут быть выявлены.

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОЧАГОВЫХ СПЕКТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ЧАСТОТНОМУ СОСТАВУ ИХ КОДЫ

Как мы видели, огибающие коды по своей форме не зависят от энергии, излученной данным очагом в рассматриваемом диапазоне частот, а зависят только от среды. Следовательно, если ее свойства сохраняются (а для большого района, где формируются ветви а, с и d, это, очевидно, так), то амплитуда огибающей коды зависит только от излученной очагом энергии. Следовательно, интенсивность коды частоты f для данного землетрясения может быть описана одним числом, (например, значением $A_{100}(f)$). Совокупность значений A_{100} для всех частот мы будем называть ЧИСС-спектром коды. Практическое определение ЧИСС-спектров коды проводится следующим образом. На записи землетрясения каждым каналом ЧИСС выделяется участок записи, который заведомо лежит на асимптоте. Для этого

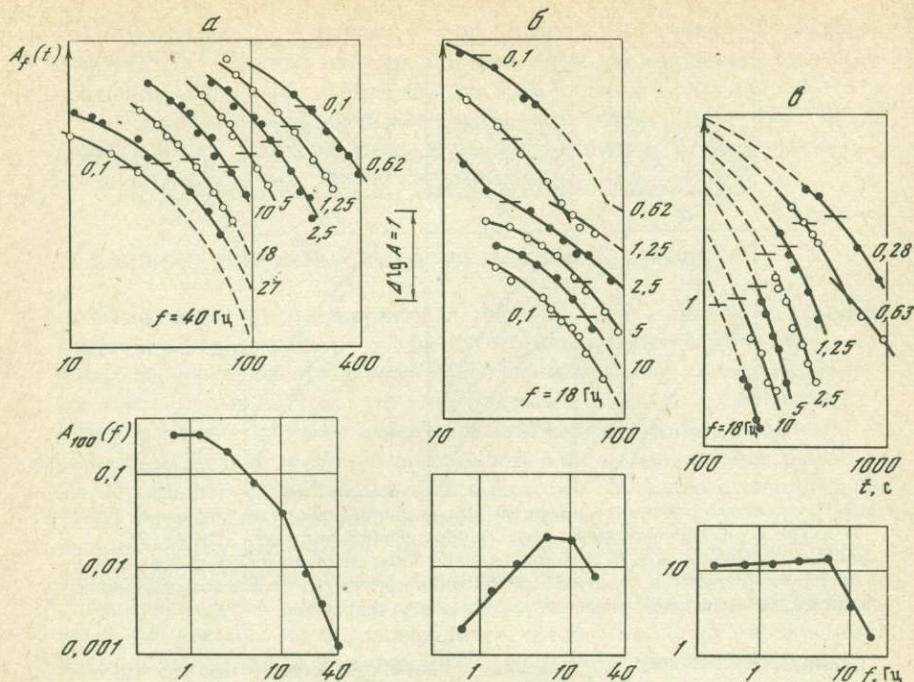


Рис. 10. Примеры определения спектров коды для трех землетрясений

а — 29 мая 1974 г.; хр. Петра I; $K=10,9$; $R=20$ км; б — 21 июля 1974 г.; Гиссарский хр., $K=8,8$; $R=12$ км; в — 15 июля 1977 г.; Газли, $M=5,4$; $R=600$ км. Вверху — огибающие коды для разных частот, горизонтальные штрихи маркируют значение амплитуд; внизу — спектры коды

время на записи должно быть не менее чем утроенное время пробега поперечной волны. Для высоких частот совпадение огибающей с асимптотой наступает раньше, однако соблюдение критерия трехкратности гарантирует от ошибок. Участок записи, выбранный для измерений, должен иметь амплитуды не слишком большие (чтобы они не выходили за пределы ленты и чтобы соседние каналы не перекрывались) и не слишком маленькие: не менее 1–2 мм на записи. Измеряются только максимальные амплитуды, последовательность которых образует монотонно убывающий ряд значений. Полученные точки наносятся на график в двойном логарифмическом масштабе и совмещаются с обобщенной кривой (рис. 10). Значения A_{100} определяются путем интерполяции (а) или экстраполяции в сторону большего (б) или меньшего t по сравнению с интервалом фактического прослеживания огибающих. Такая процедура производится для всех каналов ЧИСС, записавших землетрясение. Полученные спектры $A_{100}(f)$ см. на рис. 10 внизу.

Определим теперь переходную функцию $d(f)$, такую, что с ее помощью по спектру $A_{100}(f)$ коды можно вычислить спектр очагового

излучения $M(f)$, нормированный по низкочастотному краю к сейсмическому моменту M_0 :

$$\lg M(f) = \lg A_{100}(f) + d(f). \quad (10)$$

Для определения $d(f)$ при высоких частотах ($f > 1$ Гц) мы будем опираться на корреляционную связь амплитуд прямых волн и коды. Эти значения получены по графику рис. 8, где нормированные к коду значения амплитуд волн S на расстоянии 10 км от очага отвечают пересечению аппроксимирующей кривой с $t_S = 3$ с. Выбранное расстояние существенно для нашей задачи. Для частот 1,25 Гц и выше длины волн (от 4 км и менее) оказываются меньше расстояния. В то же время для использованных слабых землетрясений угловые частоты были не ниже 5 Гц. Размеры очагов, следовательно, были заведомо меньше эпицентрального расстояния. Эти два условия обеспечили возможность считать 10 км "дальней зоной". С другой стороны, 10 км достаточно малы, чтобы гарантировать малость искажений очаговой волны за счет мутности среды. При этом условии максимальная амплитуда $A_S(f, R)$ прямой волны на записи ЧИСС действительно характеризует спектральную плотность $U(f, R)$ очаговой волны [23], и мы имеем право применять обычную формулу для вычисления очагового спектра, предполагающую сферическое расхождение и учет добротности среды:

$$M(f) = 4\pi R \rho v^3 \frac{1}{k} U(f, R) \exp(\pi f R / Qv). \quad (11)$$

Для частот ниже 1,25 Гц расстояние в 10 км уже не является ближней зоной, а расстояния более 10 км не могут обеспечить сферичность расхождения и незамутненность прямой волны. Это заставило нас применить для низких частот другой подход. При этом мы опирались

Таблица 5

Значения величины $a(f)$ при $R = 10$ км и переходной функции $d(f)$ для двух вариантов поглощения вблизи гипоцентра землетрясения: $q = 60$ и $q = 360$

$f, \text{ Гц}$	$\lg a(f)$	$d(f)$	
		$q = 60$	$q = 360$
0,022		26,2	26,2
0,045		25,5	25,5
0,07		24,7	24,7
0,14		23,9	23,9
0,28		23,35	23,35
0,63		22,95	22,90
1,25	2,35	22,58	22,50
2,5	2,55	22,25	22,17
5	2,80	21,88	21,75
10	3,00	21,88	21,66
18	3,25	21,88	21,60
27	3,45	21,88	21,55
40	3,60	21,88	21,50

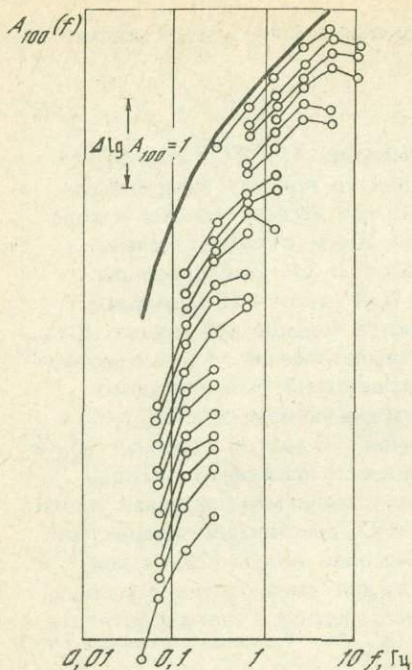


Рис. 11. Реконструкция формы спектра коды $A_{100}(f)$ для землетрясения с импульсным сигналом (плоским очаговым спектром)

Кружки и ломаные линии — реальные спектры коды землетрясений, нанесенные с произвольным уровнем, наиболее сильные — внизу; утолщенная линия — результат реконструкции $A_{100}(f)$

на предположение о том, что спектр землетрясения в низких частотах рано или поздно становится плоским, а в высоких частотах — некоторым образом убывает с ростом частоты. Рассмотрим случай, когда спектр землетрясения плоский во всем интересующем нас диапазоне частот. Очевидно, спектр коды такого землетрясения имеет форму, которую мы можем считать спектром отклика среды в области коды на излученную очагом δ -функцию. Для всех других землетрясений спектр $M(f)$ в нашем диапазоне частот, начиная с некоторой частоты, будет

убывать, и соответственно спектр коды такого землетрясения будет отклоняться вниз от спектра коды импульсного источника. Опираясь на эту идею, мы сформировали спектр отклика на δ -функцию, рассмотрев совокупность спектров коды многих землетрясений и построив их огибающую (рис. 11). Далее мы привязали эту огибающую по уровню. Для этого использовали несколько землетрясений, которые своей плоской частью перекрывали диапазон частот и выше, и ниже частоты 1,25 Гц. Очевидно, логарифм величины, обратной этому спектру отклика на импульсный сигнал с известным сейсмическим моментом, и будет искомой переходной функцией $d(f)$.

Добавим еще, что в сформированную функцию $d(f)$ были внесены две поправки. Одна из них — поправка за поглощение внутри сферы 10 км в двух вариантах: $Q = 360\sqrt{f}$ (для очагов в кристаллической коре) и $Q = 60\sqrt{f}$ (для очагов, расположенных в осадочной толще в районах типа Таджикской депрессии). Вторая поправка связана с необходимостью коррекции ЧИСС-спектров в области некогерентного очагового излучения. Как известно, при частотах выше f_0 , где f_0 — угловая частота спектра, очаг излучает несколько или даже много циклов колебаний. В ЧИСС-спектре отражена энергия лишь одного из них, наиболее интенсивного, между тем как интенсивность коды питается полной энергией всего очагового излучения за все время работы очага. Полагая, что очаговая волна в некогерентной области является квазигармоническим случайным процессом, мы воспользовались эмпирической зависимостью между максимальной амплитудой и средней квадратической, которая

была получена в [24]. В этом случае поправка в логарифмическом виде будет равна $0,73 \lg(f/f_0)$. Для слабых землетрясений, которые мы использовали при получении зависимости $a(f, R = 10 \text{ км})$, угловые частоты спектра не превышали 5–10 Гц. Мы приняли, что $f_0 = 5 \text{ Гц}$, и соответственно получили значение поправки за некогерентность $0,73 \lg(f/5)$.

В табл. 5 приводятся значения $a(f, R = 10 \text{ км})$ и переходная функция $d(f)$ для обоих вариантов поглощения в очаговой зоне.

ОЧАГОВЫЕ СПЕКТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Используя предложенный метод, мы определили очаговые спектры для многих землетрясений (рис. 12). Очаги большинства из них лежат в пределах Средней Азии, а отдельных землетрясений — на сопредельных территориях (Китай, Пакистан). Наибольший интерес представляли для нас сравнительно сильные землетрясения, с магнитудами от 3–4 до 7. Как оказалось, удается зарегистрировать коду в достаточном частотном диапазоне на расстояниях в первые сотни километров при магнитуде 4–5 и на расстояниях до 1000–1500 км при магнитуде 6–7. Для большинства землетрясений удалось четко зафиксировать плоскую часть спектра смещения. Для некоторых землетрясений она надежно прослеживается на трех-четырех каналах ЧИСС, т.е. в частотном интервале шириной в порядок величины.

Определенные предложенным способом сейсмические моменты M_0 землетрясений не содержат систематической ошибки. Это видно из того, что наши значения M_0 , будучи прокоррелированы с магнитудой, которая приводится в Оперативном бюллетене ЕССН, очень хорошо согласуются с соотношением Ризниченко [25]

$$\lg M_0 = 1,6M + 15,4, \quad (12)$$

как это видно на рис. 13.

Высокочастотные склоны спектров убывают пропорционально $f^{-1,6}$ – $f^{-2,5}$, в среднем — пропорционально f^{-2} . Лишь одно землетрясение (Китай, 1 января 1977 г., $M = 6,2$, $\varphi = 3,81^\circ$, $\lambda = 91,0^\circ$) имеет крутизну спектра 2,7 в достаточно широком частотном диапазоне: от 0,28 до 2,5 Гц.

Характерной особенностью спектров большинства землетрясений является наличие переходной зоны между крутым (квадратичным) высокочастотным склоном и плоской частью. Обозначим через f_1 и f_2 частоты, ограничивающие эту переходную зону, а через f_0 — частоту, соответствующую пересечению асимптот. В среднем $f_0 \approx \sqrt{f_1 f_2}$. Заметим, что последовательность точек очень надежно вырисовывает форму спектра в виде ломаной линии и заставляет считать, что такая форма спектра вполне реальна, а не является просто следствием методики сглаживания. Крутизна склона в этой промежуточной части варьирует между 0,5 и 1,5 и в среднем составляет 1,0. Мы полагаем, что описание спектра в виде ломаной более реалистично, чем описание промежуточной части в виде плавного закругления, как это сделано

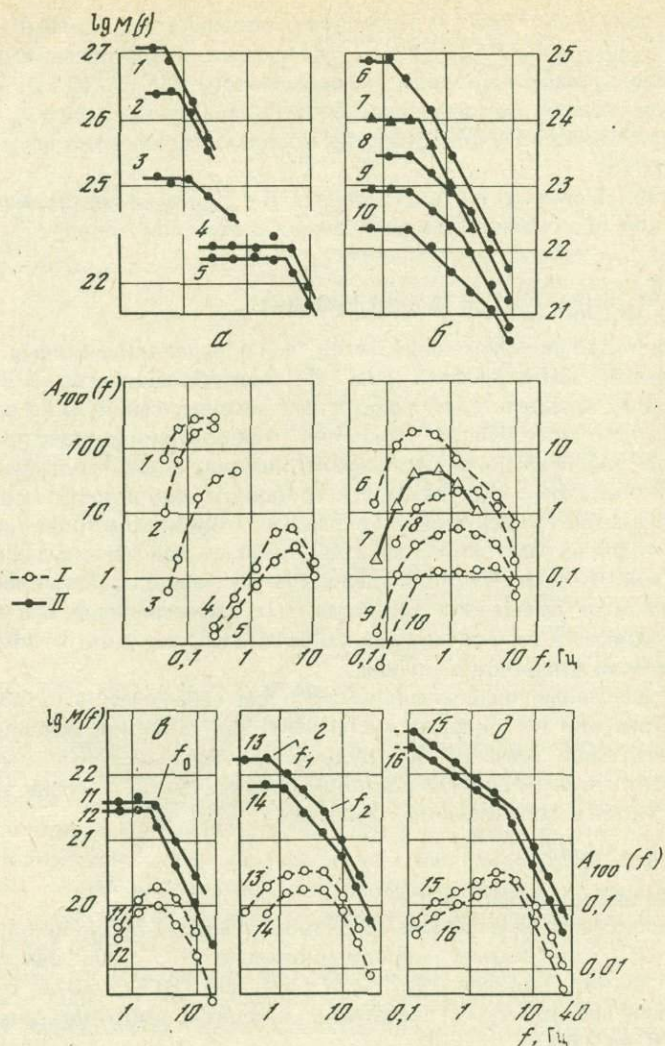


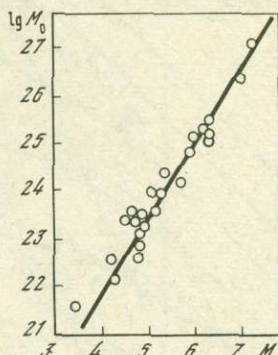
Рис. 12. Спектры коды $A_{100}(f)$ (I) и очаговые спектры $M(f)$ (II) для землетрясений, записанных станцией Гарм

а — землетрясения Газли 1976 г.: 1 — 17 мая, 2 ч 58 мин; 2 — 8 апреля, 2 ч 40 мин; 3 — 8 апреля, 2 ч 59 мин; 4 — 14 апреля, 19 ч 26 мин; 5 — 23 апреля, 1 ч 56 мин; б — афтершоки Маркансуйского землетрясения 1974 г., $M = 7,4$: 6, 7 — 27 августа, 12 ч 56 мин и 17 ч 34 мин; 8 — 11 ноября, 2 ч 20 мин; 9 — 27 августа, 5 ч 43 мин; 10 — 27 августа, 23 ч 01 мин; в, г — землетрясения Ленинабадского района: 11 — 9 января 1972 г., 2 ч 55 мин; 12 — 10 апреля 1977 г., 8 ч 30 мин; 13 — 26 февраля 1976 г., 21 ч 38 мин; 14 — 6 апреля 1973 г., 3 ч 23 мин; д — землетрясения Заалайского хребта: 15 — 21 января 1973 г., 3 ч 23 мин; 16 — 3 января 1973 г., 20 ч 36 мин

в работах Аки и его соавторов [3, 9, 26]. Ширина промежуточной части (отношение f_2/f_1) варьирует от единицы до 20 и в среднем равно 6, а $f_0 = \sqrt{f_1 f_2}$. Существование переходной зоны спектра отмечалось и ранее [27–31]. Видимо, случаи, описанные, например, Б.Г. Рулевым [32], когда запись визуально представляется суперпозицией колебаний

Рис. 13. Сопоставление сейсмического момента, определенного по спектрам коды с величиной магнитуды по данным ЕССН

Прямая линия соответствует формуле Ризниченко [25], полученной по независимым данным



двух частот, соответствуют спектрам с двумя угловыми частотами и широкой переходной зоной. Так как сам механизм формирования коды гарантирует идеальное осреднение направленности очагового излучения, можно быть уверенным, что наличие переходной зоны не связано с направленностью, а является индивидуальной характеристикой процесса в очаге данного землетрясения. Высокая точность определения значений $M(f)$ по коде (ошибка не превышает 0,15 лог. ед.) обеспечивает надежность индивидуальных различий очаговых спектров.

ИЗМЕНЕНИЕ СПЕКТРОВ С РОСТОМ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА

Исследования последних лет [4, 10, 23, 26] показали, что структура семейства очаговых спектров землетрясений с разными сейсмическими моментами (scaling law) неодинакова для сильных и слабых землетрясений. А именно, для сильных землетрясений сравнительно хорошо выполняется подобие спектров в смысле постоянства скачков напряжений для всех магнитуд, тогда как в области слабых землетрясений скачки напряжений убывают с уменьшением сейсмического момента. Иначе говоря, угловые частоты сильных землетрясений закономерно убывают пропорционально корню кубическому из момента, тогда как для слабых землетрясений угловые частоты, довольно сильно варьируя, в среднем не меняются при изменении M_0 . Значение M_0 , маркирующее границу между сильными и слабыми землетрясениями, может быть неодинаковым в разных районах, и угловая частота f_0 , средняя для слабых землетрясений, оказывается разной. Мы рассмотрели закономерность возрастания $M(f)$ для каждой из частот с ростом M_0 (рис. 14) для землетрясений Южного Тянь-Шаня. Сюда входили землетрясения северной части Гармского района с очагами в Гиссар-

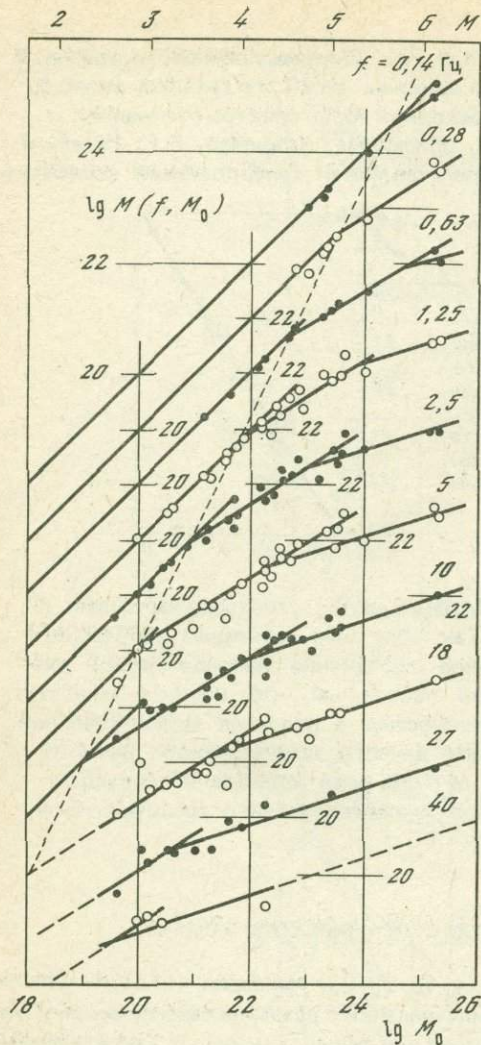


Рис. 14. Изменение очагового спектра в зависимости от сейсмического момента по землетрясениям Южного Тянь-Шаня

Ломанные линии с наклонами 1, 2/3 и 1/3 аппроксимируют совокупность точек каждого графика, точки излома соответствуют в среднем угловым частотам очагового спектра f_1 и f_2 . Пунктирная линия — трасса $f_1(M_0)$

ском и Каратегинском хребте Южного Тянь-Шаня, а также землетрясения южного борта Ферганской долины (от Ленинабада до восточной Ферганы) с магнитудами от 2,5 до 6,3. Графики приращения спектральных амплитуд хорошо аппроксимируются ломаными линиями, причем крутизна их составляет 1,0 для меньших M_0 , 2/3 — для средних значений и 1/3 для самых сильных. Однако точки перегиба смещаются в зависимости от частоты: для $f = 0,14$ Гц почти во всем диапазоне M_0 крутизна равна единице, для 18–27 Гц почти во всем диапазоне она составляет 1/3. Именно такого поведения зависимости $\Delta \lg M(f) / \Delta \lg M_0$ мы и ожидаем из теории при соблюдении подобия спектров и при наличии переходного участка спектра. Смещение точек перегиба

на осредняющих ломаных линиях графика рис. 14 соответствует смещению логарифмов угловых частот f_1 и f_2 пропорционально $\Delta \lg M_0/3$.

Если совместить теперь все спектры землетрясений Южного Тянь-Шаня, смещая их вдоль оси амплитуд на $\Delta \lg M_0$, а вдоль оси частот — на $\Delta \lg M_0/3$, то мы получим обобщенный спектр землетрясений этой зоны (рис. 15, Б). Из совокупности всех спектров получается, что крутизна спектра в промежуточной части и в области высокочастотного склона в среднем равна соответственно 1 и 2, ширина промежуточной части равна 6. Локализация угловых частот в зависимости от сейсмического

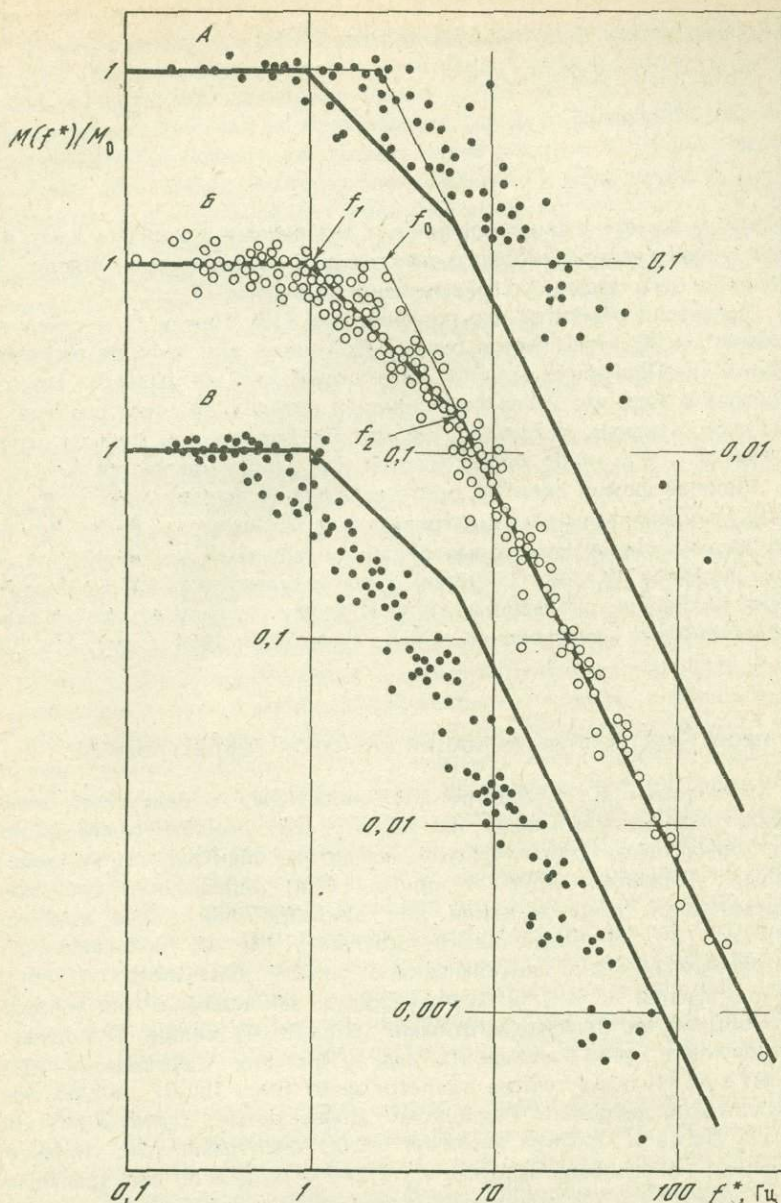


Рис. 15. Обобщенные относительные очаговые спектры $M(f_1^*)/M_0$ землетрясений Гаэли (А), Южного Тянь-Шаня (Б), Таджикской депрессии, хребтов Дарвазского, Петра I и Заалайского (В)

Спектры обобщались путем смещения их вдоль оси частот: $\lg f^* = \lg f + (\lg M_0 - 22)/3$. Ломаная линия, осредняющая обобщенный спектр Южно-Тянь-Шаньского типа, для сравнения приведена на спектрах А и В

момента может быть описана выражениями

$$\lg f_0 = (22 - \lg M_0) / 3 - 0,4, \quad (13)$$

$$\lg f_1 = \lg f_0 - 0,4 \quad (14)$$

и

$$\lg f_2 = \lg f_0 + 0,4, \quad (15)$$

которые вместе с фиксированными значениями крутизны дают количественное описание типового спектра для землетрясения Южного Тянь-Шаня любого заданного сейсмического момента.

Интересно отметить, что соотношение (13) между f_0 и сейсмическим моментом M_0 оказывается очень устойчивым для всех землетрясений Южно-Тянь-Шаньской группы. Индивидуальные же вариации спектров состоят в том, что изменяется ширина переходной части спектра: „угол“ спектра у разных землетрясений как бы больше или меньше „срезан“: частоты f_1 и f_2 либо приближаются к f_0 , либо удаляются от нее.

Типовая форма спектра, соответствующая выражениям (13), (14) и (15), сохраняется при землетрясениях с магнитудами более 3 в очень большом регионе. Некоторые обработанные нами землетрясения соседних регионов (Китай, Пакистан) с магнитудами 6,1–6,3 тоже соответствуют Южно-Тянь-Шаньскому типу. К этому же типу относится спектр землетрясения Сан-Фернандо, США, 2 сентября 1971 г., $M = 6,3$ [26].

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СПЕКТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Имеющиеся в литературе многочисленные определения спектров землетрясений указывают на то, что для землетрясений с примерно одинаковым сейсмическим моментом спектры могут довольно сильно отличаться друг от друга. Наши определения спектров по сейсмической коде выявили ряд землетрясений более высокочастотных (ВЧ) и более низкочастотных (НЧ) по сравнению с землетрясениями Южно-Тянь-Шаньского типа. Оказалось, что очаги землетрясений с ВЧ- и НЧ-спектрами закономерно локализованы в пространстве. Высокочастотными (рис. 15, А) являются сильные землетрясения в Газли 8 апреля и 17 мая 1976 г. и их афтершоки 1976 и 1977 гг. Низкочастотные землетрясения (рис. 15, В) приурочены к Таджикской депрессии, Вахшскому, Дарвазскому, Заалайскому хребтам и хр. Петра I. Средние различия между спектрами этих типов существенны: по угловым частотам f_0 в 2–2,5 раза, а по спектральным амплитудам в области высокочастотного склона — в 4–6 раз соответственно в большую и в меньшую сторону, по сравнению со спектрами очагов в Южном Тянь-Шане. Такие особенности типов спектров для определенных районов устойчиво наблюдаются во всем рассмотренном диапазоне M_0 , от 10^{20} до 10^{26} . Заметим, что спектры НЧ-типа наблюдались в районе Стоун Каньон (Калифорния, США), а ВЧ-спектры, сходные с газлинскими, имеют некоторые землетрясения в Японии (Ойшияма и Цукуба [9, 26]).

В то же время известно, что спектры слабых землетрясений с $M_0 < 10^{20}$ широко варьируют по своей форме даже в пределах очень небольших участков, размерами около 10–20 км [23]. С другой стороны, слабые землетрясения не подчиняются той закономерности подобия, которую довольно строго соблюдают более сильные, а именно: угловые частоты при слабых землетрясениях, начиная с некоторого M_0 , стабилизируются и при дальнейшем уменьшении M_0 не изменяются [9, 23, 26]. Предельные угловые частоты лежат в интервале от 5 до 15 Гц и мало связаны с типом спектров рассматриваемого района при больших сейсмических моментах.

Таким образом, сравнительно сильные ($M_0 > 10^{20}$) и слабые ($M_0 < 10^{20}$) землетрясения по-разному связаны с условиями в очаговых зонах. Как нам представляется [23], умеренные и сильные землетрясения являются действительными нарушениями сплошности вещества, когда образуются новые или обновляются практически „залеченные“ старые разрывы, слабые же землетрясения — это подвижки по существующим, подготовленным ранее трещинам.

Но независимо от интерпретации спектральных особенностей землетрясений из самого факта их существования и пространственной приуроченности следуют важные практические выводы. Обнаруженные различия имеют большое значение для величины сейсмического воздействия при землетрясениях заданной магнитуды. Известно, что землетрясение 1974 г. с $M=7$, происшедшее в низкочастотной маркансуйской зоне, слабо проявилось в макросейсмическом отношении: в эпицентральной зоне не было никаких разрушений. В то же время афтершоки в Газли даже при небольших магнитудах давали сильный эффект в эпицентральной зоне. Поэтому при проведении детального сейсмического районирования следует тщательно изучать очаговые спектры, чтобы выявить зоны расположения „нормальных“, низкочастотных и высокочастотных землетрясений. Отмеченная нами устойчивость в сохранении типа спектра в пределах обширных регионов позволяет считать такое изучение достаточно надежным основанием для прогнозирования типовых спектров и сильных движений. Но, поскольку закономерность подобия выполняется лишь при не слишком слабых землетрясениях, изучение спектров при сейсморайонировании должно опираться на землетрясения с сейсмическим моментом не менее $10^{20} - 10^{21}$ дин · см, т.е. с $K \geq 9$.

Наиболее перспективным методом изучения очаговых спектров является метод сейсмической коды. Получаемые с его помощью результаты являются очень точными, ибо сам механизм формирования коды обеспечивает эффективное осреднение функции направленности излучения и локальных неоднородностей среды — главных помех при определении спектров по прямым волнам. Дальность действия метода составляет 100–300 км для $M=4-5$ и достигает 1000–1500 км при $M=6,5$. Поэтому для массовых определений спектров землетрясений в довольно обширном регионе достаточно иметь одну сейсмическую станцию ЧИСС.

Очевидно, спектр очагового сигнала определяется характером очагового процесса и условиями в очаговой зоне, от которых этот процесс зависит.

И трудно избежать соблазна перевести параметры спектров, которые получаются из измерений, в параметры очагов землетрясений, опираясь на ту или иную правдоподобную модель. Какую же модель принять? Два основных параметра спектра — сейсмический момент и угловую частоту или две угловые частоты можно с равным успехом интерпретировать с помощью разных моделей и получить различные оценки размеров очага, скачков напряжений и кажущихся напряжений на разрыве.

Не претендуя на решение проблемы, мы отметим лишь несколько свойств очаговых спектров, которые должны учитываться в качестве „пробных камней” для предлагаемых теоретических моделей очага.

Прежде всего это существование двух угловых частот у большинства (но не у всех!) землетрясений. Высказывались различные точки зрения на природу двух угловых частот. Первая — это интерпретация их как меры двух линейных размеров узкого вытянутого разрыва (например, [33, 34 и др.]). Видимо, для больших поверхностных очагов такая модель действительно оправдана, в пользу чего говорит форма афтершоковых зон таких землетрясений. Однако трудно представить себе причины, по каким очаг слабого землетрясения оказался бы узким и длинным — с соотношением размеров 1 : 5 или 1 : 10, а слабые землетрясения столь же часто характеризуются наличием широкой переходной зоны в спектре, как и сильные. Весьма сомнительным кажется также, что вытянутую форму очага могут иметь глубокие, подкоровые землетрясения, между тем известно, что гиндукушские землетрясения с глубинами очагов 100–250 км, как правило, имеют соотношение двух угловых частот порядка 10.

Вторая точка зрения состоит в том, что две угловые частоты являются следствием неполного сброса напряжений [35] в результате трения на разрыве. Согласно этой модели отношение угловых частот является мерой отношения сброшенных и „кажущихся” напряжений. При этом принимается, что размер очага связан с первой угловой частотой f_1 .

Заметим, однако, что обе эти модели не согласуются с наблюдаемыми отношениями угловых частот в спектрах поперечных и продольных волн. Как известно из наблюдений [36–37], это соотношение равно в среднем по всем направлениям 1,35, тогда как из [33, 34] следует, что оно должно быть равным единице, а из [38] — отношению скоростей, т.е. 1,7.

В [30] высказывается мысль, что собственно сейсмическую, быструю часть процесса характеризует вторая угловая частота f_2 . Предполагается, что после (или до?) сравнительно быстрого вспарывания разрыва происходит его медленное „прорастание” [30], либо продолжается медленное по сравнению с временем образования разрыва „криповое” перемещение бортов [23]. Из-за малой скорости этих процессов угловая частота f_1 , характеризующая медленный процесс, не может служить мерой

размеров очага с помощью формул, предполагающих скорость вспарывания, близкую к V_S или большую, и быстрое смещение бортов.

Третий подход можно назвать „барьерной” моделью [38]. Он основывается на многочисленных свидетельствах того, что процесс разрыва не происходит гладко — разрыв распространяется отдельными рывками, останавливаясь в промежутках между ними. Прерывистый характер процесса проявляется во временной структуре очаговой волны. Так, К.К. Запольский [27] выделяет отдельные всплески на частотно-временных полях продольной волны сильных землетрясений на телесеизмических расстояниях. По данным сети станций такие всплески удается разрешать и для каждого из них в отдельности можно определить время в очаге, координаты гипоцентра и магнитуду [39, 40 и др.]. Даже при геологическом изучении структуры подвижек по разлому, возникших при землетрясении, удалось выявить отдельные участки, где подвижка не произошла, тогда как на предыдущих и последующих участках линии разлома отмечаются большие смещения [41]. Такого рода наблюдения привели к мнению, подтверждаемому лабораторным моделированием [42], что первая угловая частота f_1 связана с размером очага разрыва в целом, тогда как f_2 определяется средним интервалом между барьерами. „Барьерная” модель предполагает связь между величиной стабильных угловых частот при слабых землетрясениях и расстоянием между барьерами при сильных, ибо и то и другое есть следствие общей причины — существования подготовленной системы трещин. Интуитивно кажется естественным, что с ростом нормального напряжения на разрыве трение и эффект барьеров должны усиливаться. Поэтому большая ширина промежуточной части спектра, наблюдаемая обычно при гиндукушских землетрясениях с глубиной 100–250 км, согласуется с „барьерной” моделью.

Итак; „хорошая” модель очага должна приводить к существованию двух угловых частот и при этом объяснять тот факт, что соотношение интенсивности в плоской части и в области высокочастотного склона является устойчивым и характеризует общие условия в сравнительно больших тектонически единых районах, тогда как ширина промежуточной части спектра разных землетрясений варьирует и является индивидуальной характеристикой отдельного землетрясения. Адекватная модель должна также приводить к величине соотношения между угловыми частотами $f_P/f_S = 1,35$.

Отметим еще некоторые наблюдаемые факты, существенные для формирования требований к реалистической модели очага. Как отмечалось в [23], отношение спектров поперечной и продольной волн в высокочастотной части спектра убывает с частотой и достигает значений в 5–20 раз меньших, чем в низкочастотной части. Видимо, это следствие того, что реальный очаг землетрясения содержит элемент расширения. Такая интерпретация подтверждается тем, что существенное убывание отношения спектров видно только у коровых землетрясений, особенно в зонах растяжения, где возникают сбросовые землетрясения и где, видимо, нормальные напряжения сжатия на разрывах понижены. Что касается очагов с глубинами 100–250 км, то для них отношения спектров на-

блюдается такими [43], как это должно быть при чистом сдвиге, т.е. без изменения объема очага. Поскольку характер отношения P - и S -спектров не связан с наличием переходной зоны спектра, теория должна объяснять эти два свойства очаговых спектров независимо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, сейсмическая кода оказывается чрезвычайно надежным и точным инструментом, позволяющим определять параметры среды как в среднем для больших регионов по ветвям огибающих a , d и c , так и для сравнительно малых участков — по форме огибающих ближней коды b . Дается вывод, что огибающая коды очень близких землетрясений может быть индикатором изменений во времени сейсмической мутности вследствие развития трещинообразования в зоне готовящегося сильного землетрясения. Используя коду для нормировки амплитуд прямых волн, можно исследовать поглощение на профилях эпицентров для каждой из частот независимо.

По обеим этим методикам установлено возрастание добротности с частотой, причем наблюдается оно как в поверхностных слоях (осадочной толще), так и в литосфере и мантии. Определения добротности по огибающим коды и по прямым волнам дают хорошее согласие.

Очень перспективно использование коды для определения спектров землетрясений. При малых расстояниях можно получать спектры слабых землетрясений ($K = 8 \div 9$), землетрясения с магнитудами 4–5 могут быть изучены при расстояниях в первые сотни километров, а с магнитудами 6–7 даже при расстояниях 1000–1500 км. Таким образом, для постановки региональных исследований и изучения сравнительно сильных землетрясений с $M \geq 4$ одной станции ЧИСС достаточно для сплошного определения спектров всех землетрясений в довольно большом регионе.

Большинство землетрясений имеет более или менее широкую переходную часть спектра, заключенную между двумя угловыми частотами. Первая из них характеризует общую продолжительность процесса в очаге; вторая, видимо, связана с интервалами между „барьерами“.

Показано, что существуют эпицентральные зоны с относительно высокочастотными, средними и низкочастотными землетрясениями. Первые характеризуются повышенным макросейсмическим эффектом, последние — пониженным при одинаковых магнитудах M или сейсмических моментах M_0 . Мы полагаем, что изучение спектров и локализация зон с разными спектральными особенностями землетрясений очень важна как для развития теории физики очага, так и для детального сейсмического районирования, перед которым теперь практика ставит задачу прогнозирования типовых спектров и сильных движений. Благоприятным обстоятельством для решения этой задачи является то, что сильные землетрясения лучше, чем слабые, следуют закону подобия, и что региональные особенности спектров сильных землетрясений более стабильно сохраняются в пределах довольно обширных регионов.

1. Раутиан Т.Г. Роль очага и среды в формировании сейсмических колебаний. — В кн.: Исследования по физике очага землетрясения. М.: Наука, 1976, с. 27—55.
2. Запольский К.К. Частотно-избирательные станции ЧИСС. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 20—41.
3. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. — J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 23, p. 3322—3343.
4. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Спектральные свойства коды местных землетрясений как инструмент изучения очагового излучения. — ДАН СССР, 1976, т. 226, № 3, 566—569.
5. Wesley J.P. Diffusion of seismic energy in the near range. — J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 20, p. 5099—5106.
6. Berckhemer H. A possible scattering mechanism for lunar seismic waves. — Zeitsch. Geophys., 1970, Bd. 36, p. 523—529.
7. Копничев Ю.Ф. Модель формирования хвостовой части сейсмограммы. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 333—336.
8. Пустовитенко А.Н. Динамические параметры сейсмических волн Южно-Курильских землетрясений в связи с проблемой цунами. Дис. . . канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1976.
9. Tsujura M. Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. Preprint, 1977. 35 p.
10. Раутиан Т.Г., Никифорова М.М. Изучение огибающих записи и затухания максимальных амплитуд землетрясений вблизи Нурекской плотины. — В кн.: Сейсмостойкость плотин. Душанбе: Дониш, 1978, вып. 4, с. 35—53.
11. 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, с. 101—129.
12. Федотов С.А., Болдырев С.А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии. Курильской островной дуги. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969 № 9, с. 17—33.
13. Халтурин В.И. Поглощение сейсмических волн в земной коре Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 125—136.
14. Нурмагамбетов А. Затухание сейсмических волн и энергетическая классификация землетрясений по наблюдениям аппаратурой ЧИСС. — В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974, с. 164—174.
15. 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, с. 200—213.
16. Der Z.A., McElfresh T.W. The relationship between anelastic attenuation and amplitude anomalies of short period *P* waves in North America. — Bull. Seism. Soc. Am., 1977, v. 67, N 5, p. 1306—1317.
17. Solomon S.C., Töksoz M.N. Lateral variation of attenuation of *P* and *S* waves beneath U.S. — Bull. Seism. Soc. Am., 1970, v. 60, N 3, p. 819—838.
18. Гордеев Е.И., Рыкунов Л.Н. Спектры *P*-волн от удаленных землетрясений в области частот 1—10 Гц. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 7, с. 90—92.
19. Christoskov L., Roglinov A. A possible decrease of the attenuation coefficient for body waves with the epicentral distances. — Докл. Болг. АН, 1976, т. 29, № 1, с. 69—71.
20. Okano K., Hirano I. Seismic waves attenuation in the vicinity of Kyoto. — Bull. Disast. Prev. Inst., 1971, v. 21, N 1, p. 99—108.
21. Раутиан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений. — Труды ИФЗ АН СССР, 1960, № 9, с. 41—96.

22. *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1976, с. 6—29.
23. *Мартынов В.Г., Молнар П., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И.* Предварительные результаты исследования спектров землетрясений Гармского района в свете проблемы прогноза землетрясений. — В кн.: Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976, т. 1, кн. 1, с. 96—139.
24. *Раутиан Т.Г.* Статистические свойства сейсмических колебаний. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 310—312.
25. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике очага землетрясения. М.: Наука, 1976, с. 9—27.
26. *Chouet B., Aki K., Tsujiura M.* Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra. — Bull. Seism. Soc. Am., 1978, 68, N 1, p. 49—79.
27. *Запольский К.К.* Частотно-временные поля и динамические параметры очаговых функций сильных землетрясений. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 6, с. 1388—1341.
28. *Запольский К.К., Соловьева Р.П.* Спектральные характеристики сильного землетрясения на Аляске 28 марта 1964 г. и его афтершоков. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 152—162.
29. *Hanks T., Wyss M.* The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters. — Bull. Seism. Soc. Am., 1972, v. 62, N 2, p. 561—589.
30. *Tucker B., Brune J.N.* Source mechanism and m_b - M_s analysis of earthquakes of the San Fernando earthquake. — Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc., 1977, v. 49, p. 371—426.
31. *Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И.* Физические основы магнитудной классификации землетрясений. — В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, т. 1, с. 79—131.
32. *Рупев Б.Г.* Очаг землетрясения и взрыва как двойной излучатель сейсмических волн. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 65—84.
33. *Haskell N.A.* Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating fault. — Bull. Seism. Soc. Am., 1964, v. 54, N 6, p. 1811—1841.
34. *Savage J.C.* Relation of corner frequencies to fault dimensions. — Journ. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 20, p. 3788—3795.
35. *Brune J.N.* Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. — Journ. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 26, p. 4997—5009.
36. *Антонова Л.В., Антикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И.* и др. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М.: Наука, 1968.
37. *Molnar P., Tucker B., Brune J.N.* Corner frequencies of P and S waves and models of earthquake sources. — Bull. Seism. Soc. Am., 1973, v. 63, N 6, p. 2091—2104.
38. *Das Sh., Aki K.* Fault plane with barriers — a versatile earthquake model. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 36, p. 5658—5670.
39. *Wyss M., Brune J.N.* The Alaska earthquake of March, 28, 1964, a complex multiple rupture. — Bull. Seism. Soc. Am., 1967, v. 57, N 5, p. 1017—1023.
40. *Sasatani T.* Source process of a large deep focus earthquake of 1970 in the Sea of Okhotsk. — J. Phys. Earth., 1976, v. 24, N 1, p. 279—297.
41. *Wallace R.E.* Source fracture patterns along San Andreas fault system. — Stanf. Univ. Press, Geol. Sci., 1973, v. 13, p. 248—250.
42. *Виноградов С.Д.* Влияние неоднородности разрыва на излучение упругих волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли., 1978, № 1, с. 18—24.
43. *Khalturin V.I., Rautian T.G., Molnar P.* The spectral content of Pamir-Hindu Kush intermediate depth earthquakes evidence for a high- Q zone in the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1977, v. 80, N 20, p. 2931—2943.

ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА

За всю историю сейсмического районирования было создано и апробировано немало методов выделения зон возникновения очагов разрушительных землетрясений. Отсутствие единообразной методики связано в первую очередь с особенностями конкретных районов и исходного материала, а также с трудностью извлечения информации о самих очагах землетрясений. В течение многих лет в качестве основы для сейсмического районирования принималась "точечная" модель очага землетрясения, что, в свою очередь, затрудняло сопоставление сейсмичности конкретного района с его геологическими и геофизическими особенностями.

Несмотря на то, что сейчас вряд ли кто-нибудь рассматривает очаг сильного землетрясения как точку, реальные размеры и ориентация очагов до сих пор мало учитываются в существующих методах сейсмического районирования. Между тем эти факторы существенно влияют не только на распределение интенсивности на поверхности Земли, но и на спектральный состав излученных волн.

В данной статье сделана попытка дифференциации зон возможного возникновения землетрясений разной магнитуды для территории Кавказа, основанная на представлении о трехмерном очаге и очаговой зоне в сопоставлении с объемными структурными элементами. Впервые такая методика была успешно применена при составлении карты очаговых зон возможных землетрясений для района Балкан [1].

Очаг землетрясения рассматривается здесь как односвязная область, внутри которой заключены первичные необратимые деформации, развившиеся в процессе землетрясения (основной и вторичные разрывы). Линейные размеры очагов можно оценить средними зависимостями типа $\lg L = 0,5M - 1,8$ [2] или $\lg L = -1,289 + 0,44 M$ [3].

Большинство сильных коровых землетрясений происходит вследствие возникновения разрывов или при возобновлении разрывов, разделяющих блоки земной коры [4], т.е. имеет тектонический характер и происходит при разрядке напряжений, накопленных в результате тектонических деформаций.

Согласно общему принципу Сен-Венана в теории упругости эффект снятия напряжений будет ощущаться только в области вблизи разрыва, т.е. при удалении от разрыва уменьшается доля "выкачанной" упругой энергии, которая выделяется в акте землетрясения. Таким образом, хотя источником упругой энергии в принципе является Земля в целом, практически эта энергия берется из объемной области конечных размеров, внутри которой лежит сам очаг землетрясения. Эта область, ответственная за энергетическое обеспечение разрыва, называется очаговой зоной.

Можно полагать, что если очаговая зона питает энергией очаг землетрясения, то со своей стороны процесс в очаге производит в очаговой зоне столь сильные изменения, что возникновение в ее пределах

нового землетрясения данного магнитудного уровня маловероятно, во всяком случае, в течение времени, соизмеримого с периодом возможного сейсмического цикла. Следовательно, следующее землетрясение того же ранга произойдет по меньшей мере на расстоянии, равном размерам очаговой зоны [1, 5]. Эти размеры могут быть оценены как из теоретических соображений, так и экспериментально путем использования распределения минимальных расстояний между эпицентрами одного ранга и анализа области рассеяния афтершоков отдельных землетрясений [5]. Задачу построения зон возможных максимальных землетрясений можно рассмотреть в два этапа. На первом этапе с помощью данных о размерах и ориентации очагов и очаговых зон осуществляется переход от дискретного поля эпицентров землетрясений к непрерывному полю наблюдаемых очаговых зон. Второй этап включает экстраполяцию зон наблюдаемых землетрясений и переход к зонам возможных максимальных землетрясений на базе сопоставления пространственно-структурных моделей (содержащих элементы прогноза) с зонами наблюдаемых $M_{\max}$.

Таким образом, трудность перехода от исходной сейсмической информации к прогнозу положения очаговых зон будущих землетрясений преодолевается путем использования в качестве сейсмологической основы сейсмического районирования не карты эпицентров, а карты очаговых зон наблюдаемых землетрясений. Этот момент в данной методике является ключевым, и в процессе экстраполяции служит основой для всех построений.

Специфика применяемой методики наложила ряд требований на исходный материал. Поскольку в работе используется трехмерная корреляция между объемными сейсмологическими и структурными элементами с учетом размера и глубины очага, требовались наиболее полные данные о магнитуде и глубине сильных землетрясений ($M > 4$) Кавказа (с оценкой их ошибок). В работе решаются некоторые задачи статистического плана, и в этом отношении большое значение имеет длительность периода наблюдений и расширение его за счет исторических землетрясений, с обеспечением унификации исходных данных.

Новый каталог сильных землетрясений СССР [6] удовлетворяет всем требованиям, выдвинутым в работе, и поэтому он был принят в качестве основного сейсмологического материала вместе с набором карт изосейст (обобщенных с единых позиций) и некоторыми добавочными данными о механизме очагов, о пространственном расположении кавказских землетрясений [7], о землетрясении Турции [8] и т.д. Данные о геологическом строении Кавказа были взяты из работ П.Д. Гамкрелидзе [9], Б.А. Борисова, Г.И. Рейснера, В.Н. Шолпо [4] и др. в виде структурных схем (системы геологических линеаментов) региона.

На базе Нового каталога и Каталога землетрясений Турции была составлена карта эпицентров (с учетом размеров очага) для периода 1950—1976 гг. Далее были измерены минимальные расстояния между эпицентрами одного магнитудного уровня. Их распределение оказа-

Таблица 1

Размеры очаговых зон в зависимости от магнитуды

Магнитуда M	Средняя длина очага L , км	Средние размеры очаго- вой зоны		r/L
		длина r , км	ширина b , км	
6,6–7,0 ($> 6,5$)	51	110	40	2,2
6,1–6,5	31	85	30	2,7
5,6–6,0	19	65	30	3,4
5,1–5,5	12	50	25	4,2
4,6–5,0	7	35	25	5,0
4,1–4,5 ($< 4,5$)	4	25	25	6,2

лось близким к нормальному, а средние значения обнаружили зависимость от магнитуды. Эти значения с учетом теоретических оценок и уже имеющихся подобных определений по Балканам и Крыму вместе с результатами анализа областей рассеяния афтершоков для отдельных землетрясений Кавказа были использованы для окончательного определения размеров очаговых зон (табл. 1).

На основе карты эпицентров двумя способами (по методу экспертных оценок и с применением стягивающего фильтра) была получена схема сейсмических линеаментов, т.е. осей сгущения эпицентров. При этом за линеаменты первого ранга принимались те оси сгущения, которые прослеживались на больших глубинах, уверенно выделялись более чем половиной экспертов и подтверждались направлениями, выявленными после применения стягивающего фильтра.

В результате сопоставления схемы сейсмических и геологических линеаментов была синтезирована схема сеймотектонических линеаментов, которая вместе с направлениями осей первых изосейст и механизмами очагов определила основные ориентации очаговых зон.

Совместное использование карты эпицентров и полученных данных о размерах и ориентировке очаговых зон дало возможность построить карту очаговых зон наблюдаемых землетрясений (рис. 1).

Независимо от карты наблюдаемых очагов зон с помощью схем сеймотектонических линеаментов и данных о мощности активного слоя строились структурные модели региона в виде трехмерной схемы активных структур (рис. 2). Прогностический смысл этих моделей заключается в следующем: предельная максимальная магнитуда на данном месте определяется размерами очага, которые, в свою очередь, ограничены мощностью активного слоя, и, следовательно, относительно большое землетрясение вероятнее ожидать там, где и мощность активного слоя большая. При этом обязательно должна приниматься во внимание протяженность сейсмоактивной зоны, которая регулирует возможности накопления энергии вообще [10].

В процессе экстраполяции путем сопоставления схемы активных структур с картой очаговых зон наблюдаемых землетрясений устанавли-

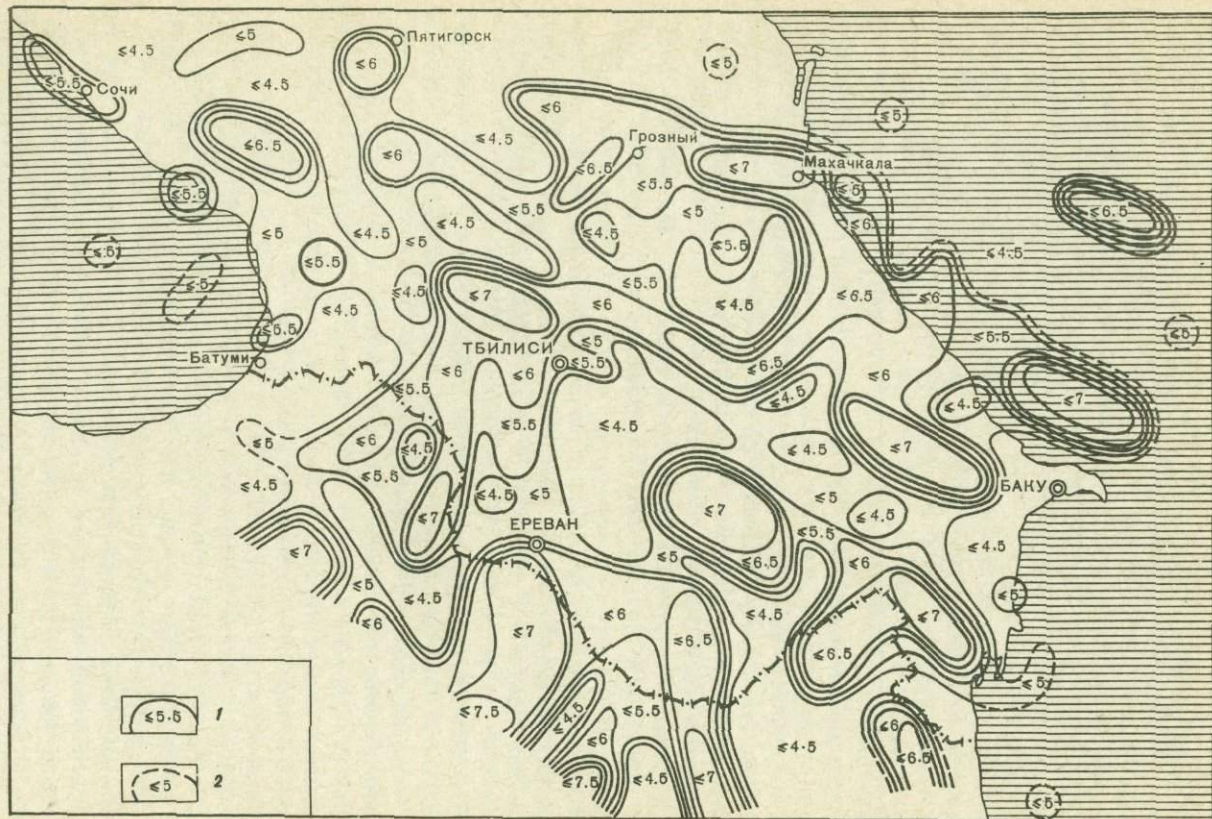


Рис. 1. Карта очаговых зон наблюдаемых землетрясений Кавказа
Границы зон с разной магнитудой: 1 — уверенные; 2 — неуверенные

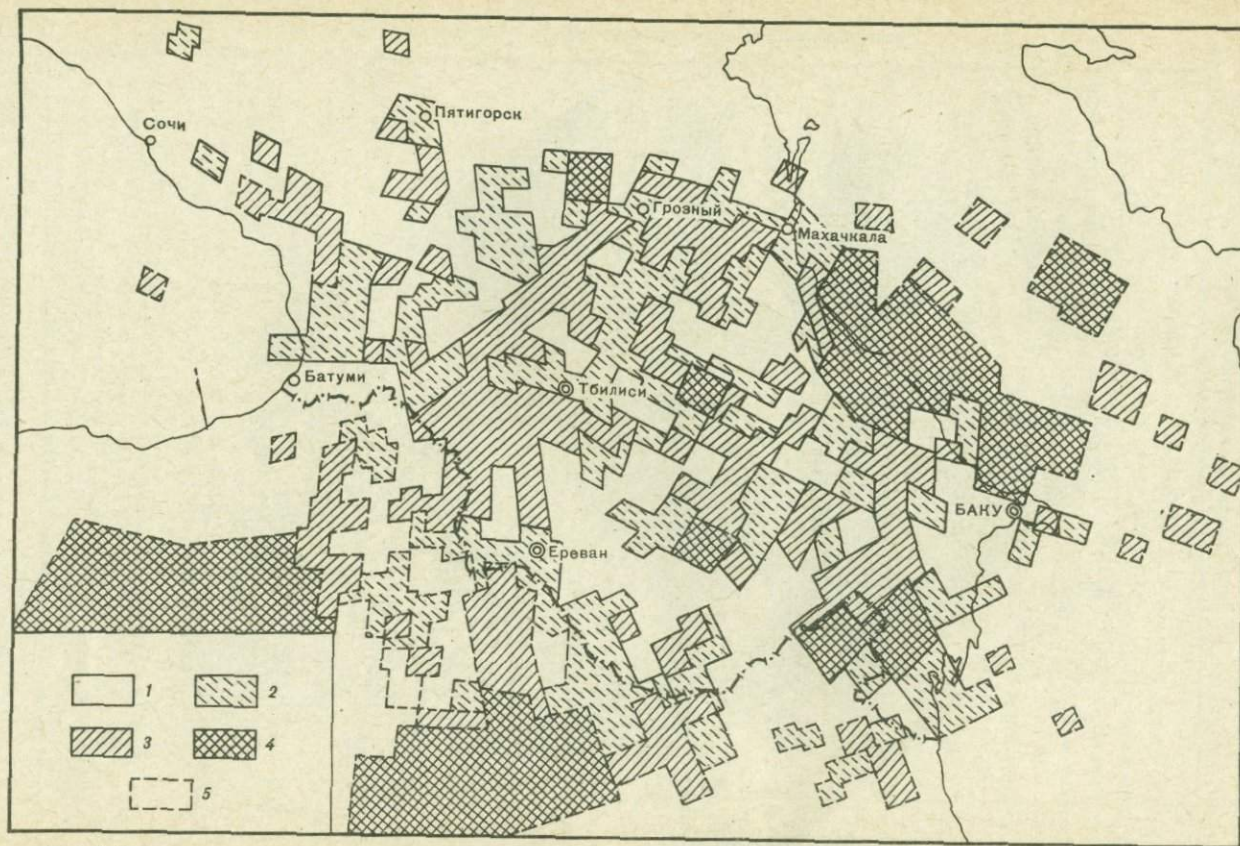


Рис. 2. Схематическая карта мощностей активного слоя на Кавказе

Мощность сеймовактивного слоя (км) : 1 — $0 \div 10$; 2 — $11 \div 20$; 3 — $21 \div 40$; 4 — > 40 ; 5 — данные отсутствуют

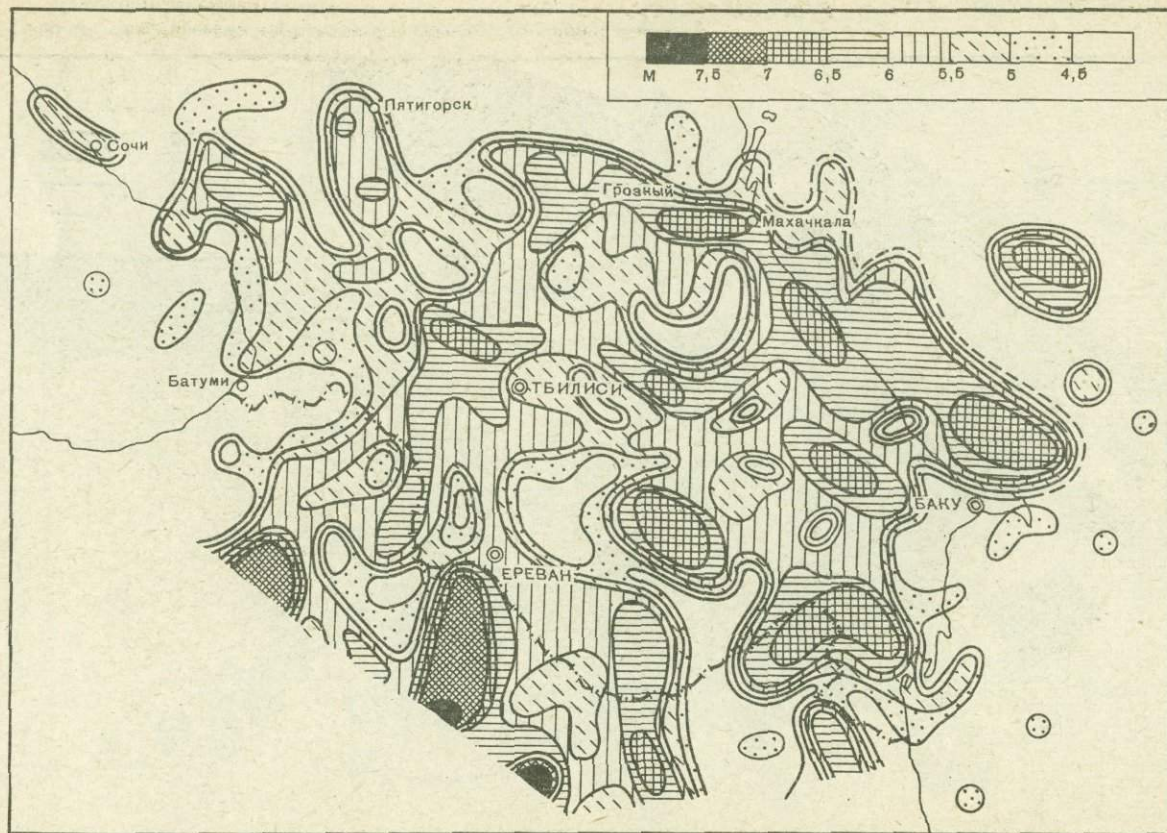


Рис. 3. Карта очаговых зон возможных землетрясений Кавказа

ливались соответствия между элементами модели структуры и величиной наблюдавшихся $M_{\max}$. Результаты этих сопоставлений обобщались на каждый элемент модели структуры, которому приписывалась соответствующая максимальная магнитуда. В результате такой структурно-сейсмологической экстраполяции наблюдаемых данных была составлена карта очаговых зон ожидаемых землетрясений Кавказа (рис. 3). Нужно отметить, что в ходе работы была выявлена большая сложность сейсмогенеза Кавказского региона, выраженная в отсутствии однозначных связей между элементами строения и расположения очагов сильных землетрясений.

Для оценки полученных результатов карта очаговых зон ожидаемых землетрясений Кавказа была сравнена с картой возможных $M_{\max}$ для того же региона, основанной на геологических критериях сейсмичности с применением математического метода распознавания и прогнозирования [4].

При сопоставлении двух различных прогнозных карт было отмечено в основном хорошее согласие полученных результатов, особенно для центральной части Кавказа. Нужно заметить, однако, что сейсмоопасные области первой категории ($M = 6,6-7,0$) этого района на второй карте охватывают несколько большие площади, чем на первой. Значительные расхождения были выявлены для следующих областей: 1) район Зугдиди (Западная Грузия); 2) район Сочи; 3) крайняя юго-восточная часть Кавказа (районы Куринской депрессии и Талыша).

В первом и втором случаях расхождения обусловлены, по-видимому, неполными данными для структурно-сейсмологической экстраполяции, что еще раз убеждает нас в необходимости экстраполяции и другого рода (пространственно-режимной, геолого-геофизической и т.п.). В третьем случае расхождение возникает, должно быть, из-за недостаточной геологической изученности этих районов.

Л и т е р а т у р а

1. Shebalin N.V., Reisner G.I., Drumea A. V. et al. Earthquake origin zones and distribution of maximum expected seismic intensity for the Balkan Region. Proc. Sem. Seism. Zon. Maps, 2, UNESCO, Skopje, 1976.
2. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971, с. 50—78. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 14).
3. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 9—27.
4. Борисов В.А., Рейснер Г.И., Шояло В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 139 с.
5. Ананьин И.В. Об оценке величины сейсмической активности и максимально возможной энергии землетрясений в отдельных сейсмических зонах Кавказа. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизика, 1973, с. 91—94.
6. Новый Каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
7. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.

8. *Alsan E., Tezucan L., Bath M.* An earthquake Cataloge for Turkey for the interval 1913–1970. *Istanbul – Uppsala*, 1975.
9. *Гамкрелидзе П.Д.* Тектоника. – В кн.: Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР, ч. 1. М.: Недра, 1964.
10. *Шебалин Н.В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 6, с. 12–20.

М.В. Рац

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О МЕХАНИЗМЕ РОСТА РАЗРЫВОВ В ИХ СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Традиционное участие геологов в решении задач сейсмического районирования отнюдь не исчерпывает возможностей геологии в решении сейсмологических задач. Важнейшей проблемой сейсмологии, имеющей большое значение как для прогноза землетрясений, так и для детального сейсмического районирования, является познание механизма очага землетрясений. Основная масса работ по этой проблеме носит главным образом чисто сейсмологический или физико-механический характер. Между тем проблема очага имеет и геологический аспект. Теперь, когда природа очага как разрыва сплошности земной коры¹ является твердо установленным в сейсмологии фактом, можно считать ясным и геологическое содержание задачи исследования фокальных механизмов. Оно сводится к специализированному изучению следов разрушения материала земной коры, т.е. трещин и разрывов, и процессов разрушения горных пород. Поскольку процессы эти могут быть изучены главным образом геофизическими методами и (или) лабораторно, то на долю геолога-полевого остается исследование дисъюнктивной тектоники, но проводимое с несколько иных, чем это привычно, позиций.

Основной особенностью сейсмотектонических исследований по этому вопросу является необходимость выработки общего языка для непосредственного сопоставления тектонического и сейсмологического материала. На это обстоятельство указывал Ю.В. Ризниченко еще в 1965 г. [1], и с тех пор стало очевидным, что необходимый общий язык дает аппарат математической статистики. Последовательный статистический анализ структуры сетей трещин и параметров разрывов в земной коре и их статистическое сопоставление с данными сейсмологии позволяет, с одной стороны, построить качественную картину механизма роста разрывов в их связи с землетрясениями, а с другой – обогатить новыми подходами прикладные методы детального сейсморайонирования, в особенности палеосейсмогеологический метод. Автором с сотрудниками с 1965 г. опубликована серия работ в этом

¹ В настоящей статье речь идет только о коровых землетрясениях.

Таблица 1

Стадии формирования разрыва

Стадия	Геологическая характеристика	Сейсмологическая (сейсмоакустическая) характеристика
1	Равномерное растрескивание по всему деформируемому объему	Равномерное (по времени и пространству) "потрескивание"
2	Сгущение трещин в локальных зонах, рост и слияние их друг с другом	Возрастание энергии упругих импульсов, форшоки
3	Образование и "мгновенное" разрастание магистральной трещины (разрыва)	Главный толчок землетрясений
4	Перераспределение напряжений вокруг разрыва, рост трещин оперения	Афтершоки
Переход на новый иерархический уровень		

направлении [2–10], синтез и развитие которых является предметом настоящей статьи.

Специфика геологического подхода к решению геодинамических задач состоит в том, что, не имея возможности непосредственно следить во времени за длительно развивающимися процессами, геолог рассматривает как временную последовательность промежуточных результатов процессов, дошедших до разных стадий развития в различных местах. В данном случае изучались трещины и разрывы в диапазоне масштабов от микротрещин до глубинных разломов. Упорядочив множество наблюдаемых разрывов по их размерам, мы рассматривали полученную последовательность разрывов (от мелких к крупным) как последовательность наблюдений за одним "обобщенным" разрывом в ходе его развития.

В развитие представлений М.В. Гзовского [11] нами были выделены [4] четыре стадии формирования разрыва на одном этапе его роста и сопоставлены с соответствующими сейсмологическими проявлениями (табл. 1).

Следующий этап разрастания разрыва происходит уже на новом иерархическом уровне, когда разрыв, возникший на предыдущем этапе оказывается одним из составляющих нового, более крупного разрыва, проходящего те же стадии.

Однако переход с одного иерархического уровня на другой по схеме табл. 1 является, по-видимому, лишь одним из, по крайней мере, двух взаимно дополняющих механизмов роста разломов. Вторым является непосредственное разрастание разрыва в длину (с одновременным ростом амплитуды смещения крыльев), которое тоже может происходить скачкообразно путем так называемого stick-slip или постепенно — путем крипа. Эти два пути разрастания, по-видимому, следует рассматривать не как этапы или стадии процесса, а как одновре-

менно и параллельно действующие механизмы: трещины непосредственно разрастаются в длину перед слиянием (так сказать, для слияния), в то же время само разрастание идет путем поглощения относительно мелких трещин вблизи концов разрыва, т.е. тоже путем слияния мелких трещин друг с другом и с крупным разрывом.

Первые две стадии процесса разрушения (табл. 1) изучались автором путем статистического анализа сетей трещин, результаты которого изложены в [5, 7]. Суть их состоит в следующем. Первому этапу разрушения отвечают участки сетей трещин в массивах горных пород, характеризующиеся равномерным и случайным расположением трещин друг за другом (имеется в виду густота, а не ориентировка трещин), причем расстояние между соседними субпараллельными трещинами подчиняется логарифмически нормальному распределению. Второму этапу отвечают участки сетей трещин вблизи тектонических разрывов. При этом особенности сетей, изучавшиеся как функции расстояния до разрыва, могут интерпретироваться как функции времени, оставшегося до разрушения. На втором этапе трещины сгущаются, формируются локальные зоны неслучайного сгущения трещин. Распределение расстояний между трещинами приобретает полимодальный характер, напоминая распределение микродеформаций в металле при формировании шейки перед разрушением образца. Характер сгущения трещин вблизи разрывов качественно тот же, что и характер деформаций земной поверхности после сильных землетрясений (рис. 1). Сильно различаются только характерные масштабы аномальных зон: растрескивание происходит в значительно более узкой зоне, отвечающей наиболее сильным деформациям.

Переходя к третьей стадии, заметим, что механизм разрастания разрывов путем stick-slip, как выяснилось в последнее время [13], тоже оставляет геологические следы в виде своеобразных текстур на поверхности сместителя, позволяющих в какой-то мере реконструировать черты этого механизма. Процесс же роста "обобщенного" магистрального разрыва, включающий и третью стадию и стик-слип с крипом, в целом реконструируется путем сопоставительного анализа связей длины разрыва с амплитудой смещения крыльев. При этом одновременно рассматриваются две корреляционные зависимости: 1) длины (l_0, m) вспоротой при сильном землетрясении части шва разрыва с амплитудой (a_0, m) одноактного смещения крыльев, сопровождающегося землетрясением и 2) полной длины разрыва (l, m) с суммарной амплитудой смещения крыльев (a, m), накопленной за все время существования разрыва и включающей все виды деформаций (рис. 2).

Зависимости $l_0(a_0)$ и $l(a)$ дают возможность построить схематическую картину роста разлома в целом [2, 3, 5]. Она сводится к следующему. Точка пересечения графиков $l_0(a_0)$ и $l(a)$ интерпретируется как соответствующая "минимально возможной трещине", т.е. отвечающая моменту зарождения трещины (разрыва). Рост разрыва от начальной точки представляется идущим импульсивно, отдельными

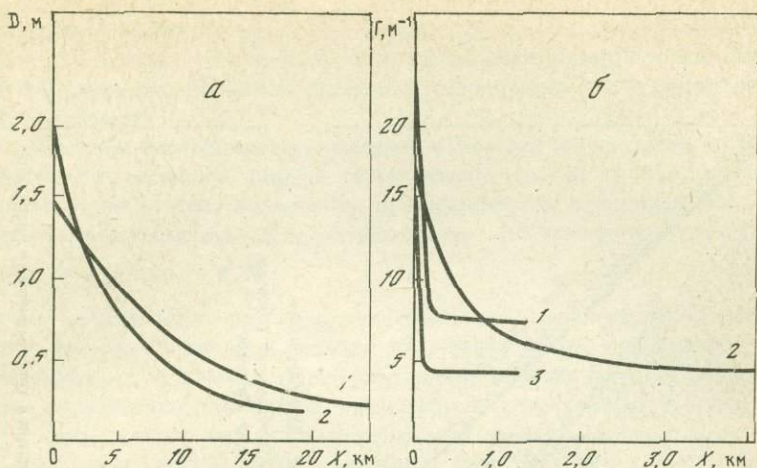


Рис. 1. Горизонтальное смещение грунта D и густота трещин Γ как функции расстояния до разлома

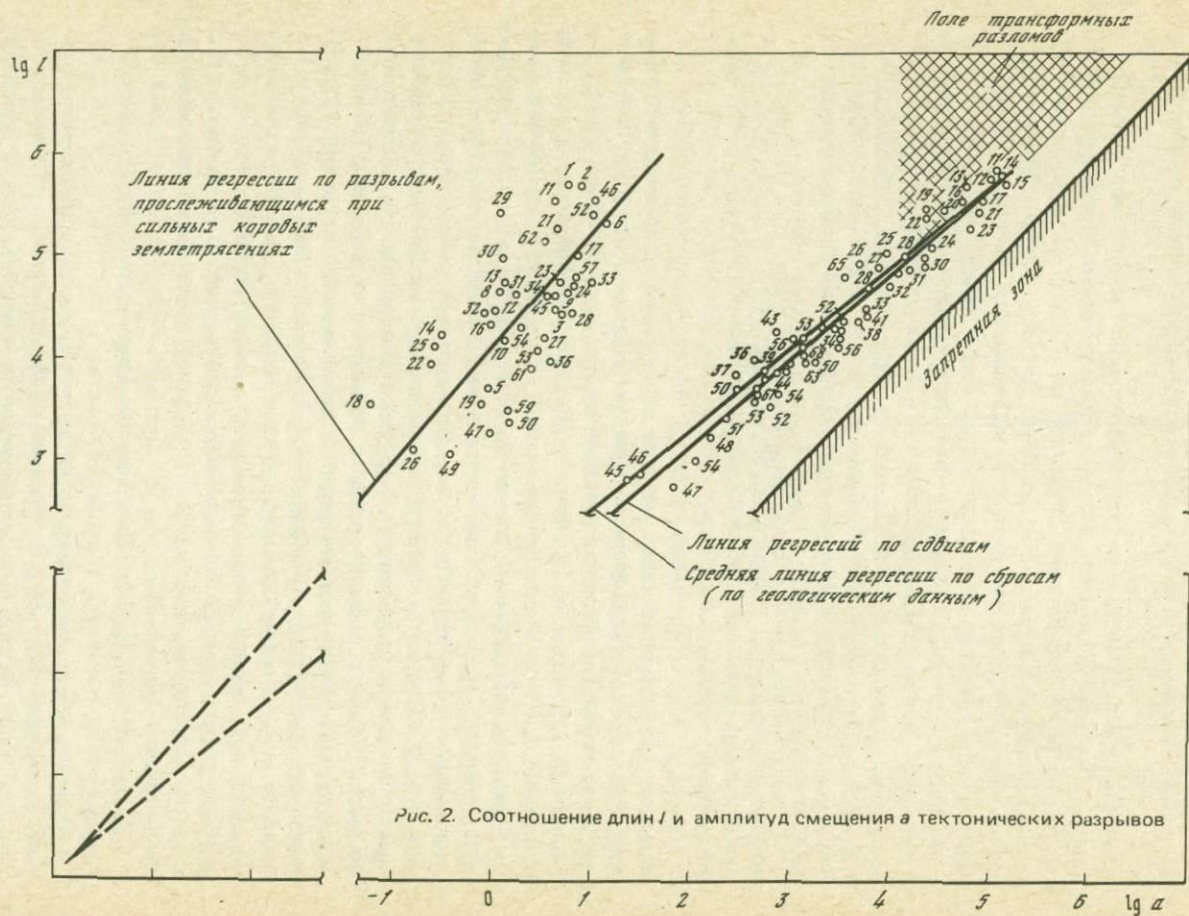
a — геодезические данные по землетрясениям Танго 1927 г. (1) и Иду 1930 г. (2); аппроксимирующие кривые Чиннери и Петрака [12]; b — геологические данные [8] по разломам Таджикистана: Гулизинданскому (1), Вахшскому (2), безымянному в долине Вахша (3)

элементарными подвижками, каждая из которых сопровождается выделением сейсмической энергии. Каждая подвижка приводит к возрастанию полной (накопленной) амплитуды разрыва и его длины. Подвижки разделены во времени периодами частичной релаксации напряжений и крига. Накопленная амплитуда превосходит (и чем дальше, тем больше) величину элементарного смещения. Поэтому графики $I_0(a_0)$ и $I(a)$ расходятся. С увеличением длины разрыва энергия деформации распределяется во все большем объеме горных пород. При этом пластическая энергоемкость системы возрастает, интервалы между подвижками увеличиваются. Рано или поздно (в соответствии со скоростью деформации) процесс полностью переходит в вязкое течение, нарушаемое ростом других более мелких разрывов ("сейсмическое течение горных масс" [1]). Таким образом, масштабная граница вязкопластической деформации и хрупкого разрушения определяется при прочих равных условиях скоростью деформации: чем выше скорость, тем больше размеры зон хрупкого разрушения. Отсюда и корреляция сейсмичности с градиентом скорости современных тектонических движений.

Подробнее приведенные соображения изложены в [5]. Здесь подчеркнем дополнительно три обстоятельства.

1) Зависимость $I(a)$ вслед за автором изучалась в последние годы С.И. Шерманом [14] и В.В. Ружичем [15]. При этом общий характер этой зависимости был подтвержден на большом новом фактическом материале по Сибири.

2) Отсутствие корреляции I и a для трансформных разломов [16] является естественным следствием специфического механизма их



образования (имея в виду их пассивные окончания, можно вообще считать их не совсем разломами). Это типичный пример исключения, подтверждающего основное правило (корреляцию l и a для "обычных" разломов).

3. Фактический материал, лежащий в основе зависимости $l_0(a_0)$, существенно дополнен (число точек возросло с 35 до 55), что не привело к заметному изменению коэффициентов ортогональной регрессии, свидетельствуя об ее устойчивости. По последним расчетам

$$\lg l_0 = 1,12 \lg a_0 + 4,30, \quad (1)$$

причем коэффициент при $\lg a_0$ незначительно отличается от единицы, чего и следовало ожидать, исходя из механических соображений [17]. Действительно, в рамках линейной теории упругости для однородной среды отсутствуют какие-либо масштабные характеристики, сверх одной — характерного масштаба в решаемой задаче. Поэтому и результаты решения всегда будут линейной функцией этого масштаба. В данном случае, вычисляя смещение как функцию длины трещины, мы не можем получить ничего, кроме линейной функции длины.

Фундаментальное значение имеет величина свободного члена в (1): отношение a_0/l_0 является оценкой отношения величины сброшенного напряжения к модулю жесткости земной коры в очаге. Величина эта порядка 10^{-4} — 10^{-5} и близка к оценкам, которые можно получить по сейсмологическим данным [18].

Изложенные соображения, казавшиеся в 1965 г. [2] достаточно проблематичными, были тем не менее поддержаны Б.В. Костровым. Вскоре выяснилось, что они хорошо увязываются с концепцией "сейсмического течения горных масс", предложенной в том же году Ю.В. Ризниченко [1]. Дальнейшие исследования по физике очага [19, 20], приведшие в последние годы к теории "лавино-неустойчивого трещинообразования", показали, что изложенный материал может рассматриваться как геологический аналог этой физической теории. Это дает возможность "навести мосты" между такими в известной мере независимо развивавшимися научными направлениями, как исследования по физике очага, сейсмотектонике и сейсмодислокациям (включая палеосейсмогеологический метод), взаимной увязке параметров очага с характеристиками землетрясений. Все эти направления имеют самое непосредственное отношение к детальному сейсморайонированию.

В коллективной работе [10] уже была сделана попытка провести многомерный корреляционный анализ магнитуды и интенсивности землетрясений с параметрами разрывов, фиксировавшихся на поверхности Земли геологическими методами. В основе работы лежал специально разработанный алгоритм многомерной ортогональной регрессии [9]. Работа [10] делалась в целом под углом зрения палеосейсмогеологического метода, однако в силу целого ряда ошибок как методологического, так и фактического характера позитивный характер в ней имеет только постановка задачи. Напротив, в серии анало-

Таблица 2

Взаимосвязи параметров разрывов и землетрясений

№ п/п	Вид зави- симости	Уравнение орто- гональной ре- грессии	Тесно- та свя- зи $0 \leq R^2 \leq 1$	Объем обуча- ющей выбор- ки N_0	Объем экзаме- национ- ной вы- борки N_3	Ре- зульт- тат экза- мена $\xi \sim N$ (0,1)
1	$\lg I_0 (\lg a_0)$	$\lg I_0 = 4,30 + 1,12 \lg a_0$	0,42	42	13	-0,66
2	$M (\lg a_0)$	$M = 6,92 + 1,01 \lg a_0$	0,69	42	10	0,23
3	$M (\lg I_0)$	$M = 2,49 + 1,02 \lg I_0$	0,68	48	12	0,71
4	$I (M)$	$I = -3,96 + 1,90 M$	0,79	29	8	-0,25
5	$I (\lg a_0)$	$I = 9,24 + 1,92 \lg a_0$	0,76	24	8	-0,25
6	$I (\lg I_0)$	$I = -0,49 + 2,21 \lg I_0$	0,69	29	11	1,02

гичных работ, проведенных сейсмологами СССР и США [18, 21, 22], анализ фактического материала (параметры очагов в этих работах брались по сейсмологическим и макросейсмическим данным) велся главным образом визуально. В силу этого большинство полученных зависимостей носят скорее качественный, чем количественный характер.

Автором предпринята ревизия фактического материала, приведенного в статье [10], и выполнены повторные расчеты, дающие существенно иные результаты. Задача, изложенная в [10, 18], состоит в том, чтобы увязать между собой независимо определяемые, но физически взаимосвязанные параметры разрывов в очагах с характеристиками землетрясений. В данном случае рассматриваются связи между величинами I_0 и a_0 , определяемыми геологическими методами на поверхности Земли, а также магнитудой M и интенсивностью I землетрясения. В качестве математической модели используется ортогональная регрессия, учитывающая примерно одинаковый порядок ошибок при измерениях всех переменных (подробнее см. [10, с. 31–32]). Благодаря этому получаемые уравнения обратимы, т.е. уравнение, выведенное, например, для оценки магнитуды по длине разрыва, может быть использовано и в обратной задаче и т.д.

В табл. 2 приведены полученные парные зависимости, коренным образом отличающиеся от опубликованных в работе [10], но зато близкие к результатам ранее выполненных исследований.

Так, зависимость (3) почти не отличается от уравнения Д. Точера, полученного на весьма ограниченном материале еще в 1958 г. [23], и близка к уравнению В.П. Солоненко [24]. Зависимость (1) близка к результатам Ж. Эмильена [25].

Все полученные зависимости "проэкзаменованы" на независимом материале по методике, разработанной в [9]. Результаты экзамена

свидетельствуют об удовлетворительном качестве прогноза по всем уравнениям. Из анализа коэффициентов регрессии напрашивается вывод о том, что полученные зависимости распадаются на два класса: линейные, связывающие между собой величины a_0 , I_0 и M (1)–(3), и близкие к квадратичным, включающие величину I (4)–(6).

Переход к многомерным связям повышает тесноту зависимостей и соответственно точность прогноза. Резко возрастает теснота связи при введении в число переменных глубины очага. Однако в силу взаимосвязи аргументов уравнений между собой коэффициенты регрессии в ряде случаев меняют знаки (по сравнению с парными зависимостями), и уравнения становятся физически неинтерпретируемыми. Кроме того, при малом числе многомерных наблюдений возникают сомнения в надежности результатов. По этим причинам мы воздерживаемся пока от публикации многомерных зависимостей.

Прикладное значение полученных уравнений очевидно: они могут использоваться для грубой оценки одних параметров по другим, в особенности при палеосейсмогеологических реконструкциях, когда возникает необходимость оценить магнитуду и интенсивность прошлых землетрясений по параметрам сохранившихся сейсмодислокаций. При этом следует только иметь в виду, что зависимости (1)–(6) получены для сильных землетрясений ($M \geq 6$, $I \geq 8$), сопровождавшихся выходом основного разрыва на дневную поверхность. Эти уравнения неприменимы для сравнительно слабых толчков или вторичных разрывов. Конечно, не всегда можно с уверенностью различить первичный разрыв, являющийся причиной землетрясения, и вторичные разрывы, образующиеся как его следствие. Поэтому не всегда есть полная уверенность в правильной идентификации следа разрыва на поверхности Земли и разрыва в очаге. Однако в подавляющем большинстве случаев эта задача решается успешно путем сопоставления геологических, сейсмологических и макросейсмических материалов [26, 27].

Отметим также, что при сопоставлении уравнений (1)–(6) с аналогичными зависимостями, полученными на сейсмологическом материале [18, 28 и др.], надо иметь в виду не только различия в использованных статистических методах, но и (что, видимо, более существенно) различия в привлеченном фактическом материале. Расхождение между геологическими и сейсмологическими оценками этих и подобных зависимостей может оказаться существенным новым источником информации.

Пользуюсь случаем поблагодарить Б.В. Кострова за обсуждение результатов этой работы в 1965 и 1977 гг.

Л и т е р а т у р а

1. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. — В кн.: Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 56–63.
2. Рац М.В. К проблеме механизма разрывов и их связи с землетрясениями. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 6, с. 136–137.

3. Рац М.В. Некоторые черты механизма роста тектонических разрывов. — В кн.: Применение математических методов в геологии. Алма-Ата: Наука, 1968, с. 373–377.
4. Рац М.В. Стадии формирования тектонических разрывов и пути их геологического изучения. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 3, с. 147–148.
5. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трециноватость и свойства трециноватых горных пород. М.: Недра, 1970, с. 74–88.
6. Погребиский М.И., Рац М.В. О корреляции длин и амплитуд сбросов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 3, с. 148–149.
7. Погребиский М.И., Рац М.В., Чернышев С.Н. Статистическое исследование расположения и густоты тектонических трещин. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 3, с. 150.
8. Погребиский М.И., Рац М.В., Чернышев С.Н. О зависимости густоты тектонических трещин от расстояния до разрыва. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4, с. 927–930.
9. Липовецкий С.С., Полюдов А.М., Рац М.В., Слепцов Б.Г. Построение уравнений ортогональной регрессии в задаче обработки многофакторных наблюдений. — В кн.: Математические методы в инженерной геологии массивов горных пород. М.: Стройиздат, 1975, с. 3–20. (Труды ПНИИИС; Вып. 39).
10. Кутузова Н.И., Липовецкий С.С., Полюдов А.Н. и др. Исследования связей параметров землетрясений и сейсмодислокации с помощью уравнений ортогональной регрессии. — В кн.: Математические методы в инженерной геологии массивов горных пород. М.: Стройиздат, 1975, с. 21–45. (Труды ПНИИИС; Вып. 39).
11. Гзовский М.В. Физическая теория образования тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 78–90.
12. Chinnery M.A., Petrak J.A. The dislocation fault model with a variable discontinuity. — Tectonophysics, 1968, vol. 5, N 6, p. 513–529.
13. Engelder J.T. Microscopic wear-grooves on slickenside surfaces: indicators of paleoseismicity. Preprint. Lamont-Doherty geol. Obs. of Columbia Univ. Palisades. N.-Y., 10964 p.
14. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
15. Ружич В.В. Зависимости между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение. — В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 41–48.
16. Ле Пишон К., Франшито Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
17. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
18. Ризиченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1965, с. 9–26.
19. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясения. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 6–29.
20. Mjachkin V.I., Bruce W.F., Sobolev G.A., Dieterich G.H. Two models for earthquake forerunners. — Pure and Appl. Geoph., 1975, vol. 113, p. 20–30.
21. Райал А., Дуглас Б.М., Мелон С.Б., Севидж У.И. Использование микроземлетрясений для определения механизма разрыва, напряжений и других характеристик очага в Неваде. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 12, с. 12–24.
22. Wyss M., Brune J.N. Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 4681–4694.
23. Tocher D. Earthquake energy and ground Breakage. — BSSA, 1958, vol. 48, N 2, p. 147–153; Русский пер. в сб. "Слабые землетрясения". М.: ИЛ, 1961.

24. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9, с. 3—16.
25. Amilien J. Longueur et regret des failles liées aux tremblements de terre allongement des isoseistes. — Cah. geol., 1963, N 70/71, p. 749—762.
26. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит. 1963.
27. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
28. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающем периоде, спектре и очаге сильного землетрясения. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М.: 1971, с. 50—78. (Вопросы инж. сейсмол.; Вып. 14).

ПРЕДИСЛОВИЕ.	3
----------------------	---

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ ОЧАГОВЫХ ЗОН И ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

<i>М.К. Курбанов, В.И. Лыков, В.И. Мячкин.</i> Физико-тектонические процессы и опыт прогнозирования землетрясений в Ашхабадском сейсмоактивном районе.	7
<i>[В.П. Грин], Б.И. Ильясов, Н.И. Ким, Л.Р. Кригер, Т.А. Лопатина, З.А. Меджитова, Т.Я. Беленович.</i> Некоторые результаты прогностических исследований на Фрунзенском полигоне.	14
<i>А.С. Маламуд, О.В. Соболева, В.И. Старков.</i> Комплекс долговременных предвестников сильных землетрясений на Душанбинском геофизическом полигоне.	27
<i>М.В. Кулагина, А.В. Николаев.</i> Временной ход v_p/v_s в районе Нурекской ГЭС.	37
<i>Н.С. Боровик, В.М. Кочетков.</i> Особенности в проявлении эффекта группирования в районе возникновения сильных землетрясений Байкальской рифтовой зоны.	45
<i>А.Д. Сытинский.</i> Об опыте прогнозирования времени сильных землетрясений и о зависимости времени и силы землетрясений от атмосферных процессов.	49

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФИЗИКИ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

<i>О.Г. Шамина, В.А. Будников, С.Д. Виноградов, М.П. Волярович, И.С. Томашевская.</i> Лабораторные исследования по физике очага землетрясения.	56
<i>Д.Н. Осокина, В.И. Мячкин, Т.И. Игамназаров, Л.А. Смирнов.</i> Изучение локального поля напряжений аналога очаговой зоны (результаты моделирования).	68
<i>С.Н. Журков, В.С. Куксенко, В.А. Петров, В.Н. Савельев, У.С. Султанов.</i> Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел.	78
<i>Г.А. Соболев.</i> Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях.	86
<i>Г.А. Соболев, А.В. Кольцов.</i> Исследование процесса микротрещинообразования в образцах высокопластичной горной породы.	99
<i>Р.В. Гольдштейн, Н.М. Осипенко.</i> Формирование структур при разрушении горных пород.	104
<i>С.И. Зубков, А.А. Гвоздев, Б.В. Костров.</i> Обзор теорий подготовки землетрясений.	114
<i>В.И. Мячкин, О.Д. Воевода.</i> Исследования процессов разрушения и скольжения по готовым разломам.	119
<i>Ж.С. Ержанов, Г.Н. Мамонтов.</i> О прогностической изменчивости скоростей сейсмических волн с точки зрения механики.	123
<i>С.Д. Виноградов, К.И. Кузнецова, А.Г. Москвина, В.В. Штейнберг.</i> Физическая природа разрыва и излучение сейсмических волн.	129
<i>А.В. Введенская, Н.В. Голубева.</i> Кинематика и динамика процесса развития сейсмического очага в статическом поле напряжений Земли.	140
<i>В.М. Лятхер, А.Д. Капцан, А.Р. Макаров.</i> Исследования колебаний, генерируемых в моделях при сдвиговом разрушении.	158
<i>С.В. Мишин.</i> Модель процесса землетрясения.	166

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Б.А. Борисов, Г.И. Рейснер, В.Н. Шолло. Геологические условия очаговых зон сильных землетрясений.	172
Д.Н. Осакина, Н.Ю. Цветкова. Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов.	187
Г.В. Егоркина, Г.В. Краснопецева, Ю.К. Щукин. Геофизическая характеристика очаговых зон.	206
Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин, М.С. Закиров. Изучение условий в очаговых зонах по сейсмической коде.	224
О.Ш. Варазанашили. Очаговые зоны землетрясений Кавказа.	257
М.В. Рац. Некоторые геологические данные о механизме роста разрывов в их связи с землетрясениями.	264

Физико-тектонические процессы и опыт прогнозирования землетрясений в Ашхабадском сейсмоактивном районе. Курбанов М.К., Лыков В.И. Мячкин В.И. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

По многолетним наблюдениям за уровнями воды в глубоких скважинах, наклонов земной поверхности и выделению сейсмической энергии осуществлен опыт прогнозирования времени и силы землетрясений на удалениях, в 5–6 раз превышающих размеры очагов. Для интерпретации использованы представления теории лавинно-неустойчивого трещинообразования и предложений модели цикличности сейсмических процессов Копетдагского региона.

Ил. 2. Библ. 3 назв.

Некоторые результаты прогностических исследований на Фрунзенском полигоне. Грин В.П., Ильясов Б.И., Ким Н.И., Кригер Л.Р., Лопатина Т.А., Меджитова З.А., Беленович Т.Я. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

В статье изложены результаты изучения пространственно-временных закономерностей проявления сейсмичности и распределения различных кинематических (v_p/v_s) и динамических (A_s/A_p , T_s/T_p , знаки первых смещений продольных волн, механизм очагов) параметров. Проведено районирование территории Фрунзенского полигона по указанным параметрам. Установлены границы сейсмогенных блоков по пространственно-временным закономерностям сейсмического режима, направление миграции очагов сильных землетрясений; обнаружена периодичность различных порядков в проявлении сейсмической деятельности. Сделан вывод о наиболее вероятном моменте возникновения сильного землетрясения. Прослежен процесс формирования очаговых зон сильных землетрясений. Выделены области подготовки сильных землетрясений ($K=10$), в которых происходят предваряющие изменения различных параметров. Получена зависимость размера области подготовки и срока подготовки землетрясения от его энергии в диапазоне 10–12-го энергетических классов.

Ил. 4. Табл. 1. Библ. 22 назв.

Комплекс долговременных предвестников сильных землетрясений на Душанбинском геофизическом полигоне. Маламуд А.С., Соболева О.В., Старков В.И. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Рассмотрен непрерывный ряд наблюдений за 10–17 лет на территории Душанбинского геофизического полигона и в районе строительства Рогунской ГЭС за следующими параметрами: скорость деформации земной поверхности, соотношение числа очагов с различной ориентацией подвижек, длительность сейсмических колебаний и активность слабых землетрясений. Наблюдались характерные изменения перед сильными достаточно удаленными землетрясениями. Отмечена неравномерность амплитуды изменений наблюдаемых параметров по территории полигона.

Ил. 7. Библ. 16 назв.

Временной ход v_p/v_s в районе Нурекской ГЭС. Кулагина М.Е., Николасов А.В. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Изучение временного хода отношения v_P/v_S по местным землетрясениям в районе Нурекской ГЭС показало, что вероятность предсказания землетрясений $K=11 \pm 13$ увеличивается с ростом класса. Землетрясения 12-го класса в юго-западной части района, происшедшие после 1973 г., не предваряются аномалиями и могут классифицироваться как спровоцированные водохранилищем.

Ил. 4. Библ. 14 назв.

УДК 550.34

Особенности в проявлении эффекта группирования в районах возникновения сильных землетрясений Байкальской рифтовой зоны. *Боровик Н.С., Кочетков В.И.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Предпринята попытка дополнить параметры сильных землетрясений характеристиками среды, где располагается очаг. Прочностные характеристики среды, в первом приближении, можно получить, используя наблюдения над слабыми землетрясениями, в частности над групповыми событиями. Были использованы наблюдения над сильными землетрясениями с $K \geq 12$, отмеченными за период 1965—1975 гг., и за этот же период для всей рифтовой зоны построена карта пространственного распределения групповых событий. Сопоставление особенностей в распределении по площади сильных землетрясений и данных о группируемости показывает, что очаги сильных землетрясений приурочены к определенным районам Байкальской рифтовой зоны.

Ил. 1. Библ. 5 назв.

УДК 550.34:550.3+550.343

Об опыте прогнозирования времени сильных землетрясений и о зависимости времени и силы землетрясений от атмосферных процессов. *Сытинский А.Д.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Исследуется корреляционная связь между солнечной активностью, характеризваемой числами Вольфа, и глобальной сейсмичностью. Приводятся данные, свидетельствующие в пользу существования такой связи. Предполагается, что эта связь осуществляется через атмосферные процессы.

Ил. 6. Библ. 12 назв.

УДК 550.34.016.

Лабораторные исследования по физике очага землетрясения. *Шамина О.Г., Будников В.А., Виноградов С.Д., Воларович М.П., Томашевская И.С.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Рассматриваются результаты лабораторных работ по проблеме физики очага. Выделены главные направления исследований. Главное внимание уделено работам, проводившимся в последнее десятилетие в Институте физики Земли АН СССР на образцах горных пород и модельных материалов различными методами.

Ил. 8. Библ. 37 назв.

УДК 551.24.035+550.34.016+551.24.02

Изучение локального поля напряжений аналога очаговой зоны (результаты моделирования). *Осокина Д.Н., Мячкин В.И., Игамназаров Т.И., Смирнов Л.А.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

В плоских упругих моделях из низкомодульного оптически-чувствительного материала, находящихся в условиях однородного одноос-

ного сжатия, путем нанесения множества мелких плоских разрезов с трением создавалась эллипсообразная область, имитирующая зону усиленного трещинообразования или очаговую зону. Показано, что создание такой области вызывает существенную перестройку исходного поля напряжений как внутри этой области, так и в ее окрестностях. Исследовано изменение локального поля напряжений внутри и в окрестностях зоны с нарушениями при увеличении числа мелких разрезов и их длины, а также при создании в этой зоне крупного разреза, имитирующего магистральный разрыв.

Ил. 5. Библ. 15 назв.

УДК 622.83

Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А., Савельев В.Н., Султанов У.С. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Исследована кинетика накопления трещин в твердых телах при различных режимах нагружения. Выявлены предельные концентрации трещин, при которых стадия накопления стабильных трещин переходит в лавинообразное макроскопическое разрушение. Проведен статистический анализ укрупнения трещин при достижении предельных концентраций стабильных трещин. Приведены экспериментальные данные локализации процесса разрушения. Показано влияние вида напряженного состояния на кинетику разрушения и его локализацию.

Ил. 5. Библ. 8 назв.

УДК 550.34.016

Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях. Соболев Г.А. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

В результате лабораторных экспериментов, выполненных на установках высокого давления большой жесткости с использованием современных методов контроля за внутренним состоянием образцов, были установлены три закономерности, имеющие ключевое значение для проблемы поисков предвестников и прогноза землетрясений. Во-первых, это развитие эшелонированных систем трещин, предшествующих образованию макроразрыва. Во-вторых, постепенная концентрация квазипластической деформации и трещинообразования в месте будущего макроразрыва. Наконец, бухтообразное изменение скоростей продольных и поперечных упругих волн и их отношения перед макроразрушением образцов горных пород.

Показана зависимость предвестников от дисперсности материала, скорости деформирования и содержания внутрипоровой жидкости.

Перечислены задачи дальнейших исследований.

Ил. 6. Библ. 24 назв.

УДК 550.34.016

Исследование процесса микротрещинообразования в образцах высокопластичной горной породы. Соболев Г.А., Кольцов А.В. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

С помощью сканирующей электронной микроскопии изучен процесс развития микротрещин в образцах пироксилита в условиях двухосного сжатия. Изучена иерархия трещин, насчитывающая четыре порядка. Показано, что характерный размер трещин в этой иерархии меняется ступенчато. По мере увеличения среднего размера трещин наблюдается все

большая упорядоченность их ориентировки и распределения в пространстве. Впереди кончика макротрещин формируется эшелон трещин на порядок меньшего масштаба, а также зона, содержащая большое количество еще на порядок меньших трещин, вытянутых вдоль зоны и близпараллельных макротрещине.

Ил. 5. Библ. 7 назв.

УДК 550.34+539.4

Формирование структур при разрушении горных пород. Гольдштейн Р.В., Осипенко Н.М. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Рассматривается среда, обладающая определенным уровнем структуры, которая может быть охарактеризована своими представительными элементами. Анализируются условия локализации процессов деформации и разрушения структурных элементов при внешнем воздействии, приводящие к формированию структуры следующего (более крупного) масштаба. Обсуждаются некоторые общие закономерности, присущие этому процессу. В качестве примера структурного перехода рассматривается образование элементарной системы трещин в пористой среде.

Ил. 2. Библ. 22 назв.

УДК 550.348.098.2

Обзор теорий подготовки землетрясений. Зубков С.И., Гаоздеев А.А., Костров Б.В. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Дается краткий обзор теорий подготовки коровых землетрясений по работам советских и зарубежных исследователей за 1971—1976 гг. Проводится анализ физических основ этих теорий. Показаны их достоинства и недостатки, намечены некоторые пути дальнейшего совершенствования теорий подготовки землетрясений.

Ил. 1. Библ. 7 назв.

УДК 550.34.016

Исследования процессов разрушения и скольжения по готовым разломам. Мячкин В.И., Воевода О.Д. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Дается обзор результатов совместных советско-американских исследований по физике очага землетрясений. Исследованы вопросы развития трещиноватости, деформаций и скоростей упругих волн в моделях разрыва с зоной дробления и без нее при условиях внезапного сдвига, имитирующего землетрясение, и при стабильном скольжении типа крипа. Проводится обсуждение влияния разных типов и величины нагружения на изучаемые процессы.

Ил. 3. Библ. 9 назв.

УДК 622.011:4

О прогностической изменчивости скоростей сейсмических волн с точки зрения механики. Ержанов Ж.С., Мамонтов Г.Н. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Используется решение задачи о сжатии упругой плоскости с двоякопериодической системой физических щелей для моделирования сложной толщи породного массива. Исследуются скорости упругих волн в приведенной трансверсально-изотропной среде, упругие модели которой зависят от расстояния между щелями и длины контакта их берегов. Проведен численный анализ в безразмерных переменных.

Ил. 3. Библ. 7 назв.

Физическая природа разрыва и изучение сейсмических волн. *Виноградов С.Д., Кузнецова К.И., Москвина А.Г., Штейнберг В.В.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Лабораторные исследования показали, что условия на берегах разрыва (неоднородность сил сцепления) влияют на форму импульса, его частотный спектр, а также на соотношение между энергией и сейсмическим моментом. Сопоставление с сейсмологическим материалом показало возможность его интерпретации с этой точки зрения. Рассмотрена возможность оценки линейных размеров разрыва по угловой частоте спектра продольных волн.

Ил. 7. Табл. 2. Библ. 29 назв.

Кинематика и динамика процесса развития сейсмического очага в статическом поле напряжений Земли. *Введенская А.В., Голубева Н.В.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Исследование механизма развития очагов землетрясений с $M \geq 7,5$ показало, что разрушение в очагах развивается на площадях, которые согласно условию минимума потенциальной энергии приближаются по форме к кругу. В каждом случае вспарывание протекает прерывно. Проявляются два разделенных во времени процесса, неравноценных по плотности освобождающейся энергии: процесс, протекающий практически мгновенно в пределах ограниченной плоской площадки (включения) в форме круга, и процесс распространения разрыва в окружающем ее кольце, который возникает на контуре включения с некоторым запаздыванием в условиях концентрации напряжений и протекает с конечной скоростью при повышенном значении плотности освобождающейся энергии.

Приведены предельные возможные значения и зависимость скорости вспарывания в области кольца от размеров области включения. Показаны возможные вариации продолжительности процесса и конечного радиуса очага при данной магнитуде землетрясения. Предельное нарастание сил и момента отмечается для случаев, сопровождающихся повторным равноценным землетрясением в том же районе в течение ограниченного времени.

Ил. 4. Библ. 6 назв.

Исследование колебаний, генерируемых в моделях при сдвиговом разрушении. *Лятхер В.М., Капцан А.Д., Макаров А.Р.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

На моделях из искусственных материалов исследовалась зависимость спектров колебаний от прочности и неровностей поверхности сместителя при сдвиговом разрушении, а также при подвижках слоев благодаря изменению порового давления между ними. Выделены два участка колебаний, из которых первый связан с ростом магистральной трещины, а второй — со скольжением одного отчлененного блока по другому. Для каждого из участков получены константы подобия.

Ил. 5. Табл. 3. Библ. 19 назв.

Модель процесса землетрясения. *Мишин С.В.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Причины сейсмической активности связываются с неоднородностью распределения масс горных пород в поле тяготения. Рассмотрено пред-

ставление о землетрясении как результате перемещения крупного блока относительно неподвижной среды. Сделаны оценки скорости и длительности процесса перемещения. Энергия движения блока передается среде в виде ударов с сохранением импульса.

Библ. 9 назв.

УДК 550.34:55+550.343.

Геологические условия очаговых зон сильных землетрясений. *Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шэппо В.Н.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Рассматриваются основные направления использования геологической информации при изучении очаговых зон землетрясений. Одно из них — исследование геологических условий в зонах происшедших крупных землетрясений, таких как Черногорское 28 июля 1976 г. и Фриульские 6 мая и 15 сентября 1976 г. в альпийской складчатой области. Второе направление — прогнозирование мест возникновения крупных очаговых зон с использованием геологических данных. Рассматриваются различные методы прогноза (традиционные, формальные) и обсуждаются результаты их применения на примере различных регионов области альпийской складчатости (Кавказ, Крым, Карпаты, Альпы).

Ил. 6. Библ. 21 назв.

УДК 551.24.035+550.34.016+551.24.02

Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Рассматривается методика поляризационно-оптического моделирования локальных полей напряжений в окрестностях нарушений с сомкнутыми берегами и с трением, имитирующих тектонические разрывы. Проводится изучение общих закономерностей формирования этих полей и изучение локальных полей для конкретных систем разрывов.

Для случая исходного поля одноосного сжатия построены схемы распределения напряжений $T_{\max}$ и траекторий главных напряжений двумерного поля около плоского разрыва (аналога магистрального разрыва в очаге) при различной ориентации разрыва и различном характере контакта между берегами.

Рассмотрено трехмерное локальное поле напряжений в окрестностях плоского разрыва с трением (частный случай). Исследованы ориентации осей напряжений этого трехмерного поля в окрестностях разрыва. Получены схемы расположения ожидаемых вторичных нарушений в другом массиве около разрыва для различных типов исходного поля напряжений. Установлено, что вблизи концов разрыва возможно существование шести типов локального поля и шести типов вторичных нарушений. Результаты моделирования позволяют объяснить существование в земной коре полей напряжений нескольких структурных уровней и показывают необходимость разделять смещения и землетрясения в зонах разломов на два генетически различных типа.

Ил. 5. Библ. 30 назв.

УДК 550.3+550.348.098.2

Геофизическая характеристика очаговых зон. *Егоркина Г.В., Красноцветова Г.В., Щукин Ю.К.* — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Рассмотрен комплекс геофизических данных о глубинном строении крупных очаговых зон юга СССР. К числу информативных признаков, качественно характеризующих неоднородности вещественного состава

и внутреннего строения земной коры очаговых зон, можно отнести наличие резких гравитационных ступеней, смену знака поля, наличие областей с различным простираем осей крупных аномальных зон, резкое ослабление записей сейсмических волн и т.д. На примере Кавказа показана приуроченность очаговых зон к блокам с аномальным латеральным и вертикальным распределением скоростей упругих волн и появление их вблизи зон глубинных разломов.

Ил. 7. Библ. 10 назв.

УДК 50.348.098.2

Изучение условий в очаговых зонах по сейсмической коде. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Исследованы записи сейсмической коды и прямых волн аппаратурой ЧИСС. Показано, что обобщенные огибающие коды расчленяются на отдельные ветви, возникшие, предположительно, в разных слоях Земли: осадочной толще, литосфере, мантии. Сделаны оценки добротности и сейсмической мутности для каждого из слоев путем привлечения простых моделей рассеяния: однократного и диффузионного.

Установлено, что при больших временах форма огибающих коды устойчиво сохраняется при перемещении гипоцентров и пунктов наблюдения в пределах сравнительно большого региона. При малых временах (до 30 с) от очень близких источников (до 15 км) кода чувствительна к изменению свойств среды внутри сравнительно небольших участков района. Это позволяет надеяться на возможность выявления изменений мутности во времени в связи с подготовкой сильных землетрясений, если эта подготовка состоит в развитии процесса трещинообразования в зоне будущего очага сильного землетрясения.

Найдена переходная функция от спектра коды к спектру очагового излучения $M(f)$, нормированному в низкочастотной части к сейсмическому моменту. Прделано определение очаговых спектров многих землетрясений с магнитудами от 2 до 7. Обнаружены большие и устойчивые различия спектров в зависимости от расположения очага в той или иной зоне. Они соответствуют изменениям угловых частот в 4–5 раз и интенсивности в области высокочастотного склона в 20–40 раз. Эти различия рекомендуется учитывать при сейсмическом районировании путем прогнозирования типовых спектров и типовых акселерограмм для каждой зоны.

Ил. 15. Табл. 5. Библ. 43 назв.

УДК 550.

Очаговые зоны землетрясений Кавказа. Варзанашивили О.Ш. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Сделана попытка дифференциации областей возможного возникновения землетрясений разной магнитуды для территории Кавказа. Используются приемы, основанные на представлениях о трехмерности очага и очаговой зоны, и проводится их сопоставление с объемными структурами.

Ил: 3. Табл. 1. Библ. 10 назв.

УДК 550.34–551.243

Некоторые геологические данные о механизме роста разрывов в их связи с землетрясениями. Рац М.В. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены геологические проявления основных этапов разрушения горных пород: равномерного растрескивания, сгущения и слияния трещин, роста магистрального разрыва в связи с их известными сейсмологическими проявлениями. Вскрыта связь между статистическими закономерностями пространственного распределения трещин и деформациями земной коры при землетрясениях. Изложен геологический аналог теории очага землетрясения в виде лавинно-неустойчивого трещинообразования, и на этой основе изучены корреляционные связи параметров разрывов с магнитудой и интенсивностью землетрясений.

Ил. 2. Табл. 2. Библ. 28 назв.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Утверждено к печати
Межведомственным советом по сейсмологии
и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР*

Редакторы

Т.С. Барина, Т.С. Смирнова

Художественный редактор

Т.П. Поленова

Технический редактор

Л.А. Куликова

ИБ № 16301

Подписано к печати 13.02.80. Т-04142

Формат 60 × 90/16. Бумага офс. № 1

Печать офсетная

Усл.печ.л. 17,8 + 0,1 вкл. Уч.-изд.л. 20,4

Тираж 1150. экз. Тип. зак. 951

Цена 3р.10к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 10 к.

3195