

Главная задача состоит в том, чтобы каждый раз была установлена не только пространственная, но и генетическая связь таких аномалий. Не менее важная и, вероятно, более трудная задача — отнесение выявленных аномальных зон к тем или иным слоям литосферы, т. е. определение глубины их заложения. В настоящее время эта задача в отдельных случаях решается геохимическим путем, с помощью минералов и элементов-индикаторов глубинности.

Чаще прибегают к помощи геофизических данных. В таких случаях может быть оценен и возраст, по крайней мере, активность тех глубинных неоднородностей, с которыми связаны те или иные геофизические аномалии.

И наконец, в случае отсутствия или недостатка геохимических и геофизических данных некоторые качественные оценки глубины заложения рассматриваемых деформаций можно получить исходя из соотношения их с другими известными элементами региональной и панрегиональной структуры разного порядка и разного генетического содержания и кинематического значения. Так, например, субмеридиональные скрытые глубинные деформации Центральных Кызылкумов представляют, очевидно, звенья трансконтинентальной системы дислокаций, известных под названием Урало-Оманского линеамента и имеющих, также очевидно, мантийное заложение.

В целом, отражаясь в той или иной мере и форме на земной поверхности, глубинные деформации в значительной мере определяют характерный перекрестный рисунок ее структурного плана. Основа его — одновременное развитие форм разных направлений, но по простиранию, в разрезе литосферы и во времени активность и тип тектонических движений и деформаций, а также связанных с ними процессов и явлений непостоянны.

Изучение активных глубинных дислокаций показывает, что взаимодействие литосферных плит и блоков и процессы структурного и вещественного преобразования в разных сегментах и на разных глубинных уровнях литосферы новейших подвижных поясов реализуется по-разному. Это приводит к структурно-динамической дисгармонии и автономии развития разных слоев литосферы и в целом к ее слоисто-блоковой структуре.

УДК 551.24+550.34

*С.И. Шерман*

## **РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ, ТИПЫ ДЕСТРУКТИВНЫХ ЗОН И СЕЙСМИЧНОСТЬ**

В очаге землетрясения происходят сложные процессы, среди которых определяющее место принадлежит механическим. Существует тесная связь подавляющей части сейсмических явлений с механическим разрушением среды. Разломная модель очага землетрясения к настоящему времени получила окончательное признание [Мячкин, 1978; Физика..., 1975; Физические..., 1980]. Землетрясения являются результатом смещения блоков коры по граничной разломной зоне или начала разрушения отдельного бло-

ка. Сейсмический процесс в целом отражает мега- и макроразрушение литосферы. В то же время изучение сейсмичности в основном базируется на закономерностях сейсмического режима и исследовании механизмов очагов землетрясений, а физика очага опирается на законы развития дислокации [Костров, 1975]. При таком подходе геотектоническая ситуация выступает общим фоном, на котором физические расчеты затушевывают генетическую сторону явления. В частности, практически не акцентируется внимание на генетической природе разломов (иначе трещин) и их морфологогенетическом отличии друг от друга, механизме образования, масштабе проявления, а также скорости движения межразломных блоков, определяющих в целом существование сейсмических зон в литосфере.

В статье рассмотрены некоторые вопросы сейсмичности через призму полевого и экспериментального изучения разломообразования в литосфере.

Мега-(межплитные разломы) и макро-(внутриплитные разломы) разрушение литосферы происходит в районах с активным режимом геотектонического развития. При этом мегаразрушение литосферы типично для границ литосферных плит, макро-, как правило, — для внутриплитных территорий.

Характер деструкции во многом зависит от способа и скорости приложения нагрузки, а они, в свою очередь, определяют тип межплитной границы или разломной зоны. Ширина этих зон и границ с геологической точки зрения и определяет область, с геотектоническим режимом которой связана сейсмическая активность и в границах которой накапливаются напряжения. Размеры деструктивных областей (иными словами генеральных разломов и зон их динамического влияния) и условия их образования (сжатие, растяжение, срез и т.д.) контролируют верхний предел потенциальной магнитуды землетрясений. Таким образом, при изучении сейсмичности под таким углом зрения задача сводится к анализу факторов, влияющих на механизм образования и ширину деструктивных зон литосферы.

Мегадеструктивные сейсмоактивные зоны по механизму образования и способу приложения тектонических сил (нагрузки) делятся на три главных типа, отличающихся режимом геодинамического развития.

Тип 1. Образованные при растяжении, спрединге плит. Геологически им соответствует система грабенов, образующих рифтовые зоны.

Тип 2. Образованные при сжатии (субдукции или обдукции) плит. Геологически им соответствуют океанические дуги (зоны Заварицкого—Беньофа—Вадатти) или внутриконтинентальные горные системы типа Средиземноморско-Гималайского пояса и сопровождающие их шарьяжные и надвиговые зоны.

Тип 3. Образованные при скольжении (сдвигении, или срезе) плит друг относительно друга. Геологически им соответствуют зоны трансформных разломов на океанической или континентальной коре.

С выделенными деструктивными зонами литосферы связаны три типа сейсмических поясов, отличающихся друг от друга потенциальной магнитудой землетрясений, средней глубиной очагов и другими параметрами сейсмичности. Наиболее сильные и глубокофокусные землетрясения характерны для деструктивных областей второго типа, а относительно слабая сейсмичность — для рифтовых систем. Зоны трансформных разломов контролируют в целом промежуточные по энергии сейсмические процессы.

Макродеструктивные зоны по механизму образования и способу приложения нагрузки делятся на такие же три типа, которые формируются внутри плит. Зоны могут быть представлены зарождающимися или находящимися на ранней стадии развития континентальными рифтовыми системами (1-й тип); крупными сдвигами в континентальной литосфере, например разлом Сан-Андреас (3-й тип), или генеральными взбросо-надвиговыми разломами внутри плит (2-й тип). Как правило, в последнем случае генеральные разломы генетически связаны с зоной мегадеструкции и расчленяют континентальную кору на более мелкие блоки (район Кавказа, Карпат). С региональными и локальными разломами генерация сильных землетрясений практически не связана. И в рассматриваемых случаях макроразрушения коры и литосферы сейсмический потенциал существенно зависит от способа образования деструктивных зон, т.е. от ориентировки внутриплитного поля напряжений (сжатие, растяжение и т.д.), а также от геологической структуры субстрата.

Анализ сейсмоактивных районов с различными режимами геодинамического развития дает богатый, но неоднозначный, материал для оценки влияния структурных факторов на сейсмический потенциал [Чекунов, Кучма, 1979; Sykes, 1978; Chi-Tung et al., 1979; Вебер и др., 1982]. Установливается, что значимость одних и тех же структурных факторов и состава пород субстрата в значительной степени изменяются в зависимости от геотектонического режима развития сеймотектонической зоны. Более того, в период развития одного режима, когда механизм нагружения остается неизменным, а изменяются стадии относительной деформации и разрушения, меняется и сейсмический режим. В разрабатываемых сегодня теоретических основах сейсмического процесса не всегда принимается это во внимание.

Какие же параметры геотектонического режима и геологической среды служат ведущими факторами, определяющими развитие деструктивных зон?

Прямыми геологическими методами исследования и режимными сейсмическими наблюдениями ответить на поставленные вопросы чрезвычайно трудно из-за громадной длительности (от десятков тысяч до десятков миллионов лет) относительно постоянных геотектонических режимов в конкретных регионах. Только лабораторные эксперименты могут позволить в "ускоренном темпе" смоделировать образование деструктивной зоны и выделить те особенности ее развития на отдельных временных этапах, которые связаны с перестройкой внутренней структуры, выделением упругой энергии и локализацией мест концентрации напряжений. Кроме того, лабораторные эксперименты допускают изменение способа приложения нагрузки (тектонических сил) и, следовательно, изучение динамики формирования деструктивных зон, соответствующих различным геотектоническим режимам.

Рассмотрим результаты экспериментов, поставленных для предварительной оценки масштабов влияния различных факторов на развитие деструктивной зоны и сейсмический процесс. Эксперименты были проведены в лаборатории тектонофизики Института земной коры Сибирского отделения Академии наук СССР С.И. Шерманом, С.А. Борняковым, В.Ю. Буддо и В.А. Трусковым [Шерман и др., 1983; Трусков, Шерман, 1984].

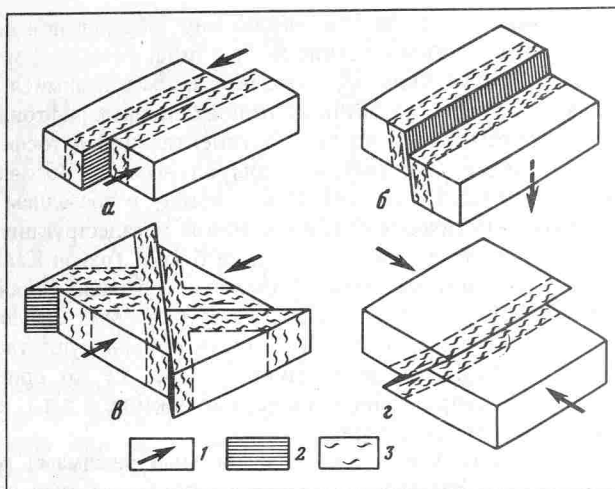


Рис. 1. Морфолого-генетические типы генеральных разломов и области их активного динамического влияния (деструктивных зон)

*а* — срез; *б* — сдвиг; *в* — сброс; *г* — надвиг, взброс. 1 — направление действия нагрузки; 2 — плоскость сместителя; 3 — область активного динамического влияния, равная по ширине зоне подготовки очага землетрясения

Принимая во внимание, что деструктивные зоны земной коры и литосферы (межплитные и внутриплитные генеральные разломы) развиваются по законам деформирования упруго-вязкого или упруго-вязко-пластичного тела [Шерман, 1977; Шерман и др., 1984; Yamamoto et al., 1983], и исходя из требований условий подобия, во всех экспериментах в качестве модельного материала использовалась бурая глина, вязкость которой варьировала от  $10^4$  до  $19^8$  Па·с. Подобие определялось критерием Рейнольдса, записанным в несколько измененной от привычного стандарта форме [Шерман, 1984]:

$$\eta/\rho g L T = \text{idem},$$

где  $\eta$  — вязкость материала;  $\rho$  — плотность материала;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $L$  — линейные размеры;  $T$  — время.

Необходимо заметить, что уравнение можно использовать для моделирования стадии подготовки землетрясения или долговременного сейсмического процесса (как сейсмического течения масс) в целом. Собственно сейсмический акт оно характеризовать не может, так как совершенно не учитывает упругие свойства деформируемой среды.

Эксперименты позволили установить, что ширина деструктивных зон непостоянна (рис. 1, 2) и зависит от способа нагружения модели, толщины слоя, вязкости материала, скорости деформирования [Шерман и др., 1983]. Это говорит о том, что разные деструктивные зоны (разломы и области их динамического влияния), формирующиеся даже в слоях одинаковой мощности, будут иметь неодинаковые размеры площадей и объемов, в пределах которых потенциально возможно возникновение очагов землетрясений. Существующие физико-математические модели очагов такой дифференциации трещин не учитывают [Aki, 1979].

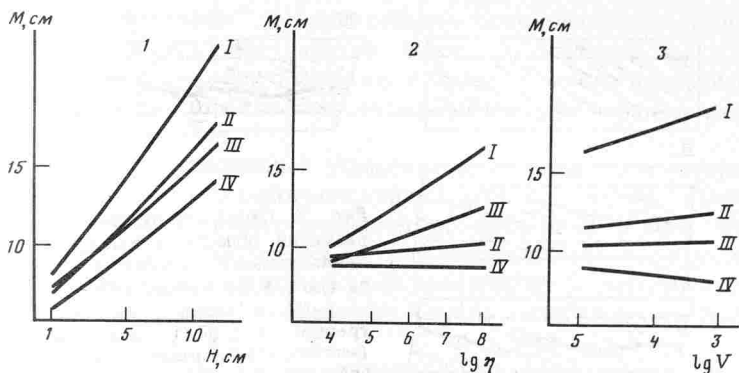


Рис. 2. Влияние толщины модели  $H$  (1), ее динамической вязкости  $\eta$ , в Па · с (2), скорости деформирования  $V$ , в м/с (3) на ширину  $M$  области активного динамического влияния срезов (I), надвигов (II), сбросов (III) и сдвигов (IV)

Другие графики (рис. 2) отражают изменения размеров областей влияния разломов в зависимости от вязкости и скорости деформирования. Видно, что с увеличением этих параметров ширина областей влияния всех разломов, за исключением сдвигов, возрастает. В табл. 1 приведены уравнения множественной регрессии, показывающие величину вклада каждого из факторов в параметр, определяющий ширину деструктивных зон.

Полученные результаты позволяют говорить, что в зависимости от способа нагружения (тип деструктивной зоны), скорости деформирования (ведущая составляющая геотектонического режима), вязкости среды и ее толщины (состав, свойства и мощность слоя субстрата) изменяется ши-

Таблица 1

Уравнения множественной регрессии, описывающие ширину областей активного динамического влияния разломов различных морфолого-генетических типов [Шерман и др., 1983]

Морфолого-генетический тип разломов	Тип деструктивной зоны	Ширина области активного динамического влияния разломов $M$ (в м)	Коэффициент множественной корреляции
Сдвиги, образуемые при деформации среза	III	$M = 1,4533H + 0,0088 \lg \eta + 0,0090 \lg V - 0,0088$	0,98
Сдвиги, образуемые при деформации сжатия	II	$M = 0,97H + 0,00002 \lg \eta - 0,0047 \lg V - 0,0287$	0,89
Сбросы	I	$M = 0,9404H + 0,0041 \lg \eta + 0,0025 \lg V - 0,0037$	0,99
Надвиги	II	$M = 1,0967H + 0,0087 \lg \eta + 0,0037 \lg V - 0,0327$	0,89

Примечание.  $M$  — ширина области активного динамического влияния разломов (в м);  $H$  — толщина модели (в м);  $\eta$  — вязкость модельного материала (в Па · с);  $V$  — скорость деформирования (в м/с).

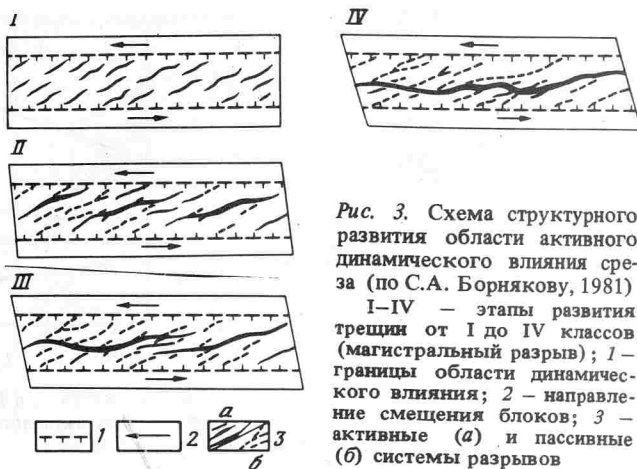


Рис. 3. Схема структурного развития области активного динамического влияния среза (по С.А. Борнякову, 1981)

I-IV - этапы развития трещины от I до IV классов (магистральный разрыв); 1 - границы области динамического влияния; 2 - направление смещения блоков; 3 - активные (а) и пассивные (б) системы разрывов

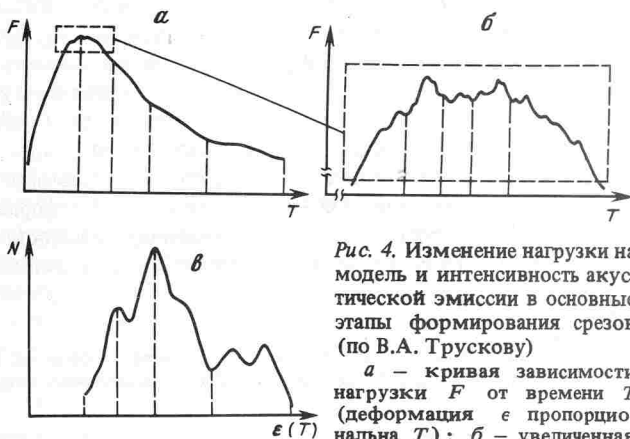


Рис. 4. Изменение нагрузки на модель и интенсивность акустической эмиссии в основных этапах формирования срезов (по В.А. Трускову)

а - кривая зависимости нагрузки  $F$  от времени  $T$  (деформация  $\epsilon$  пропорциональна  $T$ ); б - увеличенная часть кривой графика а, соответствующая длительности формирования четырех рангов трещин в пределах области активного динамического влияния среза; всплески акустической эмиссии соответствуют ранговым перестройкам; в - аппроксимирующая кривая распределения плотности импульсов акустической эмиссии  $N$

часть кривой графика а, соответствующая длительности формирования четырех рангов трещин в пределах области активного динамического влияния среза; всплески акустической эмиссии соответствуют ранговым перестройкам; в - аппроксимирующая кривая распределения плотности импульсов акустической эмиссии  $N$

рина и объем деструктивной зоны, в которой происходит накопление и разрядка напряжений.

В процессе моделирования выявлено, что развитие внутренней структуры деструктивных зон независимо от их типа имеет общую закономерную направленность. Внутренняя структура, т.е. серия трещин различных систем и длин, развивается поэтапно от множества непротяженных трещин первого класса через структурные перестройки к единому магистральному разрыву - деструктивной зоне [Борняков, 1981]. После каждой перестройки преимущество роста остается за системой (или системами), образует минимальный угол с направлением будущего магистрального разрыва (рис. 3). Перестройки заключаются в том, что каждая система трещин

испытывает "разряжение" и одновременно удлинение. Перестройки сопровождаются выделением упругой энергии и скачками напряжений. Последние свидетельствуют о переходе системы из одного положения равновесия к другому, отражая равномерно-прерывистый характер разрушения упруго-вязкого тела.

В.А. Трусков на специальной установке изучил изменение нагрузки на модели из упруго-вязко-пластичной глины в период перестроек внутренней структуры области активного динамического влияния разломов. Графики (рис. 4) "нагрузка—деформация" в сопоставлении с визуальными наблюдениями эволюции деструктивной зоны показали, что колебания нагрузки при постоянной скорости деформации хорошо согласуются со стадиями перестроек и развития зоны.

Параллельно была изучена акустическая эмиссия, сопровождающая эти процессы. В экспериментальной тектонике метод акустической эмиссии часто применяется при моделировании очага землетрясения, когда в основном исследуются закономерности разрушения твердых хрупких тел [Шамина, 1981]. В то же время для моделирования деструктивных зон литосферы, развивающихся длительное время, согласно критериям подобия лучше использовать упруго-вязко-пластичное вещество. В.А. Трусков в качестве модельного материала использовал глину с вязкостью  $10^5$  Па · с. Было сделано предположение, что акустическая эмиссия при разрушении такой модели отражает основные черты сейсмического процесса, возникающего и связанного с разломообразованием в литосфере, а отдельный импульс — это излучение от сдвиговой трещины [Райс, 1982]. Отмечается соответствие аппроксимирующей кривой распределения плотности импульсов акустической эмиссии, излучаемых формирующимся разломом, со стадиями его развития, отраженными характерными изменениями кривой нагрузки (рис. 4). Следовательно, по данным акустической эмиссии мы можем судить о степени сейсмической активности деструктивных зон на различных этапах развития [Трусков, Шерман, 1984]. Характерно, что перед перестройками, перед каждым новым актом роста более крупных трещин за счет приостановки роста мелких отмечается относительное акустическое затишье. На это явление указывали и другие авторы [Виноградов, 1980; Соболев и др., 1982].

Таким образом, подтверждается вывод о различном сейсмическом потенциале деструктивных зон разных морфолого-генетических типов, расположенных в районах с разным режимом геотектонического развития и находящихся на разной стадии своего формирования.

Анализ распределения импульсов акустической эмиссии по амплитудам показал, что процессу трения "берегов" уже сформированной деструктивной зоны, так же как и другим, предшествующим этапам формирования зоны, свойственно излучение сильных акустических импульсов, несмотря на общее снижение акустического фона [Трусков, Шерман, 1984]. На первый взгляд казалось более естественным предположить, что сформированная деструктивная зона не способна генерировать сигналы больших величин. Эксперимент этого не подтвердил. Это означает, что хорошо развитые в природе крупные зоны разломов при активизации движений по ним способны генерировать землетрясения и представляют серьезную сейсмическую опасность.



Таблица 2

Параметры, определяющие основные этапы развития магистральных разрывов по экспериментальным данным (по С.А. Борнякову)

Тип разлома	Тип деструктивной зоны	Первые признаки разрывной деформации			
		$A$	$T$	$\epsilon_{\max}$	$\epsilon_{\min}$
Срез	III	21	42	0,12	0,09
Сдвиг	II	24	47	0,12	0,15
Раздвиг	I	16	31	0,07	0,01
Надвиг	II	10	21	0,05	0,10
Сброс	I	9	18	0,08	0,03

$A$  — амплитуда перемещения штампа (в см);  $\epsilon_{\max}$  — относительная деформация удлинения;  $T$  — время (в мин);  $\epsilon_{\min}$  — относительная деформация укорочения.

Проведенные эксперименты дополнительно позволяют установить относительные деформации и скорости, при которых начинается сейсмический процесс. В табл. 2 даны характеристики относительных деформаций и время появления первых разрывов на модели. Наиболее "чувствительны" раздвиги, сбросы и надвиги, менее — срезы и сдвиги. Увеличение скорости деформаций существенно повышает "чувствительность" всех типов разрывных структур, т.е. время начала сейсмических явлений. Получено еще одно доказательство влияния способа приложения нагрузки на время начала сейсмического процесса.

Изложенное дает основание говорить о необходимости (при обсуждении бесспорных связей процессов разломообразования и сейсмичности и разработке моделей очагов) вводить в число важнейших параметров характеристику типа деструктивной зоны, условий ориентировки и приложения тектонических сил и скоростей (градиентов скоростей) движения коры и литосферы.

Иными словами, модель "разломообразование—сейсмический процесс" должна быть увязана с геотектоническим режимом развития сейсмической зоны.

В заключение следует отметить следующее.

1. Разломообразование в литосфере ведет к формированию трех принципиальных типов деструктивных зон, отличающихся режимом геотектонического развития и характеристикой сейсмичности. Тип деструктивной зоны зависит от способа приложения тектонических сил (нагрузки) и может быть связан с растяжением, сжатием или срезом (сдвигом) литосферных блоков. Деструктивные зоны имеют несколько стадий развития.

2. Сейсмический режим зависит от типа деструктивных зон и стадии их развития.

3. Экспериментально показано, что ширина деструктивных зон контролируется толщиной деформируемого слоя модели, вязкостью модельного материала и скоростью деформирования. В зависимости от способа приложения нагрузки степень влияния указанных параметров несущественно изменяется. Выявлены четыре основные стадии в развитии магистраль-



Локальные разрывы		Региональные разрывы		Генеральные разрывы		Магистральные разрывы	
А	Т	А	Т	А	Т	А	Т
25	49	28	56	31	62	53	106
28	56	32	65	37	75	60	120
24	48	28	56	30	61	37	74
16	33	20	41	23	47	30	60
14	28	18	36	21	42	26	52

ных трещин (деструктивных зон) на модели. Показана связь и степень изменения акустической эмиссии со стадиями формирования магистральных трещин. Экспериментально установлены относительные деформации и скорости, при которых начинается сейсмический процесс.

4. Тип деструктивной зоны, условия ориентировки и приложения тектонических сил, а также скорости (градиенты скоростей) движений коры и литосферы — важнейшие параметры, которые необходимо учитывать при разработке моделей очагов землетрясений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруго-вязкой модели. — В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 26–44.
- Вебер Г., Горшков А.И., Ранцман Е.Я. Морфоструктурные линеаменты и сильные землетрясения Западных Альп. — В кн.: Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982, вып. 14, с. 67–73.
- Виноградов С.Д. Об изменениях сейсмического режима при подготовке разрушения. — В кн.: Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 169–178.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
- Соболев Г.А., Семерчан А.А., Салов Б.Г. и др. Предвестники разрушения большого образца горной породы. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 8, с. 29–43.
- Трусков В.А., Буддо В.Ю. Экспериментальное исследование стадийности процесса образования среза. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 65–67.
- Трусков В.А., Шерман С.И. Применение метода акустической эмиссии при моделировании крупных разломов земной коры и литосферы. — В кн.: Акустическая эмиссия материалов и конструкций: 1-я Всесоюз. конф. Ростов н/Д, 1984, ч. 2; с. 168–169.
- Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. 283.
- Чекунев А.В., Кучма В.Г. Тектоническая раздробленность земной коры и сейсмическая активность (на примере Украины). — ДАН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1472–1473.

- Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. М.: Наука, 1981. 191 с.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
- Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия. — Геология и геофизика, 1984, № 3, с. 8–18.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 101 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. и др. Некоторые итоги моделирования образования сейсмоактивных разломов в упруго-вязкой среде. — В кн.: Прогнозные исследования сейсмичности в Сибири. Новосибирск: Наука, 1986.
- Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В. и др. Геология и сейсмичность БАМ: Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.
- Aki K. Evolution of quantitative models of earthquakes. — In: Fract. Mech. Proc. Symp. Appl., Math. Amer. Math. Soc. and Soc. Ind. and Appl. Math. New York City, 1978. — Providence, 1979, p. 43–58.
- Chi Tang T., Yu Ming Ch., Kwei Lin Hs., Fu Tian R. On the tectonic stress field in China and its relation to plate movement. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1979, vol. 18, N 4, p. 257–273.
- Sykes L.R. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1978, vol. 16, N 4, p. 621–688.
- Yamamoto K., Kuwahara Y., Hirasawa T. Dynamic Processes during Slip as an Earthquake fault model. — J. Seism. Soc. Jap., 1983, vol. 36, N 1, p. 53–62.

УДК 550.34.01.

Л.А. Коган, Г.А. Лебедев

## ПОЛЯ ПЛОТНОСТЕЙ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МАЛЫХ ЭНЕРГИЙ И ИХ СВЯЗЬ С БОЛЬШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Известно, что очаги сильных и разрушительных землетрясений, возникающие в пределах земной коры, распределены не хаотично, а сосредоточены в ее определенных участках — сейсмогенных швах — генераторах больших ( $M \geq 5,5$ ) землетрясений.

Р.В. Дубинина, Л.А. Коган и О.А. Романов [1973] предложили трассировать сейсмогенные швы с помощью линий максимальных плотностей эпицентров (ЛМПЭ) землетрясений малых энергий.

В настоящей работе излагается усовершенствованный алгоритм построения ЛМПЭ с помощью ЭВМ и на примере двух сейсмоактивных районов (Калифорния и Западный Тянь-Шань) доказывающаяся целесообразность их применения в качестве осевых линий сейсмогенных швов.

*Алгоритм построения ЛМПЭ.* На карту эпицентров землетрясений ( $M \leq 4$ ) исследуемого района с предварительно исключенными [Дубинина, Коган, 1975] форшоками и афтершоками больших землетрясений наносится сетка с трапецеидальными ячейками, размеры которых зависят от количества наблюдаемых землетрясений и масштаба карты. В каждой ячейке сетки ( $i = 1; 2; 3; \dots$  — номер строки,  $j = 1; 2; 3; \dots$  — номер столбца, на пересечении которых расположена ячейка) указывается число попавших туда эпицентров.