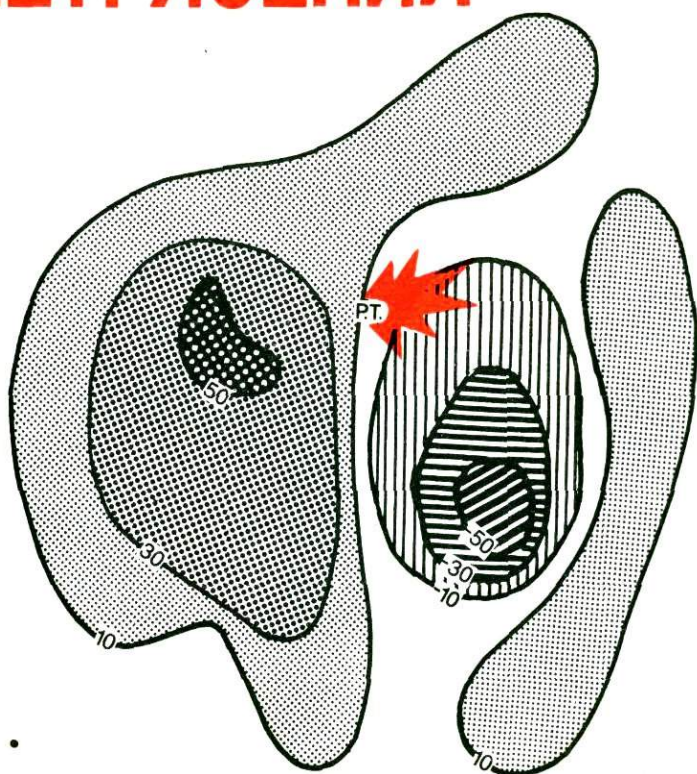


# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ В ФИЗИКЕ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

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

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ  
И  
ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ  
В ФИЗИКЕ  
ОЧАГА  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

5/62  
Ответственный редактор  
академик М.А. САДОВСКИЙ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ



МОСКВА "НАУКА" 1989

Экспериментальные и численные методы в физике очага землетрясения. — М.: Наука, 1989. 237 с. — ISBN 5-02-000668-8.

Сборник содержит материалы IV Всесоюзной научной сессии "Физика очага землетрясения", состоявшейся в декабре 1985 г. в Звенигороде. Представленные статьи посвящены результатам проводившихся в последние годы в СССР исследований физических процессов в очаге землетрясения методами полевых наблюдений, лабораторного эксперимента и теоретического анализа. Значительная часть статей содержит результаты изучения геофизической среды и геолого-тектонической обстановки в очаговых зонах. Сборник в целом отражает успехи, достигнутые советскими учеными в области физики очага и получившие признание в мировой геофизике.

Книга рассчитана на геофизиков, геологов и специалистов по изучению разрушения горных пород.

Рецензенты:

*С.Д. ВИНОГРАДОВ, А.И. САВИЧ*

Редакционная коллегия:

*О.Г. ШАЛИНА, Р.П. СОЛОВЬЕВА, Н.А. ЯКУШИНА*

The volume contains reports of the IV All-Union Scientific Session on Physics of the Earthquake Source that took place in Zvenigorod in December 1985. The presented papers treat of results of recent investigations of physical process in earthquake sources performed by methods of field observation, laboratory experiments, and theoretical analysis in the USSR. A considerable number of the papers includes results of studying the geophysical medium and geologic and tectonic conditions in source zones. The volume on the whole shows achievements of Soviet scientists in the field of physics of the source highly appreciated in the world geophysics.

The book is intended for geophysicists, geologists and specialists engaged in rock fracture studies.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Более 15 лет прошло с тех пор, как пристальное внимание сейсмологов было обращено на необходимость изучать физические процессы в очагах землетрясений. Основы этого направления в сейсмологической науке были сформулированы в вышедшей в 1975 г. в СССР книге "Физика очага землетрясения".

Новое направление стало быстро развиваться, поскольку феноменологическое описание сейсмических явлений не могло обеспечить дальнейшего прогресса в области оценки сейсмической опасности, прогноза землетрясений, динамики и строения земной коры тектонически активных районов.

Отражением успехов в этой области стали Всесоюзные научные сессии "Физические процессы в очагах землетрясений" и "Физика очага землетрясения", состоявшиеся по инициативе Института физики Земли АН СССР в Москве в 1977 и 1982 гг. Были проведены также две всесоюзные школы-семинара "Физические основы прогнозирования разрушения горных пород" в Боржоми – 1982 г. и на Иссык-Куле – 1985 г. В этих школах приняли активное участие, кроме сейсмологов, также физики, механики, горняки.

Новое направление вызвало большой интерес за рубежом. При активном участии советских ученых состоялись международные симпозиумы по физике очага землетрясения в Англии, США, ГДР, Франции, Чехословакии и СССР.

Какие же главные результаты достигнуты на сегодняшний день?

Специалисты в большинстве своем согласились с тем, что землетрясение есть следствие локальной потери устойчивости (разрушения) материала земных недр. Это определяет во многом его аналогию с горными ударами и даже разрушением образцов горных пород и других материалов в лабораторных условиях при длительном действии нагрузок. Независимость на качественном уровне процесса подготовки разрушения от масштаба явления позволила привлечь к описанию сейсмических явлений достижения механики разрушения, кинетической концепции прочности.

Выявлены основные стадии подготовки очага землетрясения, проявляющиеся в вариациях поля деформаций и таких сейсмологических параметров, как число и концентрация слабых землетрясений, механизмы их очагов, спектральный состав излучения, вариации параметров коды волн. На этой основе разработан ряд методик долгосрочного прогноза места, времени и магнитуды ожидаемого сейсмического события.

В то же время стало ясно, что на пути создания теории очага землетрясения стоят большие трудности. Основные модели подготовки землетрясе-

ний, такие, как модель лавинно-неустойчивого трещинообразования или дилатантно-диффузная, рассматривали статистически неоднородную среду, не анализируя специально условий на контактах блоков. Модель неустойчивого скольжения стик-слип, напротив, придавала исключительное значение трению на контактах, не рассматривая взаимодействие объемного и локального разрушения и иерархичности такого процесса.

Выяснилось также, что флуктуации многих физических полей, начиная с сейсмологических и деформационных, приписывались процессам в очаге без достаточных доказательств. Часто они являются отражением тектонического процесса, протекающего с переменной скоростью и охватывающего большую территорию. Выделить сигналы, идущие из очага, оказалось чрезвычайно трудной задачей с учетом плохо исследованного фона, вызванного действием метеорологических, космических и других факторов планетарного масштаба.

Особенно большие сложности существуют на пути решения проблемы краткосрочного прогноза землетрясений, поскольку не выяснен механизм появления краткосрочных предвестников и не найдены устойчивые закономерности в их форме, длительности и пространственном распределении. При этом оказался малопригодным долголетний опыт лабораторных работ, так как при отсутствии жестких или управляемых по ЭВМ установок высокого давления не исследовалась стадия развития неустойчивой деформации.

В итоге к сегодняшнему дню самой актуальной задачей работ в области физики очага землетрясения по-прежнему остается накопление экспериментальных фактов в натуральных условиях и при целенаправленном лабораторном моделировании.

Именно этим задачам посвящен настоящий сборник, в который вошли материалы ряда докладов, прочитанных на IV сессии "Физика очага землетрясения" (Звенигород, 1985 г.).

Сборник охватывает широкий круг вопросов – от описания геологических особенностей очаговых зон землетрясений до процессов генерации электромагнитных полей. Большое внимание уделено описанию сейсмического режима и его аналога в лабораторных условиях – акустической эмиссии. Выводы ряда работ дискуссионны.

В целом публикация сборника способствует лучшему пониманию физического процесса, ведущего к землетрясениям, горным ударам и другим динамическим явлениям, возникающим в напряженных горных породах и конструкциях.

# 1. ОЧАГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

УДК 550.343

М.А. САДОВСКИЙ

## БЛОЧНО-ИЕРАРХИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГОРНОЙ ПОРОДЫ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ЗАДАЧАХ СЕЙСМОЛОГИИ

Рождение блочно-иерархической модели горной породы не было связано с сейсмологией. Оно явилось следствием прямых опытных наблюдений таких свойств реальной горной породы, как дискретность и др. Хотя математического описания этой модели еще не существует, с ее помощью уже сейчас может быть предугадан ряд важных и подтверждаемых опытом свойств процессов, протекающих в веществе Земли. Одним из наиболее интересных является процесс деформирования и разрушения реальной горной породы при землетрясениях.

Далее будут приведены примеры использования блочно-иерархических представлений в некоторых задачах сейсмологии. В связи с этим полезно напомнить основные свойства блочно-иерархической модели горной породы. Первое из них связано с особенностями распределения отдельностей горной породы по размерам. Его изучение показало, что распределения по размерам полимодальны, что последовательность мод подчиняется зависимости, близкой к геометрической прогрессии с множителем  $\gamma$ , лежащим в пределах  $2 < \gamma \leq 5$ , причем величины мод и их отношения не зависят ни от физико-химических пород, ни от способа образования отдельностей (естественное образование отдельностей под влиянием природных воздействий, дробление взрывом, размол на мельницах и т.п.). Эта удивительная независимость от свойств среды и от способов образования отдельностей говорит о том, что процессы их образования вероятнее всего имеют общую природу.

Можно предположить, например, что в их основе лежит механизм переработки средой энергии, поступающей в нее извне. Характер распределений отдельностей виден на рис. 1 и 2, изображающих соответственно распределения по размерам геоблоков и мегаблоков [1] и распределение отдельностей при гранулометрическом анализе проб грунта в Забайкалье. Можно заметить, что при переходе от масштаба  $10^8$  см к  $10^2$  см характер распределения не меняется. Опыт показывает, что этот характер не меняется в диапазоне масштабов, достигающем 15 порядков величины. Трудно представить, что независимость от масштаба в столь огромном его диапазоне носит случайный характер. Невольно возникает вопрос: не распростра-

Т а б л и ц а 1

Уровни организации, циклы, средняя их продолжительность, классы и отношения продолжительностей циклов по С.Л. Афанасьеву

Уровень организации	Цикл	Средняя продолжительность, лет	Класс	Отношение
Оболочка	Мега	$5 \cdot 10^9$	1	3,1
Формации	Макро	$1,6 \cdot 10^9$	2	2,5
		$6,5 \cdot 10^8$	3	3,3
		$2,0 \cdot 10^8$	4	3,4
		$48 \cdot 10^6$		
Фации	Мезо	$14 \cdot 10^6$	6	3,4
		$3,2 \cdot 10^6$	7	4,4
		$0,8 \cdot 10^6$	8	4,0
Слои	Микро	$180 \cdot 10^3$	9	4,4
		$40 \cdot 10^3$	10	4,7
		$8,5 \cdot 10^3$	11	4,7
Слойки	Нано	$1,8 \cdot 10^3$	12	4,7
		$0,6 \cdot 10^3$	13	3,0
		$0,2 \cdot 10^3$	14	3,0
		60,0	14	3,3
		15,0	15	4,0
		5,0	16	3,0
		1,0	17	5,0

ется ли подобие и на величины времен, характеризующих протекание геотектонических процессов.

В работе [2] С.Л. Афанасьевым была предложена система уровней организации геологических циклов и их продолжительностей. В табл. 1 система Афанасьева дополнена значениями отношений  $\beta$  продолжительностей соседних циклов и, кроме того, в нее внесен отсутствующий у Афанасьева цикл со временем, равным 600 годам, уверенно выделяемый специалистами по палеогеомагнетизму.

Нетрудно заметить, что и в этом случае значения  $\beta$  отношений продолжительности соседних циклов друг к другу близки к постоянству и лежат в пределах  $2,5 < \beta \leq 5$ , т.е. в тех же, что и отношения соседних мод в распределениях по размерам.

Это обстоятельство подтверждает допустимость предположения об автомодельности геотектонических процессов и, поскольку сейсмичность является одним из них, позволяет сделать попытку использовать блочно-иерархическую модель для описания некоторых сейсмических явлений.

Прежде всего остановимся на одном свойстве горной породы, зарегистрированном многочисленными исследователями и являющимся не менее важным, чем ее иерархическая дискретность. Свойство это заключается в том, что горная порода, образующая литосферу, не статична, она все вре-

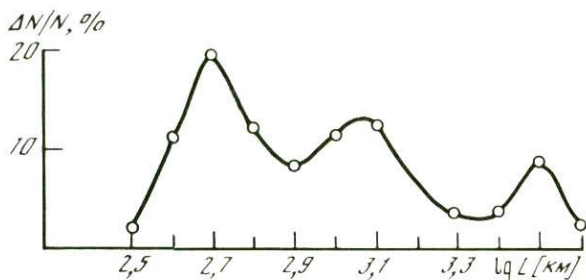


Рис. 1. Сглаженная гистограмма размеров геоблоков и мегаблоков по Л.И. Красному

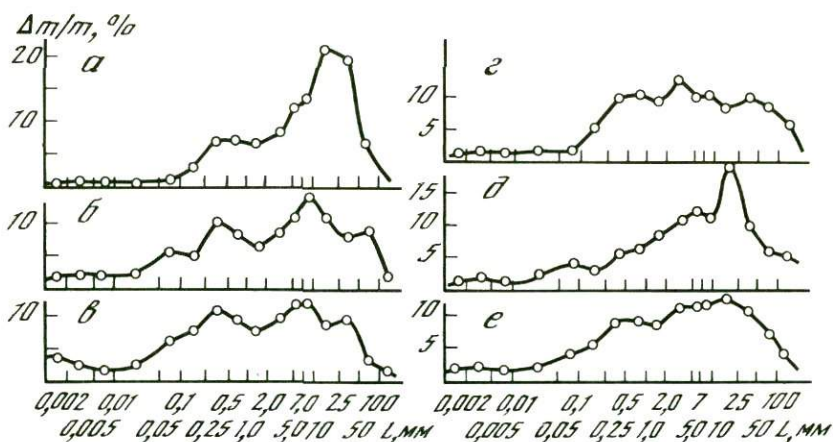


Рис. 2. Сглаженные гистограммы размеров частиц грунта при гранулометрическом анализе по Ю.Г. Симонову

*a* – эффузивы; *б* – песчаники; *в* – кварциты; *г* – граниты; *д* – разные породы; *е* – средняя гистограмма по всем породам

мя находится в динамическом равновесии, отдельные, ее составляющие, все время воспринимают энергию, поступающую извне, и обмениваются ею друг с другом. Наблюдения вибраций породы в скважинах [3] позволили обнаружить широкий их спектр с частотами, достигающими тысяч и десятков тысяч герц (рис. 3). Очевидно, что вибрации такой частоты не могли появиться извне – они должны были образоваться тут же, в месте наблюдения. Блочно-иерархическая модель, представляющая сложную многокомпонентную систему отдельностей, находящихся в динамическом равновесии, при поступлении в нее энергии извне самоорганизуется, перестраивается, некоторые отдельности теряют устойчивость, сбрасывая накопленную энергию в виде упругих волн с частотой, определяемой их размерами. Процесс этот продолжается циклически, причем в процессе сброса упругой энергии слабые землетрясения будут более частыми, а наиболее сильные соответственно наиболее редкими.

Естественно было предположить, что энергия  $E_c$  упругих волн, выделяемая при потере устойчивости тех или иных отдельностей – блоков, должна

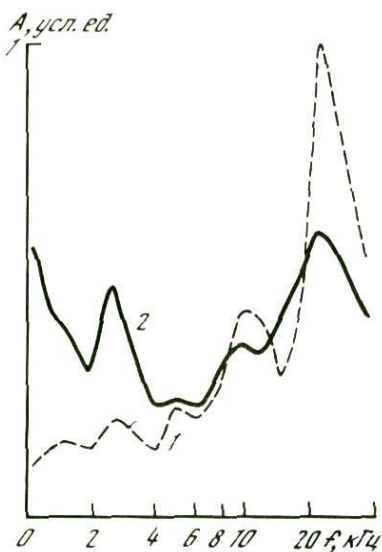


Рис. 3. Спектры акустического фона (1) и вызванных колебаний породы (2) на карьере "Медет" в Болгарии

быть пропорциональна их размерам. Действительно, в ряде исследований [4–6] было установлено, что существует прямая пропорциональность между энергией  $E_c$  сейсмических колебаний и объемом  $V$  области, занятой афтершоками землетрясений. Тсубои [4] и другие предложили называть область афтершоков сейсмическим очагом и рекомендовали следующую формулу для соотношения энергии  $E_c$  с объемом  $V$ :

$$E_c = \varepsilon V, \text{ где } \varepsilon = 10^3 \text{ эрг/см}^3. \quad (1)$$

Формула (1) получена в результате обработки наблюдений на всем земном

шаре, поэтому она применима как первое приближение для любых сейсмоактивных регионов. Несомненно, в ряде случаев локальные особенности геологического строения регионов будут давать отклонения от расчетных величин, полученных по формуле (1). Однако как фоновые расчеты формулу (1) следует считать достоверной.

Согласно представлениям блочно-иерархической модели, землетрясения можно считать результатом излучения упругой энергии при потере устойчивости отдельных блоков, составляющих земную кору. Высказанное положение подтверждается работами [6, 7], показавшими существование "преимущественных", чаще встречающихся магнитуд на графиках повторяемости землетрясений. По данным В.Ф.Писаренко, "преимущественные" магнитуды лежат в пределах  $M = 7,9 \div 8,3$ ;  $6,0 \div 6,6$ ;  $3,0 \div 3,3$ . Принимая во внимание связь энергии землетрясений с размерами сейсмического очага, найдем, что "преимущественным" магнитудам соответствуют блоки, размеры которых равны соответственно 90–140; 6,5–16,0 и 0,3–0,4 км. Иными словами, размеры эти практически совпадают с модами, определенными прямыми измерениями блоков по космическим и аэрофотонаблюдениям.

Автомодельность процессов самоорганизации горной породы под действием поступающей извне энергии (деформация) подтверждается и результатами определений времен  $\Delta t$ , протекающих от момента появления первых предвестников землетрясений до самого землетрясения. Многочисленные определения [8]  $\Delta t$  по изменению скоростей сейсмических волн, по изменению электропроводности горной породы, ее анизотропии и т.п. показали, что зависимость  $\Delta t$  от  $E_c$  может быть выражена формулой

$$\lg \Delta t = \frac{1}{3} \lg E_c - 7, \quad (2)$$

где  $\Delta t$  — в годах,  $E_c$  — в эргах.

Таблица 2

Времена предвестников слабых землетрясений и задержек  $\Delta t_0$  разрушения образцов горной породы при испытании на прессе

Размер очага $L$ , см	$\Delta t_0$ , с		Размер об- разца, см	$\Delta t_0$ , с	
	Расчет	Опыт		Расчет	Опыт
	Землетрясения			Лаборатория	
$2 \cdot 10^3$	20 ч	—	0,1	3,2	1
$10^4$	4 дня	—	1,0	32	30
$4 \cdot 10^4$	15 дней	30 дней	10,0	320	100–150
$2 \cdot 10^5$	60 дней	40 дней	100,0	3200	—
$10^6$	12 мес	13 мес			

Представляя  $E_c$  через средний размер  $L$  сейсмического очага, формулу (2) можно переписать в виде

$$\lg \Delta t = \lg L - 6, \quad (3)$$

где  $L$  — в сантиметрах.

Интересно применить формулу (3), полученную по данным сильных ( $M > 6$ ) землетрясений, к очень слабым землетрясениям и к результатам определения времен  $\Delta t$ , протекающих от момента появления первых признаков необратимых деформаций образцов горной породы до их разрушения. Результаты сравнения показаны в табл. 2.

Если учесть вероятностный характер процессов землетрясения и разрушения образцов, то можно признать, что расчетные и наблюдаемые величины времен совпадают неплохо.

Универсальность формулы (1), связывающей размеры сейсмического очага с энергией упругих волн, может пониматься как существование предельной энергонасыщенности  $\mathcal{E}$  горной породы. Можно предположить, что плотность, равная тысяче эргов на  $\text{см}^3$ , является предельной для любых способов упругого нагружения породы, в том числе нагружения действием взрыва. Если это так, то открывается возможность тарировки естественных землетрясений взрывами. Действительно, определяя энергию взрывного землетрясения  $E_B$  и сравнивая ее с известной энергией заряда ВВ, можно определить сейсмический КПД. Далее, полагая, что равенство  $\mathcal{E} = 10 \text{ эрг/см}^3$  одинаково справедливо как для естественных, так и для взрывных землетрясений или что объемы их очагов равны, если равны их энергии, можно проверить это положение путем сравнения размеров зон афтершоков крупнейших подземных ядерных взрывов, проведенных в США. На рис. 4 изображены опытные определения объемов сейсмических очагов естественных (точки) и взрывных (крестики) землетрясений (взрывы "Бонхем" в Неваде и "Милроу" и "Канникин" на о-ве Амчитка [7]).

Можно заметить, что результаты не противоречат сделанным предположениям.

Не вдаваясь в подробности, отметим только, что описанный способ определения полной энергии землетрясений показал, что сейсмический КПД

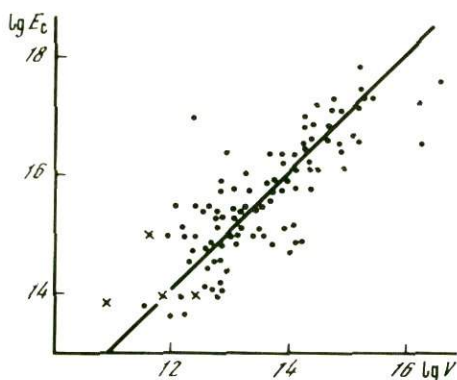


Рис. 4. Зависимость сейсмической энергии от объема очага источника  
Точки — землетрясения, крестики — взрывы. Энергия — в джоулях, объем  $V$  — в кубических метрах

коровых землетрясений  $E_c/E_0$  измеряется десятными долями процента для землетрясений с  $M \geq 3$  и доходит до процентов для землетрясений с  $M \leq 8$ . Связь между размерами сейсмического очага и энергией землетрясения может быть использована в задаче определения максимальной силы землетрясения в заданном месте. Если согласно блочно-иерархической модели допустить, что источником землетрясений являются блоки горной породы, по каким-то причинам находившиеся в неустойчивом упругонапряженном состоянии, то можно считать, что любая точка такого блока способна оказаться местом начала трещины и центром переупаковки или какого-либо другого процесса, ведущего к излучению упругих волн.

Сейсмологи умеют определять местоположения проекций на земную поверхность таких точек — эпицентров. Очевидно, что за обозримое время можно измерить положения многих эпицентров слабых землетрясений. Если нанести их на карту, то они образуют пятно, которое будет не чем иным, как проекцией сейсмоактивного блока на поверхность Земли. Размер этого пятна, очевидно, будет зависеть от максимально возможного землетрясения. Поэтому, измеряя на карте эпицентров средний размер  $\bar{L}$  пятна, можно по формуле

$$E_c = \varepsilon (\bar{L})^3 \quad (4)$$

рассчитать энергию  $E_c$  или максимальную магнитуду  $M_{\max}$ , значение которой необходимо для составления карт сейсмического районирования — основного документа, оценивающего сейсмическую опасность. Если учесть также, что через величину  $\bar{L}$  может быть выражена и продолжительность сейсмического цикла  $\tau$ , то становится ясной возможность ориентировать инженерные мероприятия в заданном сейсмоактивном районе не только в пространстве, но и во времени.

Очевидно, что метод эпицентрии слабых землетрясений может использоваться и в разведке шумящих рудных тел, в веществе которых химические изменения вызывают разрушения и перестройку структур, сопровождающиеся излучением упругих волн. Аналогичные возможности, как показали работы А.В. Николаева, имеют место и при разведке нефтяных коллекторов.

В качестве примера определения  $M_{\max}$  по пятну эпицентров приведем результаты обработки описанным способом карты эпицентров роя земле-

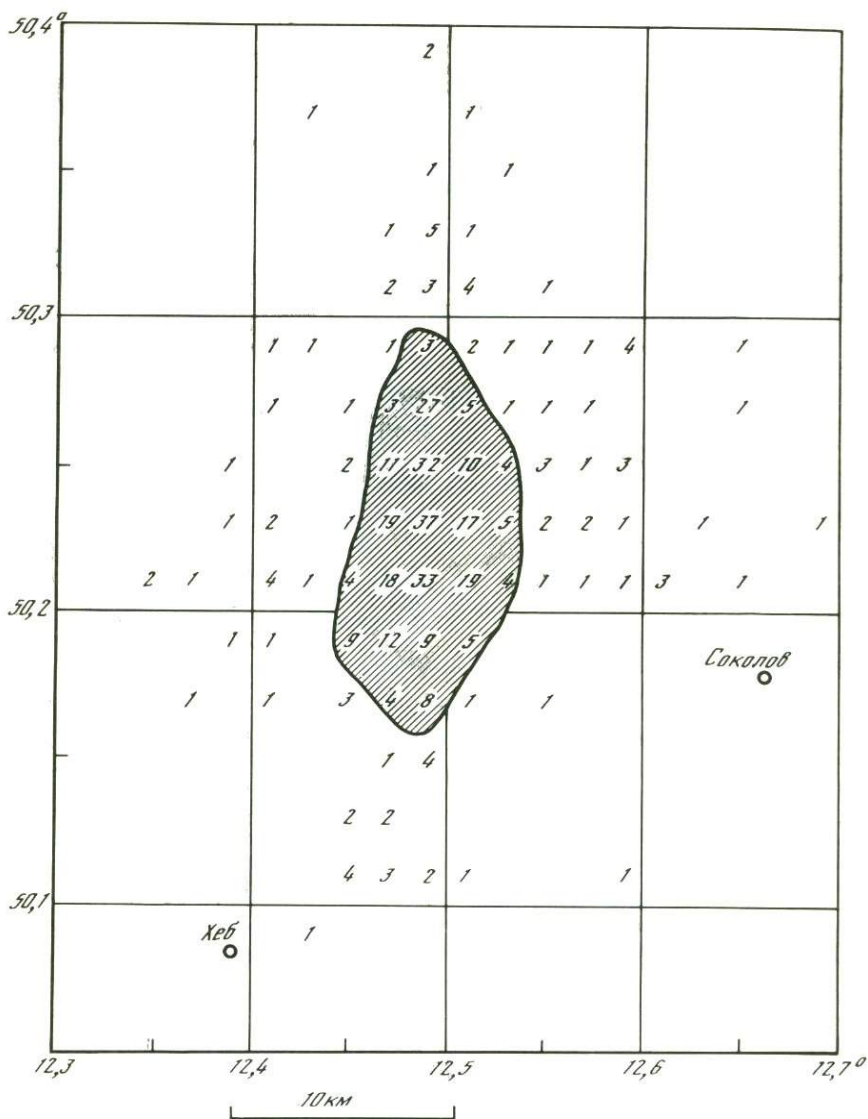


Рис. 5. Карта слабой сейсмичности Западной Чехии по К. Клима  
 Цифры – количество слабых толчков в соответствующей ячейке карты

трясений 1985 г. в районе Аш, Хеб, Соколов Западной Чехии. На рис. 5 изображена карта эпицентров, построенная в Институте геофизики АН ЧССР доктором К. Климой. Положение цифр на карте указывает на месторасположение эпицентров, а их значение – количество сейсмических толчков, произошедших в них. Контрастность в распределении количества слабых землетрясений настолько очевидна, что решение задачи оконтуривания проекции сейсмоактивного блока не вызывает затруднений, так же как и

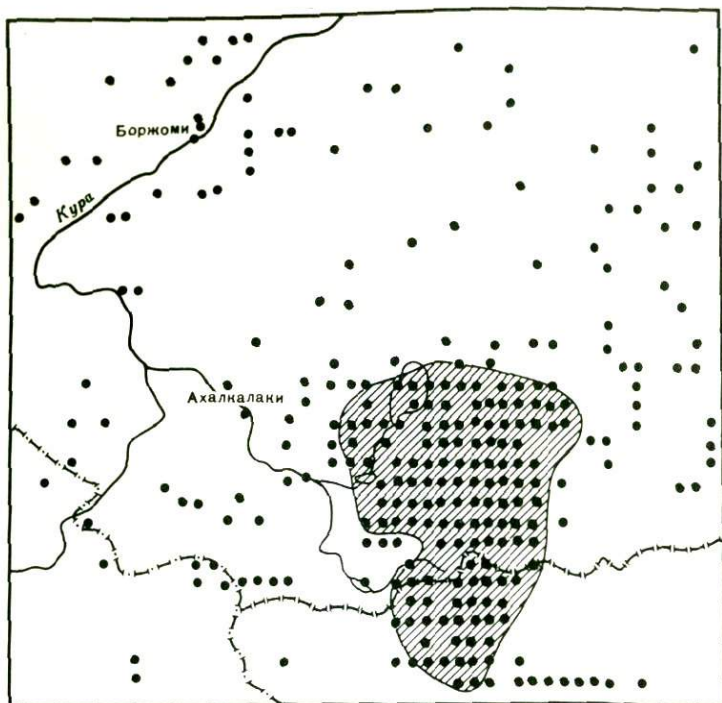


Рис. 6. Карта эпицентров слабых землетрясений района Ахалкалакского плато на Кавказе

определение среднего размера этой проекции. Средний размер  $\bar{L}$  в нашем случае оказался близок к 11 км, что соответствует значению  $M_{\max}$ , равному 6,1. В районе Аш, Хеб, Соколов сейсмические наблюдения велись с 1824 г., и наибольшее землетрясение, зарегистрированное за этот период, имело магнитуду, равную  $M_{\max} = 5,7$ , т.е. близкую к оценке, сделанной по пятну эпицентров.

Второй пример расчета  $M_{\max}$  относится к пятну эпицентров (рис. 6) в районе Ахалкалакского плато на Кавказе. В этом случае средний размер пятна оценивается примерно в 30 км, что соответствует значению  $M_{\max} \approx 7,0$ . Максимальное землетрясение, зарегистрированное в этом пятне, соответствовало  $M_{\max} = 6$ , т.е. было существенно меньшим. Однако если учесть, что наблюдения в этом районе велись всего 17 лет, а время сейсмического цикла для землетрясений с  $M = 7$  составляет примерно 50 лет, то не исключено, что в течение ближайших 20–30 лет землетрясение с  $M = 7,0$  в районе Ахалкалаки может еще произойти.

Вероятно, можно было бы привести и другие примеры использования блочно-иерархических представлений в сейсмологии. Однако ограничимся изложенным и коснемся другой стороны дела, связанной с тем, что такое использование невозможно без некоторых значительных изменений в существующей методике сейсмологических исследований.

Так, сразу становится очевидной важность и необходимость наблюдения

слабых землетрясений. Частота их появления позволяет в короткие сроки собирать материал, характеризующий подземное строение сейсмически активных образований – блоков. Это важно не только для решения таких прикладных вопросов, как составление карт сейсмического районирования и оценка сейсмической опасности; не меньшее значение изучение слабых землетрясений имеет и при решении вопроса о причинах, вызывающих сейсмическую активность того или другого района.

Сейчас едва ли кто-либо будет оспаривать существование подобия сильных и слабых землетрясений и возможность их моделирования в лабораторных условиях. Однако существующая техника сейсмологического эксперимента не может считаться адекватной сегодняшним задачам. Очевидно, что прежде всего потребуются увеличение разрешающей способности сейсмических измерителей. Вероятно, актуальной задачей станет регистрация и эпицентрия землетрясений класса  $K \geq 5$ . Это потребует заметного учащения сети наблюдательных станций. Но едва ли такое учащение приведет к заметному увеличению числа станций наблюдения, так как возможность "видеть" сейсмоактивные блоки под землей позволит располагать их ближе к изучаемым объектам и тем уменьшать площадь обследуемой территории.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // Сов. геология. 1984. № 7. С. 17–32.
2. Афанасьев С.Л. Системный подход при анализе геологической цикличности и проблема времени // Системные исследования и разработки в геологии: Докл. рабоч. совещ., Москва, 1983 г. М., 1985. С. 5–23.
3. Садовский М.А., Болховитинов П.Т., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3–18.
4. Тсубои Ч. Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков, прочность земной коры // Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С. 160–164.
5. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
6. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 3. С. 598–602.
7. Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник И.П. О сейсмической энергии и объеме очагов при коровых землетрясениях и подземных взрывах // Там же. 1985. Т. 283, № 5. С. 1153–1156.
8. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Зависимость времени проявления предвестников от силы землетрясения // Там же. № 6. С. 1359–1361.

Ф.Н. ЮДАХИН, Т.Я. БЕЛЕНОВИЧ

## **ИЗМЕНЕНИЯ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ЮЖНО-ФЕРГАНСКОЙ И СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОНАХ**

Физические процессы, происходящие в сейсмогенных зонах Тянь-Шаня, нельзя рассматривать в отрыве от общей геодинамической обстановки, которая характерна для изучаемой территории. Значительная часть исследователей [1–7] признает исключительную роль тангенциального сжатия в формировании новейшей и современной структуры Тянь-Шаня. Другие авторы [8–15] развивают представления о том, что в восточной части Тянь-Шаня многие новейшие структуры могли образоваться лишь в условиях растяжения земной коры.

Ранее [14] нами отмечалась важнейшая роль Таласо-Ферганского разлома как структуры, разделяющей Тянь-Шань на две части – западную и восточную, характеризующиеся различиями в режиме развития на доорогенном этапе, контрастности новейших тектонических движений, строении геоэлектрических и сейсмологических разрезов межгорных впадин, форме их поперечного сечения, морфологии геофизических полей, изостатическом состоянии земной коры, строении верхней мантии.

Если обратиться к схеме тектоники Памира и Тянь-Шаня [16], видно, что Таласо-Ферганский разлом объединяется одной генерализованной линией с Каракорумским. Оба разлома являются правосторонними сдвигами. Указанная генерализованная линия является северо-восточным ограничением Индо-Австралийской литосферной плиты. Перемещаясь с юга на север, плита проскальзывает к северо-западу по диагональным Каракорумскому и Таласо-Ферганскому разломам. Западная часть Тянь-Шаня оказывается под прямым давлением Индо-Австралийской плиты, что обуславливает надвигание Памира на Тянь-Шань и сильное сжатие последнего. Памирский надвиг характеризуется южным падением плоскости сместителя.

Ситуация к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома существенно иная. Гиссаро-Кокшаальский разлом, ограничивающий с юга Тянь-Шаньский ороген от Таримского бассейна, имеет северное падение. Тут же Тянь-Шань надвигается на Таримский бассейн под действием сил, направленных с севера на юг. Ранее [14] была высказана точка зрения о том, что природа этих сил обусловлена процессами континентального рифтогенеза, развивающегося в восточной части Тянь-Шаня. Ее сжатость существенно меньше, что объясняется отсутствием непосредственного контакта с краем Индо-Австралийской плиты и буферной ролью Таримского бассейна. Именно это обстоятельство, по-видимому, облегчило развитие процессов рифтогенеза.

Таким образом, региональная геодинамическая обстановка различна в западной и восточной частях Тянь-Шаня, что, как будет показано ниже, отражается на процессах, происходящих в сейсмогенных зонах.

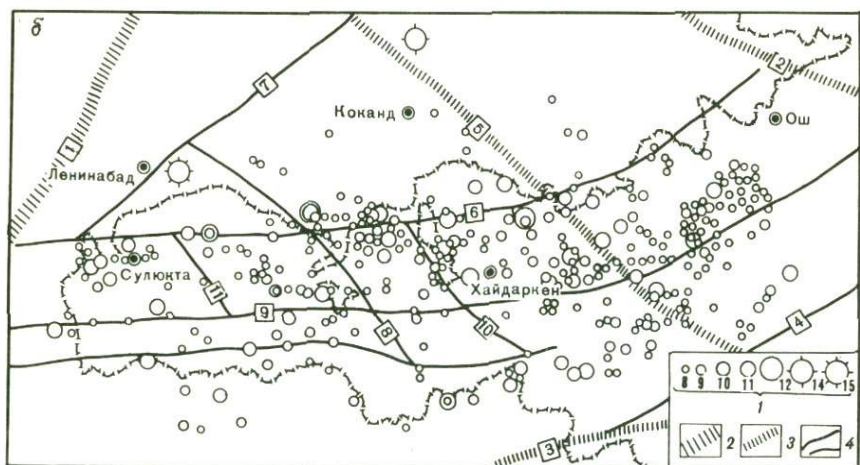
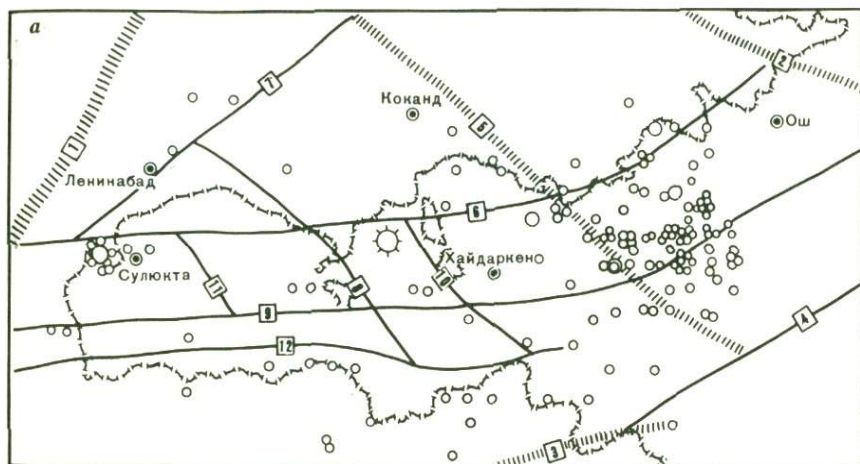
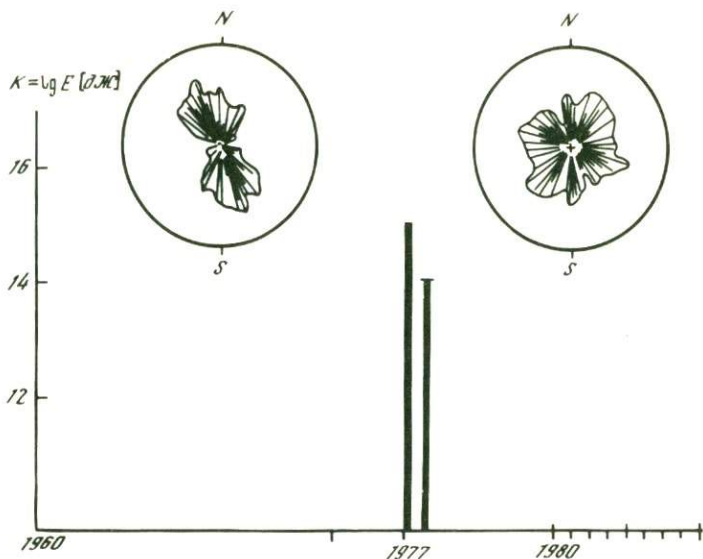


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений Южно-Ферганской сейсмогенной зоны за период с 1.01.75 по 31.01.77 г. (а) и с 1978 по 1980 г. (б)

1 – энергетический класс землетрясений. Разломы, выделенные по геофизическим данным: 2 – региональные, отделяющие Тянь-Шаньский ороген от прилегающей платформы; 3 – крупные, разбивающие территорию орогена на отдельные блоки; 4 – прочие. Названия разломов (цифра в квадрате): 1 – Западно-Тянь-Шаньский; 2 – Восточно-Ферганский; 3 – Дарваз-Каракульский; 4 – Суфи-Курганский; 5 – Кумбель-Кокандский; 6 – Южно-Ферганский; 7 – Северо-Ферганский; 8 – Канибадам-Ворухский; 9 – Предтуркестанский; 10 – Сохский; 11 – Сулюктинский

В качестве примера рассмотрим Южно-Ферганскую сейсмогенную зону в западной и Северо-Тянь-Шаньскую – в восточной частях Тянь-Шаня. На рис. 1 отражена сейсмическая ситуация до и после Исфара-Баткенского землетрясения 31.01.77 г. с  $M = 6,3$ , произошедшего в пределах Южно-Ферганской зоны. За два года до землетрясения в блоке земной коры, ответственном за подготовку и ограниченном с запада и востока Канибадам-Ворухским и Сохским разломами (рис. 1, а), наблюдалось полное сейсмическое затишье. После землетрясения как в упомянутом, так и в



**Рис. 2.** Изменения ориентации осей главных напряжений сжатия в очагах слабых землетрясений перед сильными в Южно-Ферганской сейсмогенной зоне

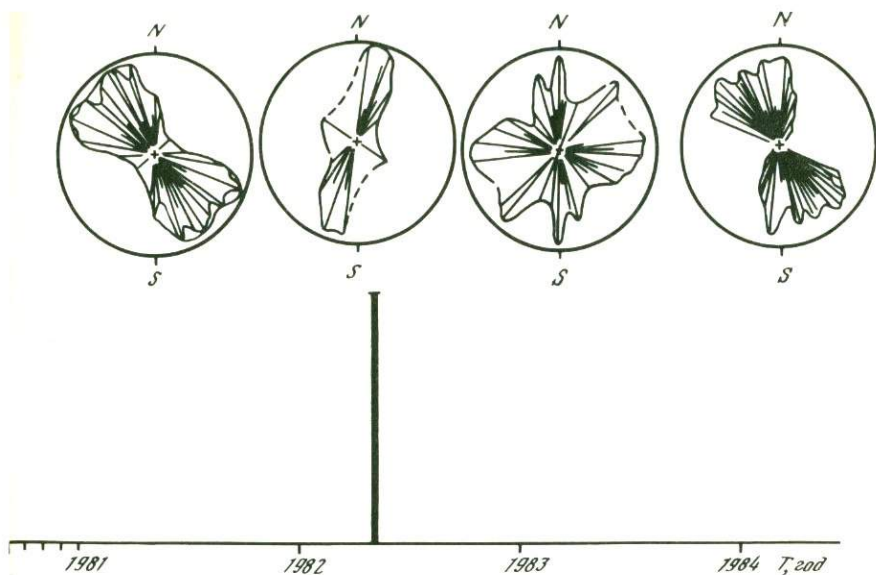
соседних блоках отмечалось большое количество слабых толчков (рис. 1, б).

Весьма интересная закономерность в пределах Южно-Ферганской сейсмогенной зоны наблюдалась в ориентации главных осей сжатия в очагах слабых землетрясений, перед сильными и после них.

На рис. 2 по оси ординат отложен энергетический класс землетрясений  $K = \lg E$ , а по оси абсцисс — время  $T$  в годах, в кружках показаны розьдиаграммы ориентации осей сжатия за определенные периоды времени.

Перед Исфара-Баткенским (1977 г.) и последовавшим вскоре за ним Хайдарканским землетрясениями наблюдается упорядоченная ориентация осей в северо-западном направлении (параллельно Таласо-Ферганскому разлому), отражающая характер регионального поля напряжений. В последующий после землетрясений период (1977–1980 гг.) ориентация осей резко нарушилась и стала хаотичной. Затем начиная с января 1981 г. оси вновь постепенно возвращаются к своему первоначальному северо-западному направлению. Лишь перед следующим сильным землетрясением 6 мая 1982 г. оси главных напряжений сжатия закономерно разворачиваются в север-северо-восточном направлении, и сразу после землетрясения эта ориентировка вновь нарушается и становится беспорядочной. В конце 1984 г. оси снова закономерно ориентируются в соответствии с направлением регионального поля напряжений. И так, видимо, будет до следующего сильного землетрясения в пределах Южно-Ферганской сейсмогенной зоны.

Следует отметить, что после землетрясения 1977 г. с  $K = 15$  неустойчивость поля напряжений (хаотичная ориентировка осей) продолжалась в течение четырех лет, а после землетрясения 1982 г. с  $K = 14$  — в течение



одного года. Следовательно, длительность периода, в продолжение которого в регионе восстанавливается характерное для него поле напряжений, зависит от энергии прошедшего сильного землетрясения.

Описанные выше изменения поля напряжений влияют и на распределение очагов слабых землетрясений по глубине, а также на характер наблюдаемых в них тектонических подвижек. До проявления Исфара-Баткенского землетрясения в блоках, соседних с тем, где располагался его очаг, преобладал взбросовый тип подвижек. Однако глубины гипоцентров землетрясений в западном блоке были меньше (до 5 км), чем в восточном (5–20 км).

После Исфара-Баткенского землетрясения картина изменилась коренным образом. В западном и восточном блоках взбросовый тип подвижек сменился на сбросовый, гипоцентры землетрясений выравнялись по глубине и одновременно существенно углубились, основная их масса располагалась на глубинах от 15 до 35 км.

В центральном блоке, ответственном за Исфара-Баткенское землетрясение, в отличие от соседних блоков появились очаги взбросового типа. До этого в данном блоке, как было сказано ранее, отмечалось полное сейсмическое затишье.

Перейдем к рассмотрению изменений сейсмической ситуации в связи с сильными землетрясениями в Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенной зоне.

К настоящему времени в пределах зоны собран обширный инструментальный материал, позволивший провести исследования пространственных характеристик сейсмического режима и механизмов очагов в областях подготовки двух землетрясений с  $K = 12$  (14.05.78 г. и 1.06.78 г.) и Жаланаш-Тюпского землетрясения 24.03.78 г. с  $K = 15$ .

Ранее [17, 18] отмечалось, что перед землетрясением с  $K = 12$ , приуроченным к различным блокам земной коры западной части Северо-Тянь-

Шаньской сейсмогенной зоны и Жаланаш-Тюпским землетрясением с  $K = 15$ , очаг которого находился в ее восточной части, наблюдался поворот осей главных напряжений сжатия в очагах слабых землетрясений с  $K = 6 \div 8$  перед землетрясениями с  $K = 12$  и с  $K = 8 \div 9$  перед землетрясением с  $K = 15$ .

Исследованию пространственно-временных характеристик сейсмического режима в областях подготовки сильных землетрясений Северо-Тянь-Шаньской зоны посвящена работа [18]. Результаты, полученные в работе, позволили ее автору выявить локальные аномальные участки (расположенные внутри областей подготовки), характеризующиеся отсутствием эпицентров землетрясений с  $K \geq 7$  в западной и с  $K \geq 8$  в восточной частях сейсмогенной зоны. Было замечено также, что в период существования аномальных участков в областях подготовки происходят сейсмические процессы, связанные с резким ростом числа очагов землетрясений либо более низкого, либо более высокого класса, чем те, по которым выделены участки сейсмического затишья.

Как известно, характер распределения очагов землетрясений иллюстрирует карта плотности эпицентров, построенная на основе карт эпицентров землетрясений. В районе Жаланаш-Тюпского землетрясения построена такая карта с указанием типов подвижек в очагах землетрясений за период с 1.01.70 по 24.03.78 г. и с 24.03.78 по 31.12.82 г. (афтершоки исключались). Площадь осреднения бралась равной  $400 \text{ км}^2$ .

Анализ карт позволил отметить, что характер проявления сейсмического процесса по обе стороны от поперечного Южно-Кенсуйского разлома в период подготовки землетрясения и разрядки напряжений различный. Так, за период с 1.01.70 по 24.03.78 г. в западном от поперечного разлома блоке выделение сейсмической энергии происходит в виде слабых ( $K = 7 \div 9$ ) землетрясений, максимальная их плотность на площади осреднения составляет 13–14. В восточном блоке, напротив, выделение сейсмической энергии происходит в основном за счет относительно сильных ( $K \geq 10$ ) землетрясений. Различен и тип подвижек в очагах землетрясений с  $K \geq 10$  в западном и восточном блоках.

После основного толчка изолинии максимальной плотности эпицентров слабых землетрясений вытянулись вдоль простирания поперечного Южно-Кенсуйского разлома. Западный блок, где до Жаланаш-Тюпского землетрясения отмечалась максимальная плотность эпицентров слабых землетрясений, после события характеризуется практически полным их отсутствием. Сменился на противоположный и тип подвижек в очагах землетрясений в обоих блоках. Простирание одной из плоскостей разрыва в основном толчке [19] совпадает с простиранием поперечного Южно-Кенсуйского разлома и вытянутостью изолиний максимальной плотности эпицентров слабых землетрясений.

В заключение отметим следующее. Различия в строении и динамике литосферы Тянь-Шаня по обе стороны от Таласо-Ферганского разлома обуславливают и разный характер физических процессов в областях подготовки и проявления сильных землетрясений.

Если в пределах Южно-Ферганской сейсмогенной зоны Западного Тянь-Шаня перед сильным землетрясением отмечается сейсмическое затишье в локальной области, окружающей будущей очаг, то в Северо-Тянь-Шань-

ской сейсмогенной зоне Восточного Тянь-Шаня в области очага наблюдается резкое нарастание числа слабых толчков.

В первой зоне после совершения события в области, ответственной за подготовку сильного землетрясения, в значительном количестве возникают очаги слабых толчков, в то время как во второй зоне отмечается сейсмическое затишье.

В западной части Тянь-Шаня перед сильным землетрясением отмечается упорядоченность в ориентировке осей главных напряжений сжатия и их хаотичное распределение после толчка, в восточной части Тянь-Шаня также происходит упорядочение групповых механизмов очагов слабых землетрясений, но оно не носит столь выраженного характера, как в первом случае.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 221 с.
2. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972. Кн. 2. 145 с.
3. Чедия О.К. Важнейший тип геологических структур Тянь-Шаня // Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980. С. 150–155.
4. Чедия О.К. Механизм новейшего горообразования в Средней Азии в свете современных факторов и представлений // Новейшая тектоника восточной части горного обрамления Ферганской впадины. Фрунзе: Илим, 1981. С. 3–14.
5. Садыбакасов И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 117 с.
6. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 307).
7. Уломов В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 214 с.
8. Паталаха Е.И., Чабдаров Н.М. Условия формирования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса // Сеймотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 80–90.
9. Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансзиатский рифтовый пояс Навликина. Ташкент: Фан, 1978. 167 с.
10. Христов Е.В. О новейших рифтовых структурах Внутреннего Тянь-Шаня и их возможной сейсмогенности // Сеймотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С. 159–164.
11. Юдахин Ф.Н. Геофизические данные о явлениях рифтогенеза в Тянь-Шане. Фрунзе, 1980. 23 с. Деп. в ВИНТИ 16.09.80, № 4088.
12. Юдахин Ф.Н. Нарынская рифтовая зона в Среднем Тянь-Шане // Изв. АН КиргССР. 1981. № 2. С. 21–27.
13. Юдахин Ф.Н. Геофизические данные о геодинамике литосферы Киргизского Тянь-Шаня // Методы и результаты исследования сейсмоактивных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. С. 144–193.
14. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 248 с.
15. Утиров Ч.У. О механизме образования новейших структур Северного Тянь-Шаня // Сеймотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980. С. 28–37.
16. Jackson J., Molnar P., Patton H., Fitck T. Seismotectonic aspects of the Markansu valley, Tadjikistan, earthquakes of August 11, 1974 // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 6157–6167.
17. Беленович Т.Я. Внутриблоковая миграция и поворот осей главных напряжений сжатия в очагах слабых землетрясений как возможные предвестники сильных // Физика очага и предвестники землетрясений. М., 1981. С. 243–254. Деп. в ВИНТИ № 47–82.

18. *Морева Л.М.* Изучение аномальных зон в областях подготовки сильных землетрясений Киргизии // Всесоюз. сес. МСССС "Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах": Тез. докл. Фрунзе: Илим, 1981. С. 126.
19. *Власова А.А., Муралиев А.* и др. Жаланаш-Тюпское землетрясение и его последующие толчки // Жаланаш-Тюпское землетрясение 25 марта 1978 г. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 70–72.

УДК 550.348

К.К. ЗАПОЛЬСКИЙ, Г.М. ЛОГИНОВА

### **ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА СРЕДЫ В ГИПОЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ БОЛЬШОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПРОЦЕССЕ МАГИСТРАЛЬНОГО РАЗРЫВА И ПРИ ПОСЛЕДУЮЩИХ ТОЛЧКАХ**

Источником землетрясения является процесс самопроизвольного нарушения сплошности среды в упругодеформированном объеме земной коры и верхней мантии, сопровождающийся излучением сейсмических волн. Для построения расчетной модели такого источника необходимо предварительное экспериментальное исследование сейсмического излучения как спектрально-временной функции источника. Основным назначением такого исследования является выявление вопроса о прочностных свойствах среды, разрушаемой на последовательных стадиях формирования очагового разрыва в реальной неоднородной среде. Существенно также выявление качественного различия между форшоковыми и афтершоковыми событиями.

По наблюдениям сейсмической станции ЧИСС-Москва, представляющей собой спектральный велосиметр, определены частотно-временные поля (ЧВП) и построены ЧИСС-спектры Японского землетрясения 16 мая 1968 г. с  $M_{LN} = 8,2$  и 26 его афтершоков. Карта эпицентров использованных землетрясений приведена на рис. 1. Сведения о параметрах очагов взяты из работы [1].

По известным формулам теории сейсмических дислокаций, преобразованных для случая ЧИСС-анализа [2, 3], по спектрам  $P$ -излучений определены размеры очагов и вычислены следующие их механические характеристики: сейсмический момент  $M_0$ , средняя подвижка по разрыву  $\bar{u}$ , скачок напряжений  $\Delta\sigma$ , энергия разрывной деформации  $E$  и ее объемная плотность  $W$ . Для определения по ЧИСС-спектру механических характеристик очагового разрыва в работе [2] было получено выражение для сейсмического момента  $M_0$  через основные параметры ЧИСС-спектра —  $T_2$  и  $m_{PV}$ :  $\lg M_0 = m_{PV} + 2 \lg T_2 + K$ . Коэффициент  $K = 18$  был определен путем привязки к данным хорошо изученных калифорнийских землетрясений, для которых при  $M = 6,0$ ,  $M_0 = 25$ . Для всех событий найдены значения  $m_{PV}$  с обязательным учетом возможных погрешностей в ее определении [4].

Основное внимание было уделено двум характеристикам: скачку напряжений  $\Delta\sigma$  и объемной плотности энергии  $W$ , описывающим прочностные

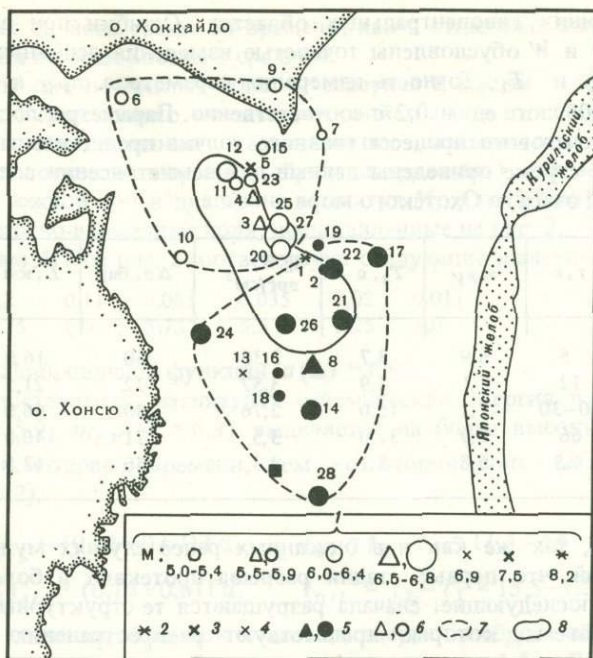


Рис. 1. Карта эпицентров афтершоковой последовательности Японского землетрясения 1968 г.

1 — магнитуда землетрясений; 2—4 — инструментальные эпицентры главного толчка (2), первого главного афтершока (3), второго главного афтершока (4); 5, 6 — эпицентры землетрясений северной и южной зон соответственно; 7 — границы зон; 8 — эпицентральная область максимальной афтершоковой активности за первые десять часов после главного толчка (данные ISC, Edinburg). Цифры у эпицентров — номера землетрясений в хронологическом порядке; треугольники — афтершоки, рассматриваемые как форшковые события по отношению к главным афтершокам; темный квадрат — положение афтершока 12 июня

свойства среды в гипоцентральных зонах источников. Эти две характеристики определялись по формулам

$$\lg \Delta \sigma = m_{PV} - \lg T_2 + 1,45, \quad \lg W = 2 m_{PV} - 2 \lg T_2 - 9,3,$$

где  $T_2$  — характеристический период ЧИСС-спектра.

Линейные размеры очагового разрыва Японского землетрясения с  $M_{LN} = 8,2$ , вычисленные по формуле  $L$  (км) =  $4,4 T_2$ , оказались весьма значительными ( $\sim 140$  км). Задача заключалась в изучении пространственного и временного хода изменений величин  $\Delta \sigma$  и  $W$  в очаговом объеме этого землетрясения.

Сначала рассматривался временной ход генерального разрыва большого землетрясения. Этот процесс протекал в течение 66 с и шел неравномерно. На частотно-временном поле выделены четыре стадии его развития, и каждой стадии соответствовал энергетический всплеск локального субисточника. Методика изучения таких процессов описана в работах [2, 3, 5—9]. По ЧИСС-спектрам этих субисточников определены значения  $\Delta \sigma$  и  $W$  в

соответствующих гипоцентральных областях. Ошибки при определении значений  $\Delta\sigma$  и  $W$  обусловлены точностью измерения основных исходных величин  $m_{PV}$  и  $T_2$ . Точность измерения параметров  $m_{PV}$  и  $T_2$  составляет 0,02–0,05 лог. ед. и 0,2 с соответственно. Параметры последовательных стадий очагового процесса главного толчка представлены в таблице. В последней строке приведены данные для землетрясения с промежуточной глубиной очага из Охотского моря.

$\tau$ , с	$m_{PV}$	$T_2$ , с	$\lg W$ , эрг/см <sup>3</sup>	$\Delta\sigma$ , бар	$L$ , км
5	6,9	3,7	3,36	60	16,0
12	7,1	4,9	3,52	72	21,5
20–30	7,2	15,0	2,76	30	66,0
66	7,9	32,0	3,5	71	140,0
4,5	6,8	3,1	3,3	56	13,0

Оказалось, так же как и в описанных ранее случаях мультиплетных землетрясений, что первые стадии разрыва протекают в более прочных средах, чем последующие: сначала разрушаются те структурные элементы очагового объема, которые препятствуют распространению разрывной деформации. Затем разрывные деформации устремляются в сторону более низких прочностей. Обычно самая первая стадия разрыва характеризуется максимальными значениями  $\Delta\sigma$  и  $W$ . В данном случае это явление также имеет место, но маскируется влиянием экспоненциальных потерь на пути распространения, особенно заметных для первого высокочастотного всплеска. При добротности среды на пути распространения  $P$ -волн  $Q = 1000$  это приводит к приуменьшению магнитуды  $m_{PV}$  первого субисточника на 0,2–0,3.

Из четырех субисточников большого множественного землетрясения известны координаты только первого, но по значениям  $\tau$  и  $T_2$  можно оценить расстояния последующих субисточников от исходного первого. По значениям  $\Delta\sigma$  и  $W$  можно заключить, что две первые стадии разрыва характеризуются более высокими значениями прочности среды, в то время как третья стадия – более низкими. В случаях одностороннего или двустороннего разрывов расстояния между гипоцентрами первого и четвертого субисточников могут колебаться в пределах 70–140 км. Интересно отметить, что линейные размеры разрывов на последовательных стадиях нарастания меняются от очень малых значений (16 км) на первом этапе до 140 км спустя 66 с от первого разрыва.

При равных магнитудах  $m_{PV}$  спектрально-временные характеристики ( $\tau$ ,  $T_2$ ), а также механические параметры очага ( $W$ ,  $\Delta\sigma$ ,  $L$ ) первого субисточника оказались сопоставимыми с аналогичными параметрами землетрясения с промежуточной глубиной очага.

Вторая часть исследования относится к изучению прочностных свойств среды в гипоцентральных объемах последовательности афтершоков. Рассматривались две задачи: первая – особенности пространственного распределения прочности в интегральном очаговом объеме и вторая – вариации

прочностных свойств среды во времени, как в отдельных зонах большого объема, так и во всем объеме в среднем.

Выделены две локальные зоны – северная и южная – афтершоковой активности с существенно различными свойствами в их объемах. С целью сравнения количественных характеристик механических параметров (объемной плотности энергии и сброса напряжения) для землетрясений северной и южной зон в диапазоне магнитуд  $M_{LH}$  от 5,7 до 6,3 получены средние частотно-временные поля, представленные на рис. 2.

Значениям  $A/T$  на рис. 2 соответствуют следующие значения  $m_{PV}$ :

$A/T$	0,2	0,11	0,063	0,035	0,02	0,011
$m_{PV}$	6,25	6,0	5,75	5,5	5,25	5,0

Значения калибровочной функции  $\sigma(\Delta) = 6,95$ .

При сопоставимых магнитудах сейсмическая энергия в первой зоне ( $M_{LH, ср} = 5,9$ ,  $m_{PV, ср} = 6,3$ ) выделяется на более высоких частотах и за меньший интервал времени, чем во второй зоне ( $M_{LH, ср} = 6,0$ ,  $m_{PV, ср} = 6,2$ ):

$$(f_1 \div f_2)_I = (0,23 \div 0,67) \text{ Гц}, \quad t_{0I} = t_2 - t_1 = 11,4 - 2,4 = 9,0 \text{ с},$$

$$(f_1 \div f_2)_{II} = (0,14 \div 0,6) \text{ Гц}, \quad t_{0II} = t_2 - t_1 = 15,5 - 1,5 = 14,0 \text{ с}.$$

Средние значения объемной плотности энергии и сброса напряжения при землетрясениях из северной зоны соответственно в 4,4 и 2,1 раза больше ( $W = 110 \text{ эрг/см}^3$ ,  $\Delta\sigma = 13,1 \text{ бар}$ ), чем при землетрясениях из южной зоны ( $W = 23 \text{ эрг/см}^3$ ,  $\Delta\sigma = 6,3 \text{ бар}$ ). Сравнение величин  $W$  и  $\Delta\sigma$  при афтершоках обеих зон позволяет предположить, что в процессе распространения разрыва при главном толчке среда в северной части очаговой зоны оказалась менее разрушенной, чем в южной.

При рассмотрении афтершоковой последовательности во времени можно видеть группирование слабых толчков вокруг первого и второго главных афтершоков, значения магнитуд  $M_{LH}$  которых 7,5 и 6,9. Северная зона с первым главным афтершоком сформировалась через несколько часов после главного землетрясения, южная – со вторым главным афтершоком – приблизительно через сутки. Часть афтершоков в таких группах следует за сильными толчками, в то время как другая предшествует им. Такие группы можно условно рассматривать как модель естественного цикла сейсмической активности региона, включающего афтершоковые и форшоковые события. На рис. 1 и 3 форшоковые события 1-го и 2-го главных афтершоков показаны треугольниками. Особенности временного хода следует считать наличие толчков перед главными афтершоками с большими значениями  $W$ , чем при толчках после их моментов возникновения. При сопоставимых магнитудах толчки форшокового типа более высокочастотные, чем афтершоки, следующие за сильным землетрясением в группе, т.е. вторичные афтершоки.

В случае множественного землетрясения первые исходные субисточники также можно рассматривать как форшоки для последовательности субисточников. При рассмотрении временного хода сейсмической активности обращает на себя внимание тот факт, что в изученных до сих пор случаях предваряющие толчки всегда были связаны с разрушением сред,

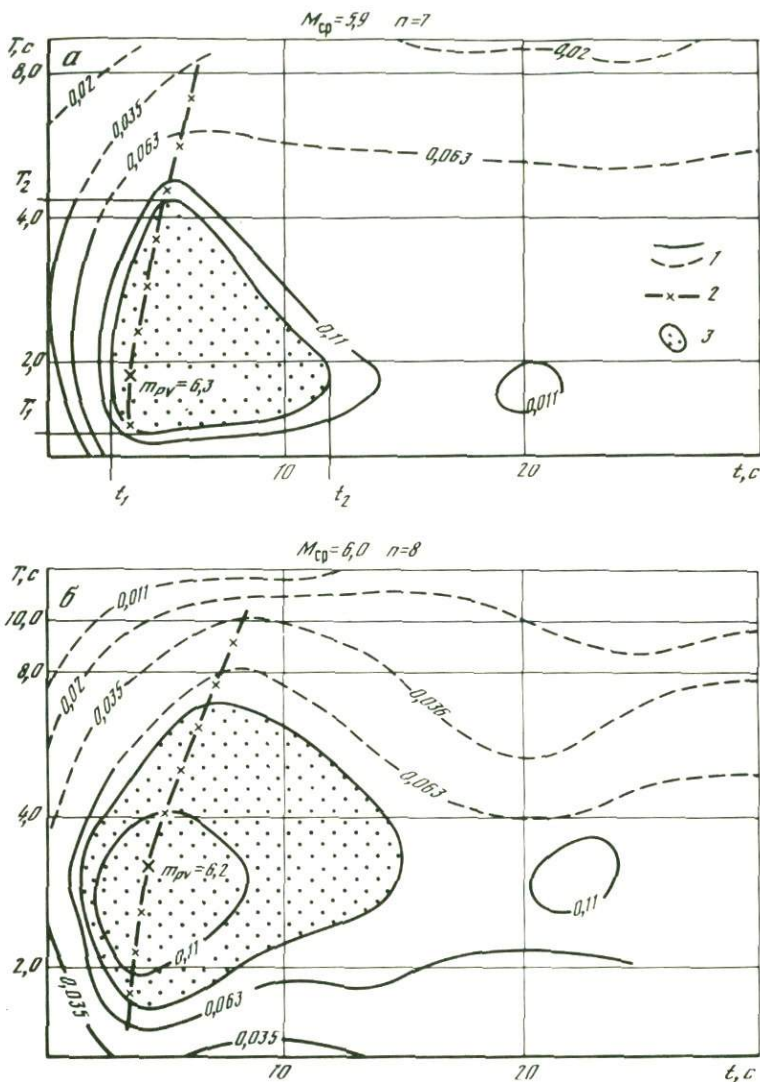


Рис. 2. Средние частотно-временные поля  $P$ -волн афтершоков северной (а) и южной (б) зон

1 - изолинии интенсивности  $A/T$ ,  $\mu c/s$  (сплошные линии - достоверные, штриховые - недостоверные); 2 - гребни рельефа, 3 - условная площадь на уровне  $0.5(A/T)_{max}$

наиболее прочных для данного очагового объема в данный момент времени. Появление новых разрывов может менять характеристики прочности в соответствующем объеме среды при неизменности типов горных пород.

Показано, что в каждой из зон по мере развития афтершокового процесса происходит постепенное уменьшение прочности среды. В большом

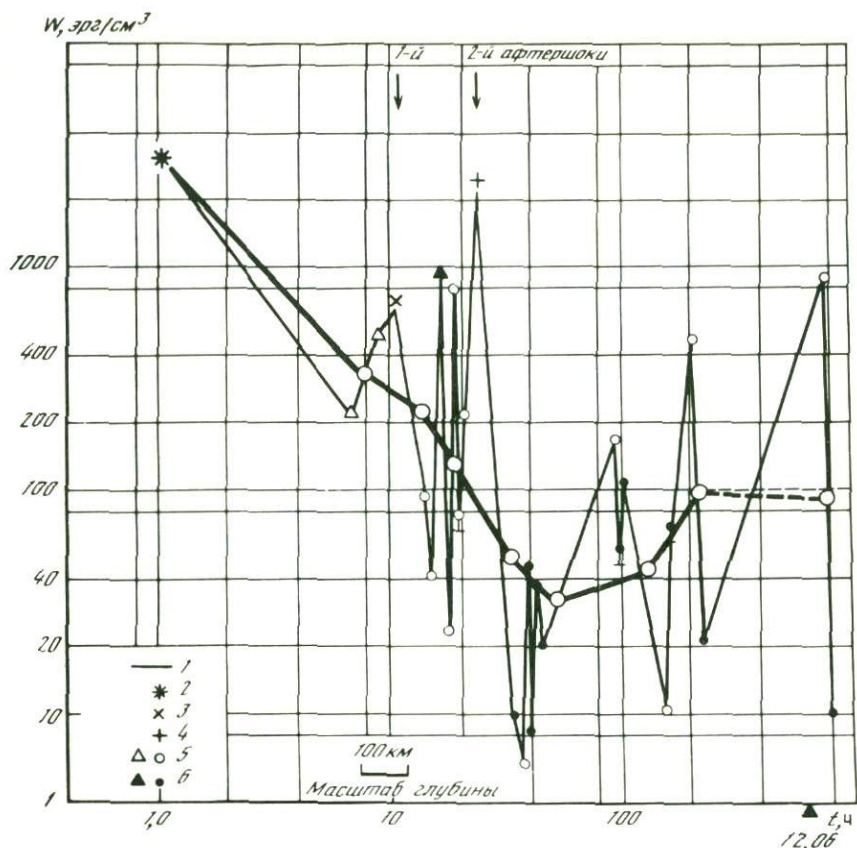


Рис. 3. Изменение во времени средней объемной плотности энергии

1 — распределение индивидуальных значений параметра  $W$  относительно средней зависимости; обозначения 2-6 соответствуют рис. 1; вертикальные линии у символов — глубины очагов землетрясений

объеме в целом наблюдается то же явление. Процесс постепенного изменения прочностных свойств среды показан на рис. 3, где по оси абсцисс откладывается время от начала главного землетрясения, а по оси ординат — среднее значение объемной плотности энергии  $W$ . Ордината каждой точки соответствует среднему значению для четырех последовательных афтершоков. Исключения составляют первая и две последние точки, где осреднение было выполнено по двум индивидуальным значениям  $W$ . Из рис. 3 видно, что в течение первых сорока часов происходит уменьшение объемной плотности, затем этот процесс приостанавливается и начинается медленный подъем. Изменение тенденции, по-видимому, связано с тем, что расширяющийся разрыв встретил на своем пути жесткое препятствие. Возникновение третьего сильного афтершока 12 июня на крайнем юге эпицентральной области (см. рис. 1), имеющего, по данным Японского метеоагентства (ЯМА), магнитуду  $M = 7,2$ , вероятно, обусловлено разрушением этого прочного барьера. Следует отметить, что после

третьего главного афтершока наблюдалось общее ослабление афтершоковой активности.

Рассматривая приведенные здесь результаты вместе с данными, полученными ранее [2, 3], можно заключить, что прочностные свойства среды, разрушаемой в процессе развития крупномасштабной дислокации — очагового разрыва, изменяются в десятки и даже сотни раз. Предельно высокие значения прочности, близкие к теоретическим значениям для соответствующих горных пород [10], имеют место, как правило, на первой стадии нарушения сплошности. Это можно объяснить явлением упрочнения среды на этапе накопления энергии упругих деформаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Землетрясения в СССР в 1968 г. М.: Наука, 1972. 221 с.
2. *Запольский К.К.* О механизме источника землетрясения как процессе очагового разрыва по данным частотно-временной сейсмометрии // Достижения и проблемы современной геофизики. М., 1984. С. 124–135.
3. *Запольский К.К., Логинова Г.М.* Некоторые результаты частотно-временного изучения землетрясений аппаратурой ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С. 38–51.
4. *Запольский К.К.* Частотно-временная трактовка магнитуды  $m_{PV}$  на примере Монеронского землетрясения 5 сентября 1971 г. // ДАН СССР. 1974. Т. 214, № 4. С. 796–799.
5. *Запольский К.К., Жбрыкунова Н.А., Жбрыкунов В.Я., Логинова Г.М.* Спектральный состав  $P$ -волн сильных землетрясений // Землетрясения в СССР в 1969 г. М.: Наука, 1973. С. 220–227.
6. *Запольский К.К., Логинова Г.М., Медведева Е.В.* Спектральные и временные характеристики  $P$ -волн по данным ЧИСС (ЧИСС-спектры и размеры очагов) // Землетрясения в СССР в 1977 г. М.: Наука. 1981. С. 131–141.
7. *Логинова Г.М.* Исследование некоторых динамических характеристик прямых  $P$ - и  $S$ -волн методом частотно-временной сейсмометрии: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1974. 14 с.
8. *Запольский К.К., Соловьева Р.П.* Спектральные характеристики сильного землетрясения на Аляске 28 марта 1964 г. и его афтершоков // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 152–163.
9. *Запольский К.К.* Частотно-временные поля и динамические характеристики очаговых функций сильных землетрясений // ДАН СССР. 1973. Т. 210, № 6. С. 1338–1341.
10. *Дубош Ч.* Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков и прочность земной коры // Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С. 160–164.

И.В. ГОРБУНОВА, О.А. КУЧАЙ, Н.Г. ДОЦЕВ

## СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Настоящая работа выполнена с использованием методики интерпретации сейсмограмм, основанной на представлениях о распространяющемся источнике излучения сейсмических волн и позволяющей определять протяженность очага, направление распространения разрыва и скорость его вспарывания [1–3]. Применение этой методики к землетрясениям зоны сближения Памира и Тянь-Шаня впервые позволило проследить особенности динамики разрывообразования в очагах землетрясений этой территории.

**Общие положения.** В основу методики положено представление о сейсмическом источнике в виде распространяющегося разрыва [4]. В качестве модели излучателя в очаге землетрясения избрана линейная цепочка последовательно включающихся точечных сейсмических источников, в которых максимальная энергия излучателя приходится на интервал времени  $\tau$ , когда количество "включенных" точечных источников максимально. Сейсмограмма в этом случае имеет вид нарастающих амплитуд смещений во времени от первого вступления до максимальной амплитуды. Одним из подтверждений правомочности такого представления очага служат результаты модельных экспериментов. Так, Дж. Севадж и Х. Хасагава [5], наблюдая излучение волн от распространяющейся трещины в стеклянной пластине, зарегистрировали наибольшую фазу излучения во времени остановки разрыва.

Ю.Ф. Васильев, исследуя сдвиг по готовому разрыву, получил, что полный сдвиг происходит не сразу – процесс дискретен и начинается со слабых движений [6].

При моделировании распространяющейся трещины подобная картина наблюдалась О.Г. Шаминой [7]. Поэтому можно допустить, что максимальные амплитуды на сейсмограммах, фиксируемые, как правило, через некоторый интервал времени  $\tau$ , связаны не с отраженными и рефрагированными волнами, а соответствуют моменту реального максимума сброшенной упругой энергии в очаге.

Этот эффект открывает путь однозначного определения плоскости разрыва в очагах землетрясений по данным о кинематических характеристиках землетрясений – минимумы на азимутальных годографах совпадают с направлением разрывообразования [1, 3]. Предлагаемая интерпретация убирает ранее необъяснимую несогласованность в том, что основные параметры землетрясения (координаты, глубина и время возникновения землетрясения) определяются по первым вступлениям  $P$ -волн, а энергетическая классификация проводится по амплитудам  $P$ - и  $S$ -волн в максимальной фазе.

**Методика.** Все выводы делаются на основе азимутальных годографов, для построения которых необходимы азимутальная система наблюдений и тщательная идентификация волн. В нашем случае выбирались две наи-

более четкие волны в первых вступлениях  $P$ -волн (начало разрывообразования) и в максимальной фазе,  $(A/T)_{\max}$ .

Азимутальный годограф  $t_{P_i} = f(Az, \Delta = \text{const})$  для волн отраженных и рефрагированных представляет собой прямую линию, параллельную оси азимутов. Для волн очаговых это кривая типа синусоиды, но в эксперименте чаще всего колоколообразной формы с наибольшей кривизной в азимуте разрыва. Длина разрыва (горизонтальная проекция)  $l$ , скорость испарывания  $c$  и азимут разрыва  $Az$  определяются по азимутальному годографу исходя из следующих соотношений:

$$l = \frac{V_P}{2} (\tau_{\max} - \tau_{\min}), \quad (1)$$

$$c = V_P \left( \frac{\tau_{\max} - \tau_{\min}}{\tau_{\max} + \tau_{\min}} \right), \quad T_{\text{и}} = \frac{\tau_{\max} + \tau_{\min}}{2}, \quad (2)$$

где  $V_P$  — скорость продольных волн, получаемая из годографов первых вступлений;  $\tau_{\max}$  и  $\tau_{\min}$  — максимальные и минимальные времена запаздываний волн  $P_{\max}$ , наблюдаемые в азимуте разрыва;  $T_{\text{и}}$  — время действия источника.

Для определения направления разрывообразования в очаге при построении азимутальных годографов времена пробега волн  $P$  приводятся к одному эпицентральному расстоянию. При этом используется время разрывообразования, получаемое при определении начальной точки возмущения по первым вступлениям волн  $P$ . Для близких событий условно выбрано эпицентральное расстояние, равное 100 км. При таком расстоянии мы попадаем не на гиперболическую часть годографа, а на прямую. Приведение времени осуществляется по формуле

$$t_{P_{\max}} (\Delta = \text{const}) = t_{P_{\max}} - (t_{P_1} + t_{P_2}) - t_{P_3} \pm f_k,$$

где  $t_{P_{\max}}$  — наблюдаемое время пробега волны  $P_{\max}$  на сейсмограмме станции;  $t_{P_1}$  — время в очаге, полученное при определении начального гипоцентра по первым вступлениям  $P$ -волн;  $t_{P_2}$  — время пробега волны  $P$ , определенное по региональному годографу на расстоянии от эпицентра до станции;  $t_{P_3}$  — время пробега волны  $P$  на расстоянии 100 км по региональному годографу;  $f_k$  — невязка, равная разности между наблюдаемым временем пробега и временем по рассчитанному для этой среды годографу.

Эти времена  $t_{P_{\max}}$  наносятся на график в функции азимута от начального гипоцентра, найденного по первым вступлениям  $P$ -волн. Как указано выше, минимумы на азимутальных годографах совпадают с направлением развития разрыва в очаге.

Аналогично простирание плоскости разрыва можно получить по азимутальному распределению периодов в максимальной фазе, где минимальные их значения будут соответствовать направлению испарывания разрыва.

Существующая методика построения механизма очага землетрясения по данным о знаках первых вступлений  $P$ -волн [8] позволяет установить

альтернативные плоскости разрыва в очаге. Для выделения одной из них, реально действующей, приходится обращаться к более или менее правдоподобным рассуждениям, основанным на рассмотрении геометрических характеристик афтершоковых областей, ориентировке геологических структур и других косвенных признаков. Однако опыт показывает, что далеко не всегда имеют место простые соотношения между разрывами в очагах и ориентировкой геологических структур [9, 10].

Исследования азимутальных годографов позволяют решать этот вопрос алгоритмизированно и однозначно. Наиболее уверенно устанавливается направление, противоположное распространению разрыва, которому соответствует максимум на азимутальных годографах. Наблюдаемое увеличение амплитуд и одновременное уменьшение периодов в волне  $P$  по направлению движения разрыва дают основания полагать, что в волновой картине имеет место эффект Доплера.

**Район исследования и исходный материал.** Исследование разрывообразования в очагах землетрясений по рассмотренной методике осуществлено для зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню по записям 40 землетрясений с  $K = 9 \div 12$  и глубиной от 2 до 22 км. Все землетрясения произошли в Таджикской депрессии, которая с юга и севера ограничена крупными, активными в настоящее время разломами: на севере — Гиссаро-Кокшаальским разломом, отделяющим депрессию от Южного Тянь-Шаня, а на юге — Дарваз-Каракульским разломом, разделяющим депрессию и Памир. Структурные элементы Таджикской депрессии простираются в северо-восточных румбах, лишь западнее  $70^\circ$  меридиана и южнее широты  $38,5^\circ$  простираение структур субмеридиональное (рис. 1).

**Результаты обработки.** Построение азимутальных годографов для каждого из очагов землетрясений показало (рис. 2), что они в определенном, очень узком азимутальном створе имеют колоколообразную форму. Максимумы на годографах в соответствии с приведенной моделью соответствуют азимутам разрыва, а само наличие максимума объясняется запаздыванием времен пробега сейсмических волн, обусловленных протяженностью разрыва. Наблюдаемое иногда запаздывание в двух азимутах, разнесенных на  $180^\circ$ , указывает на подрастание разрыва сразу в двух противоположных направлениях. Подавляющее большинство полученных азимутальных годографов (см. рис. 2) свидетельствует о том, что разрывы распространялись одновременно в обе стороны, но интенсивность разрывообразования в одном из этих направлений всегда значительно больше, чем в другом.

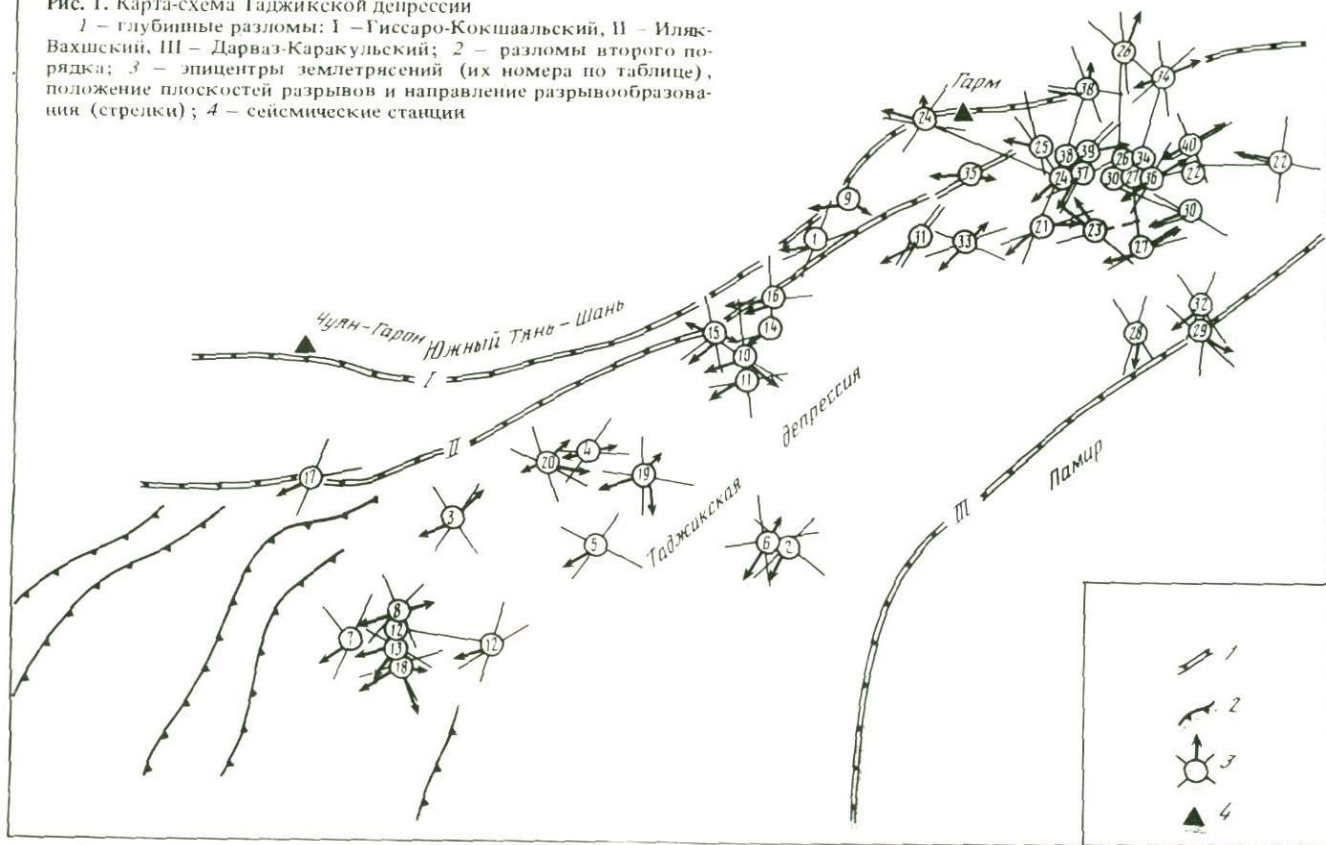
Все азимутальные годографы очагов западной части Таджикской депрессии похожи. Основные азимуты, по которым простирались разрывы, находятся в пределах от  $230$  до  $260^\circ$  и  $60$ – $80^\circ$ .

В очагах, расположенных восточнее  $70^\circ$  меридиана и западнее  $70,5^\circ$  меридиана, разрывы развиваются в направлении с северо-востока на юго-запад в азимутах  $230$ – $280^\circ$  (см. рис. 2, *а*). Для небольшой группы землетрясений в восточной части района максимумы годографов наблюдаются в азимутах  $240$ – $260^\circ$ , но распространение разрыва происходит в северо-восточном направлении в азимутах  $60$ – $80^\circ$  (см. рис. 2, *б*).

Механизмы очагов землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню, для которых исследованы особенности разрывообразования в очаге,

Рис. 1. Карта-схема Таджикской депрессии

1 – глубокие разломы: I – Гиссаро-Кокшаальский, II – Иляк-Вахшский, III – Дарваз-Каракульский; 2 – разломы второго порядка; 3 – эпицентры землетрясений (их номера по таблице), положение плоскостей разрывов и направление разрывообразования (стрелки); 4 – сейсмические станции



определялись по методике А.В. Введенской [8] по первым смещениям в *P*-волнах (таблица). Механизмы их различны и разделились на четыре группы: первая – сдвиго-сбросы и сбросы; вторая – надвиги, сдвиги-надвиги; третья – сдвиги и четвертая – в которой оси сжатия и растяжения составляют одинаковые углы с вертикалью.

В первую группу входят 17 землетрясений в основном вдоль Гиссаро-Кокшаалского разлома. Для 15 из них характерны близгоризонтальные ориентации осей сжатия северо-западного или субширотного направления. Оси растяжения составляют углы с вертикалью в 15–45°, промежуточные оси имеют юго-западную и северо-восточную ориентацию, образуя с вертикалью углы в 40–90°. Преимущественная ориентация плоскостей разрывов в очагах – северо-восточная и субширотная. Смещения по возможным плоскостям, падающим на юго-восток, осуществляются к северо-западу, а по падающим на северо-запад – к востоку или северо-востоку. Несколько отличаются по параметрам механизма очага два землетрясения, происшедшие в зоне Дарваз-Каракульского разлома. Ориентация близгоризонтальных осей сжатия в них северо-восточная–юго-западная, что не характерно для этого района.

Сдвиго-сбросы и сбросы составляют вторую группу из 12 землетрясений. В их очагах близгоризонтальные оси растяжения ориентированы различным образом: субширотно, субмеридионально, в северо-восточном–юго-западном направлениях. Оси сжатия составляют углы с вертикалью в 15–55°, промежуточные оси – в 35–85°. И азимуты их простирания лежат в пределах от 60 до 340°. Плоскости разрывов имеют как северо-восточное, так и северо-западное простирание. В четырех очагах возможны смещения к юго-западу и северо-востоку, в двух других очагах – к юго-востоку и северо-востоку, в трех – к востоку и юго-западу, еще в следующих трех – к западу и юго-востоку и в одном очаге к юго-востоку.

В двух землетрясениях третьей группы (см. таблицу, № 11, 12) близгоризонтальные оси сжатия ориентированы в юго-восточном направлении, в третьем (№ 19) – в юго-западном. В первых двух близгоризонтальные оси растяжения имеют северо-восточное направление, а в третьем очаге – западное, промежуточные оси близвертикальные. Одна из возможных плоскостей разрыва в каждом очаге субширотна, другая субмеридиональна. По плоскостям осуществляются сдвиговые смещения.

Четвертая группа состоит из четырех землетрясений с вертикальной и горизонтальной плоскостями разрывов, о направлении смещения по которым трудно судить, так как оси сжатия и оси растяжения составляют одинаковые углы с вертикалью. Простирание плоскостей в очагах субмеридиональное, широтное или северо-восточное.

Протяженность разрывов или длина горизонтальной части разрыва определяются по формулам (1), (2), для этого по азимутальным годографам каждого землетрясения находятся максимальные и минимальные значения времен запаздывания за счет распространения разрыва. В настоящее время нет азимутальных систем наблюдений, созданных специально для изучения очаговых процессов, на основе наблюдений которых можно было бы с достаточной точностью оценивать протяженность разрывов. Поэтому оценки, приведенные здесь, основаны на азимутальных годографах, построение которых в каждом из створов, по существу, опирается на данные

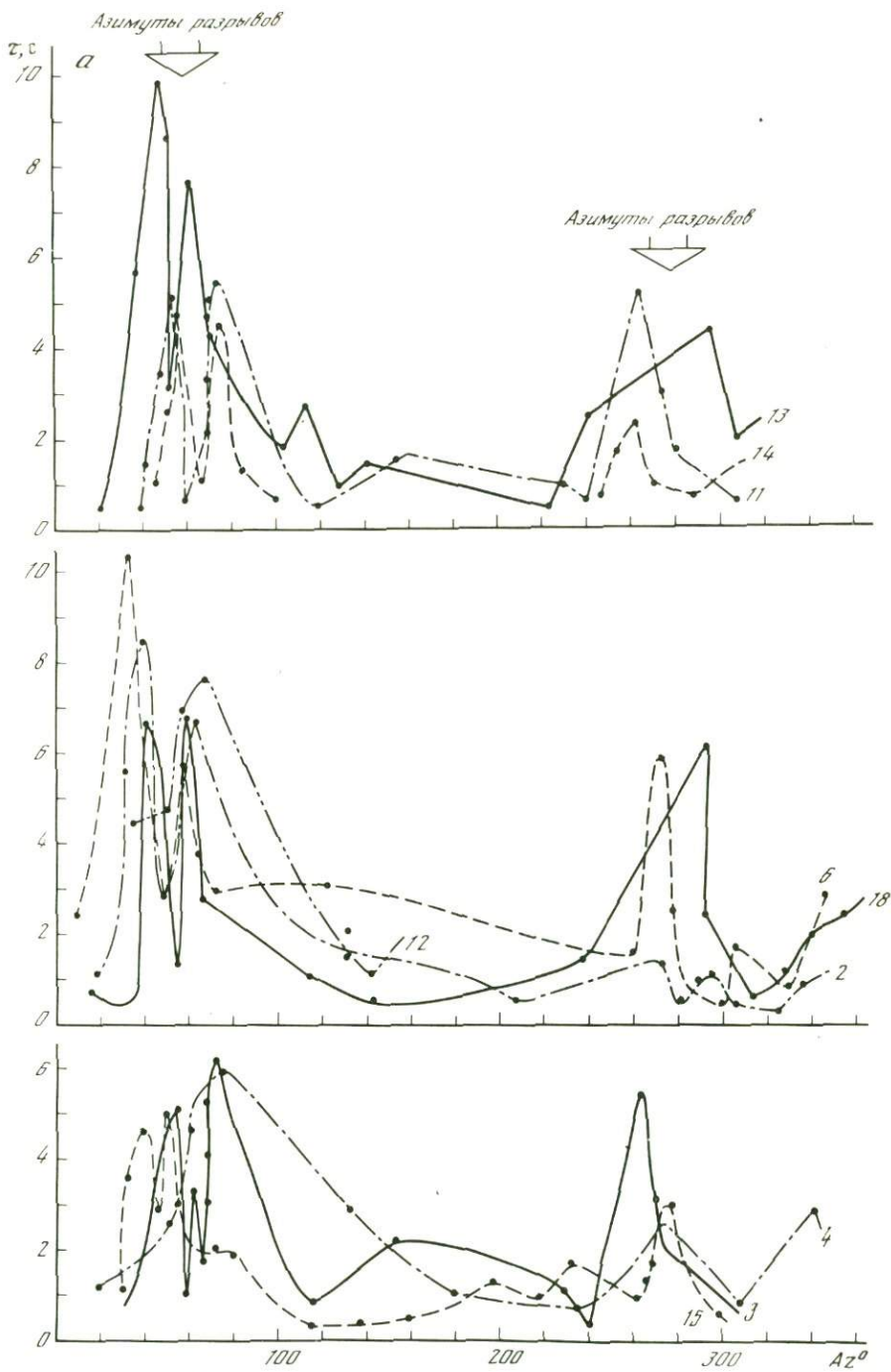
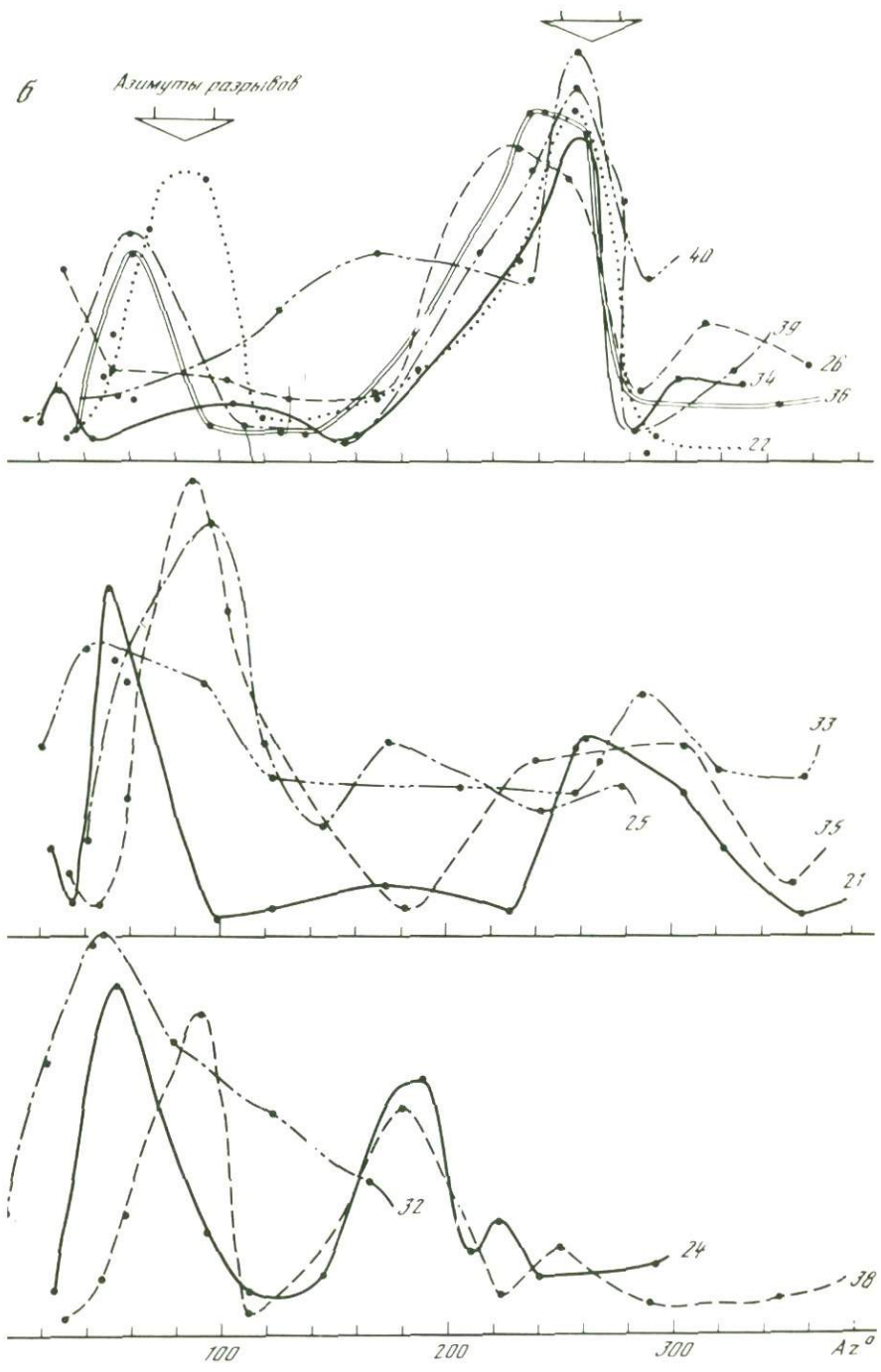


Рис. 2. Примеры экспериментальных годографов  
Номера соответствуют таблице

б

Азимуты разрывов



Сведения об основных параметрах очагов землетрясений

№ п/п	Дата	Время в очаге, ч мин	Координаты очага		Н, км	К	Плоскость разрыва I	
			φ N	λ E			Az°	i°
1	5.02.73	0 19	38°50'	70°40'	10	12	70	76 юв
2	15.02.73	9 06	38 25	70 02	20	10	44	76 сз
3	10.04.73	22 18	38 26	69 26	3	11	32	65 сз
4	8.06.73	16 51	38 32	69 40	2	10	36	60 юв
5	14.06.73	7 45	38 23	69 42	3	10	35	58 сз
6	15.08.73	17 50	38 25	69 59	12	10	82	24 ю
7	31.10.73	22 15	38 15	69 16	2	10	27	64 сз
8	26.12.73	6 43	38 13	69 21	2	10	42	66 сз
9	26.09.74	2 19	38 54	70 06	10	10	—	—
10	8.12.74	3 45	38 42	69 54	10	10	118	60 сз
11	8.12.74	6 51	38 42	69 54	10	12	80	82 с
12	13.03.75	6 11	38 17	69 20	5	10	14	52 юв
13	14.03.75	5 51	38 17	69 20	5	11	146	30 сз
14	24.04.75	14 14	38 42	69 59	22	10	—	—
15	22.06.75	12 37	38 42	69 54	2	10	54	70 сз
16	25.09.75	11 51	38 45	69 58	22	11	70	80 с
17	20.10.75	3 48	38 28	69 11	10	10	22	48 юв
18	25.10.75	11 11	38 13	69 22	2	12	72	80 юв
19	14.11.75	11 40	38 30	69 45	2	10	96	74 с
20	10.12.75	8 35	38 31	69 35	2	11	116	42 сз
21	10.07.78	14 09	38 52	70 27	0	10	20	78 сз
22	29.09.78	19 21	38 58	70 40	0	12	98	87 ю
23	16.04.79	4 56	38 51	70 33	7	12	70	68 сз
24	23.06.79	5 07	38 57	70 33	5	11	30	48 сз
25	15.09.79	8 43	38 58	70 28	8	11	164	69 сз
26	29.09.79	14 28	38 57	70 36	1	10	131	50 сз
27	20.10.79	19 40	38 56	70 36	15	12	68	58 сз
28	13.03.80	17 32	38 35	70 37	5	11	12	48 з
29	18.10.80	5 31	38 43	70 44	4	11	0	52 з
30	9.05.80	20 17	38 56	70 35	4	10	72	68 юв
31	19.03.81	9 59	38 50	70 14	4	11	38	86 сз
32	30.11.81	4 15	38 46	70 45	4	12	20	41 в
33	17.12.81	15 20	38 49	70 19	2	11	69	68 юв
34	2.08.82	21 33	38 56	70 36	6	9	50	58 юв
35	24.08.82	9 01	38 55	70 19	8	11	57	62 юв
36	25.02.83	1 56	38 56	70 38	8	10	32	70 сз
37	26.02.83	20 07	38 56	70 30	6	13	28	40 сз
38	4.03.83	8 50	38 56	70 30	6	10	93	16 с
39	10.03.83	9 01	38 57	70 32	6	10	43	74 юв
40	18.05.83	13 05	38 59	70 42	8	10	67	64 юв

Обозначения. Az° — азимут направления распространения разрыва, l — проектенность очаговой области, с — скорость распространения разрыва, T<sub>н</sub> — время действия источника, i° — угол плоскости разрыва с горизонтом.

Плоскость разрыва II		$Az^{\circ}$	$l$ , км	$c$ , км/с	$T_{II}$ , с	Возможные азимуты разрывов, град
$Az^{\circ}$	$i^{\circ}$					
24	20 сз	245	12	3,5	3,4	260; 140
121	52 юз	215	20	3,7	3,2	235
150	46 св	237	11	2,0	2,5	250; 50
94	48 с	255	14	4,1	2,5	90
112	74 юз	240	20	3,3	4	
172	90	210	20	3,0	6	55
143	48 св	240	11	2,8	4	
155	50 св	250	11	4,5	2,5	
—	—	260	12	3,6	2,2	120
170	45 з	245	12	3,6	2	265; 135
176	76 в	250	39	—	6,5	
60	48 сз	250	23	4,8	3,7	
120	60 юз	225	18	3,5	5	250; 110
—	—	235	13	4,3	3,0	255
168	40 в	230	10	3,6	3,0	300
178	46 в	240	9	3,7	1,5	250; 160; 40
74	57 сз	250	9	3,6	1,5	
150	40 св	220	16	4,4	3	235; 110; 170
0	68 з	250	15	4,2	3	168; 65
162	48 юз	240	22	3,9	4,2	100; 50
68	16 юв	230	10	4,2	2,2	80
7	68 в	250	12	2,4	5	
126	38 юз	320	10	4,8	2,7	
100	72 ю	230	5	4,2	1,2	0
146	30 юз	280	10	3,8	2,7	
174	50 з	200	8	4,2	2,7	
59	32 юв	240	5	5,4	1,0	110
147	52 св	180	15	3,4	4,5	
132	50 св	290	9	4,5	2,5	
117	30 св	250	10	4,8	2,2	
38	4 юв	240	10	4,7	2,2	
174	53 з	220	9	4,5	2,0	
112	28 св	230	16	4,2	3,7	
172	50 з	240	4,5	4,5	1,0	
57	28 сз	270	13	4,8	2,8	
72	26 юв	250	6	4,2	1,5	
62	56 юз	210	7	4,7	2,2	110; 70
159	82 з	275	9	4,5	2,0	0; 190
43	18 сз	250	12	2,4	2,3	280
146	70 св	60	16	2,4	1,6	

лишь одной сейсмической станции. Существенные ошибки (2–3 с) возникают также при выборе участка на сейсмограмме для получения максимального значения  $A/T$  в группе  $P$ -волн. Поэтому на данном этапе исследований к абсолютным значениям длины разрывов надо отнестись с некоторой осторожностью, но тем не менее полученные при этом некоторые статистические оценки уже сейчас обращают на себя внимание (см. таблицу).

**Обсуждение результатов.** Нетрудно видеть, что в простирании плоскостей разрывов, определенных по азимутальным годографам и по результатам обработки механизмов очагов, наблюдается хорошее согласование (см. рис. 1) — расхождение между простираниями плоскостей разрыва, выделенными по знакам первых вступлений  $P$ -волн и по азимутальным годографам, лежит в пределах  $0-30^\circ$  для 85% случаев. С учетом того, что в настоящее время нет хороших азимутальных систем записи событий, наблюдаемую сходимость независимых определений нужно считать достаточно хорошей. В остальных случаях разность в ориентировке разрывов, найденных различными методами, составляет  $40-55^\circ$ , что, безусловно, выходит за рамки возможных ошибок. В каждом очаге плоскость разрыва, выделенная двумя независимыми способами, как правило, имеет субширотное и юго-западное или северо-восточное простирание. Исключение составляет небольшая группа из четырех очагов, расположенных к юго-юго-востоку от сейсмостанции "Гарм", в которых плоскости разрывов ориентированы субмеридионально.

Рассмотренные выше плоскости разрывов с простиранием геологических разломов или составляют небольшие углы ( $0-30^\circ$ ), или параллельны им. Плоскости субмеридионального простирания секут наблюдаемые геологические разрывные нарушения практически вкrest их простирания.

Таким образом, анализ азимутальных годографов свидетельствует о том, что в основной части очагов вспарывание разрывов происходит в юго-западном и субширотном направлениях, в противоположном направлении величины разрывов подрастают значительно меньше. В очагах, расположенных восточнее меридиана  $70,5^\circ$ , разрывообразование происходит в северо-восточном направлении.

Как известно, структурные формы анализируемого района развиваются в обстановке горизонтального сближения Памира и Тянь-Шаня [9]. Таджикская депрессия в плане имеет форму клина, сужающегося на восток, поэтому при субмеридиональном движении Памира к северу в азимуте  $320^\circ$  [9] восточные части депрессии испытывают более интенсивные горизонтальные сжатия, нежели западные. В связи с этим можно говорить о том, что разрывообразование в очагах землетрясений с северо-востока на юго-запад осуществляется из более сжатых восточных частей структуры в менее сжатые западные (см. рис. 1). Такая картина распространения разрывов наблюдается в очагах землетрясений, расположенных западнее сейсмостанции "Гарм". Для очагов землетрясений, происшедших восточнее сейсмостанции "Гарм", где Гиссаро-Кокшаальский и Дарваз-Каракульский разломы, ограничивающие депрессию на севере и юге, субпараллельны, таких закономерных изменений в величине субмеридионального сжатия Таджикской депрессии не наблюдается и разрывообразование происходит не только к западу, юго-западу, но и к востоку.

Кратко остановимся на размерах очагов землетрясений, полученных по

волнам  $P_{\max}$  (см. таблицу). В настоящее время существуют два представления об очаге землетрясения. Первое соответствует очагу, равному по протяженности разрыву [11–13]. Теоретически такой очаг рассматривается Б.В. Костровым [4]. Второе соответствует очагу по размерам значительно больше разрыва. В модельном эксперименте такой очаг получен Виноградовым [14]. Очаг, определяемый по волнам  $P_{\max}$ , соответствует второму представлению об очаге землетрясения. Это представление обсуждалось с 50-х годов в работах зарубежных ученых П.Баерли [15], Л.Кнопва [16] и у нас в стране В.Кейлис-Бороком [17] и др. Они проводили расчеты области очага, исходя из механизмов очагов землетрясений и рассмотрения величин касательных напряжений, принимающих значения, равные нулю в определенных точках пространства. По их расчетам, очаговая область во много раз превышала размеры разрыва и включала области трещиноватости и пластических деформаций.

В 1960 г. Г.И. Гуревич с соавторами [18] проводили расчеты с других позиций, изучая закономерности дробления среды. Они получили, что радиус сферы, в пределах которой выделяется сейсмическая энергия, в 2–3 раза превышает радиус сферы разрывных нарушений. Они рассматривали идеально упругую среду. Проводя расчеты для сред с более реальными упругопластическими свойствами, К.Буллен [19] считал, что эта область примерно на порядок должна превышать разрыв. К такому же выводу приходит Ф.Ф. Аптикаев [20], изучая затухание потока энергии по амплитудам от землетрясений и взрывов. На графике зависимости амплитуды от расстояния четко прослеживались две точки излома, после чего амплитуды затухали по одинаковому закону на большие расстояния. На основе этого экспериментального факта Аптикаев выделяет три зоны.

1. Зона разрывных нарушений — очаг с радиусом  $R_0$ .

2. Внутренняя зона — излучатель с радиусом  $R_{\text{и}}$ .

3. Промежуточная с радиусом  $R_{\text{п}}$ . Радиус внутренней зоны, где материал среды деформируется при высоких динамических напряжениях и наблюдаются пластические деформации, в 2–3 раза более  $R_0$ .

Аптикаев отмечает, что "до последнего времени промежуточную зону не выделяли, относя ее к упругой области, между тем поток сейсмической энергии, затухая здесь по квадрату расстояния, убывает в пределах зоны примерно на полтора порядка независимо от типа среды". Радиус этой промежуточной зоны  $R_{\text{п}} = 6R_{\text{и}}$ . Полученные нами размеры очаговой области по  $P_{\max}$  согласуются с радиусом промежуточной зоны, по Аптикаеву, или зоны формирования сейсмического излучения ( $\lg l$  (км) =  $0,3 \lg E$  (Дж) — 2,02) [21]. Таким образом, можно сказать, что максимальная фаза, которая характеризует очаговое излучение, формируется в области, окружающей разрыв, и превышает его по размеру на порядок величины. Поэтому, классифицируя землетрясения по энергии на основе максимальных значений  $A/T$  в группах  $P$ - и  $S$ -волн, нельзя отождествлять очаг с размерами разрыва.

Таким образом, результаты совместных исследований азимутальных годографов и механизмов очагов землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню свидетельствуют о хорошем согласии между азимутами плоскостей разрывов в очагах землетрясений, определенных независимо друг от друга указанными методами. Это позволяет рассматривать методику

кинематического анализа по данным об азимутальных годографах как хорошую основу исследования процессов разрывообразования в очагах землетрясений.

Конкретные приложения этой методики для анализа современного разрывообразования в условиях горизонтального сжатия на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню позволяют сделать вывод о том, что развитие разрывов в очагах землетрясений, осуществляемое в направлении из более сжатых восточных частей Таджикской депрессии в менее сжатые — западные обусловлено падением величины горизонтального сжатия Таджикской депрессии в том же направлении. Иными словами, рост разрывов осуществляется из областей с более высоким уровнем плотности энергии в зоны с пониженными значениями упругой энергии в земной коре. Получены данные о том, что излучающая область очага может превышать размеры разрывов, вышедших на дневную поверхность, приблизительно на порядок.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунова И.В. Определение протяженности очага землетрясения и ориентация разрыва по волновой картине на сейсмограмме // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 836–839.
2. Горбунова И.В. Методика и некоторые результаты определения длины, скорости и направления распространения разрыва по волновой картине на сейсмограмме / М.: ИФЗ АН СССР. 1984. 180 с. Деп. в ВНИТИ 25.05.84, № 3440.
3. Горбунова И.В., Кальметьева З.А. Новые характеристики протяженности очагов слабых землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 3. С. 34–45.
4. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975.
5. Savage J.C., Hasegawa H.S. Some properties of tensile fractures inferred from elastic wave radiation // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69. P. 2091–2100.
6. Васильев Ю.Ф. Модель сейсмического шва // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 3. С. 11–18.
7. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. М.: Наука, 1981. 191 с.
8. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
9. Кучай О.А. О соотношении движения в зоне разлома и подвижек в очагах землетрясений // Докл. АН ТаджССР. 1976. Т. 19, № 8. С. 26–29.
10. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенеза Памира–Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 206 с.
11. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 3. С. 598–602.
12. Садовский М.А. Еще раз о зависимости объема очага землетрясения от его энергии // Там же. 1984. Т. 275, № 5. С. 1087–1088.
13. Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник И.П. О сейсмической энергии от объема очагов при коровых землетрясениях и подземных взрывах // Там же. 1985. Т. 283, № 5. С. 1153–1156.
14. Виноградов С.Д. Формирование излучения около сдвигового разрыва // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 7. С. 86–90.
15. Vuerly P. Release of energy at the source of an earthquake // Publication of the Dominion Observatory: Symp. Earthquake Mech. Ottawa, 1960. P. 303–304.
16. Knopoff L. Energy release in earthquake // Geophys. J. RAS. 1958. Vol. 1, N 1. P. 44–52.
17. Keilis-Borok V. On estimation of the displacement in the earthquake source and of source dimensions // Ann. geophys. Rome, 1959. Vol. 12, N 2. P. 205–214.

18. Гуревич Г.И., Нерсесов И.Л., Кузнецов К.К. К истолкованию закона повторяемости землетрясений // Тр. ИССС ТаджССР. Душанбе, 1960. № 6. С. 41–88.
19. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966. 460 с.
20. Аптикаев Ф.Ф. К определению энергии сейсмических источников // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 59–65.
21. Горбунова И.В., Кальметьева З.А. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений. Фрунзе: Илим, 1988. 129 с.

УДК 550.343

К. И. КУЗНЕЦОВА, Л. С. ШУМИЛИНА, Б. В. ОШЕР

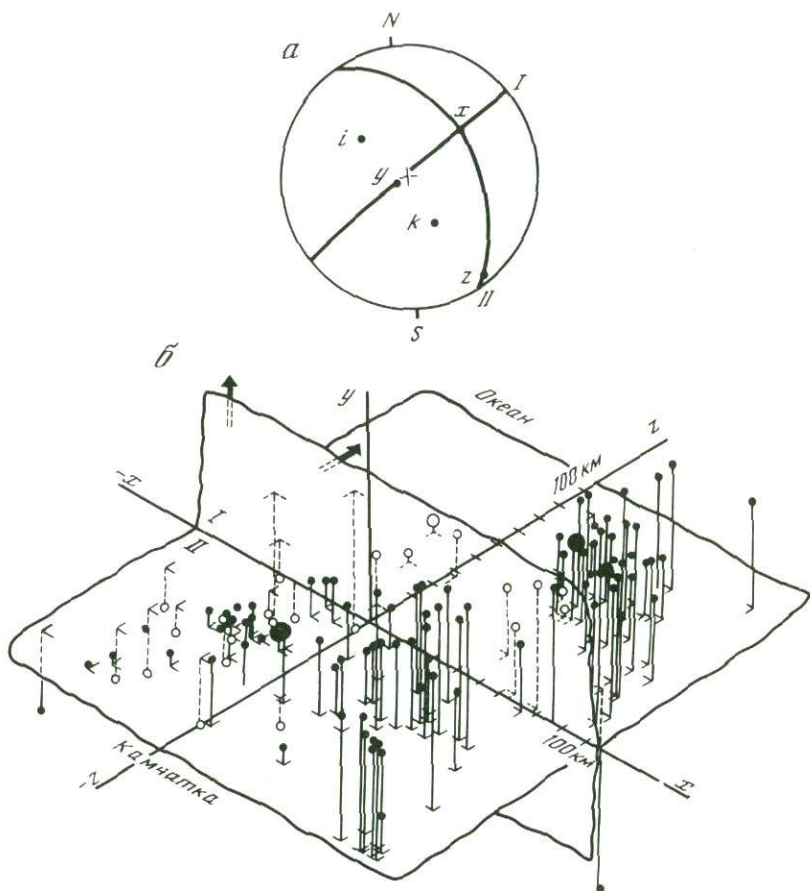
## **ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ОТНОСИТЕЛЬНО ВОЗМОЖНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗРЫВА**

Изучение сейсмичности как процесса, развивающегося в трехмерном пространстве и имеющего трехмерную элементарную ячейку – очаг землетрясения, представляет собой наряду с другими задачу геометрическую. Традиционное рассмотрение расположения гипоцентров производится в плоскости карты и в вертикальных разрезах. На карту же наносятся проекции элементов механизма очага или их стереограммы. Однако эти приемы выявляют далеко не все особенности трехмерного поля. Оптимальным явилось бы голографическое его изображение и изучение. В данной работе предлагается пока более простой подход, приводящий тем не менее к расширению нашего объемного видения.

Излагаемая ниже методика ориентирована на исследование структурно выраженных связей сейсмичности с тектоническими разрывами, плоскостями подвижки в очаге сильного землетрясения или иными чем-либо интересными поверхностями в литосфере, положение которых известно. Исходным при разработке методики явилось предположение, что перемещение по поверхностям, создающее, как известно, в упругой среде вокруг себя сложные локальные поля напряжений [1, 2], вызывает соответствующие пространственные вариации "слабой" сейсмичности. Впрочем, методика может использоваться, конечно, независимо от справедливости этого предположения.

Поскольку в окрестности разрыва тензор возмущенных им напряжений является функцией координат, целесообразно поставить задачу о нахождении структуры сейсмичности именно относительно разрыва или другой плоскости, по которой возможны перемещения. Особый интерес представляет, по понятным причинам, поиск структур сейсмичности вблизи nodальных плоскостей будущего сильного землетрясения.

**Методика построений.** Для обнаружения структур сейсмичности ретроспективно проводился анализ слабой сейсмичности в пространственно-временной окрестности сильного землетрясения с известным механизмом очага. Размер рассматриваемой области обусловлен магнитудой сильного (главного) события (обычно 100 X 100 X 100 км). Географические координаты  $\varphi$ ,  $\lambda$  и глубина  $H$  гипоцентров слабых землетрясений, входящих в пространственно-временную окрестность сильного, преобразовываются



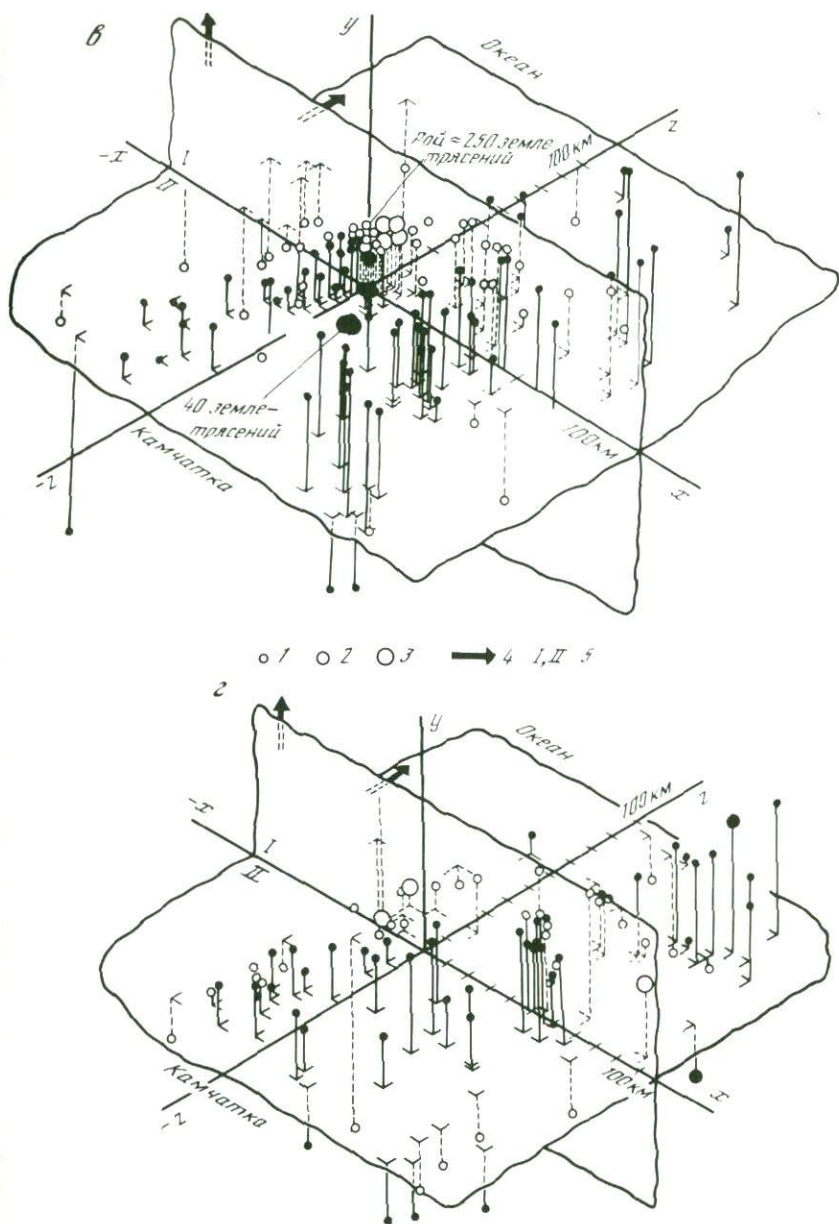
Механизм очага Усть-Камчатского землетрясения [4] (а) и расположение очагов слабых землетрясений в пространственно-временной окрестности очага Усть-Камчатского землетрясения (аксонометрические проекции) (б-г)

б — очаги за 5–4,5 года до Усть-Камчатского землетрясения; в — очаги за 3–2,5 года до Усть-Камчатского землетрясения; г — за шесть месяцев до Усть-Камчатского землетрясения; 1 — очаги энергетического класса  $K < 11$ , 2 — очаги с  $K = 11$ , 3 — очаги с  $K > 11$ ; 4 — направление подвижки по нодальным плоскостям; 5 — нодальные плоскости очага землетрясения 15.12.71 г.

в координаты  $X, Y, Z$  новой системы, связанной с параметрами очага сильного события. Центр новой системы помещается в гипоцентр сильного землетрясения, ось  $X$  — линия пересечения нодальных плоскостей, оси  $Y, Z$  направлены по векторам подвижки в плоскостях.

В новой системе координат строятся проекции гипоцентров слабых событий на нодальные плоскости и плоскость, перпендикулярную к ним ("профильную"), а также аксонометрические проекции. Эти построения позволяют обнаружить пространственную фигуру, заполненную гипоцентрами, если она существует.

Перечисленные операции производятся с помощью программы "Переход" на ЭВМ. Программа составлена в ИФЗ АН СССР Б.В. Ошером.



**Примеры построений.** На рисунке приведены примеры представления слабой сейсмичности в аксонометрической проекции, когда координатными плоскостями служат нодальные плоскости (рисунок, а) сильного землетрясения и плоскость, нормальная к ним. Это фрагмент истории развития очаговой зоны сильнейшего ( $M = 7,8$ ) Усть-Камчатского землетрясения 15 декабря 1971 г. [3, 4]. Видно группирование очагов в серединах квадрантов,

разделяемых соответствующими плоскостями, а также "область молчания" к юго-востоку от будущего инструментального гипоцентра 15 декабря 1971 г. Три группы очагов многочисленных и временами сильных ( $K = 13 \div 14$ ) землетрясений устойчиво держатся вблизи центров квадрантов, образованных нодальными плоскостями будущего сильного события. Вблизи будущего гипоцентра, несимметрично по отношению к нему, в течение всего рассматриваемого времени, за исключением четырех месяцев в 1969 г., сохраняется обширная ( $100 \times 80$  км) область глубокого сейсмического затишья. В 1969 г. в 15–20 км выше точки гипоцентра происходит компактный рой примерно 250 землетрясений. В это время ослабевает сейсмичность в квадрантах. После окончания роя в центре опять наступает тишина, а периферическая (группа в центрах квадрантов) сейсмичность снова несколько усиливается. Примерно за год до землетрясения начинается общее по всей площади ослабление сейсмичности. Появляется небольшая группа очагов вплотную к 1-й нодальной плоскости в 70–80 км южнее гипоцентра. Затем происходит землетрясение с  $M = 7,8$ .

**Возможное объяснение выявленной структуры сейсмичности.** Как показывают результаты теоретических и экспериментальных работ, трещина сдвига, возникшая в упругой напряженной среде, искажает исходное поле, причем функцией координат становятся все шесть компонент тензора напряжений. Касательные напряжения, главным образом ответственные за сейсмогенные трещины, понижаются вблизи плоскости, по которой произошло смещение, и повышаются на удалении от нее, особенно вблизи ее краев [1].

Возникает предположение, что на перемещение по тектоническим крупным разломам среда реагирует не только перестройкой поля существующих напряжений, но и соответствующей перестройкой поля "фоновой" сейсмичности.

Исходя из этих представлений, обширная четко очерченная асейсмическая область вблизи гипоцентра может быть интерпретирована как следствие разгрузки среды вблизи плоскости или протяженной зоны с перемещением. По плоскости или по множеству плоскостей в зоне происходят "тихие" подвижки, высвобождающие упругую энергию в субсейсмическом диапазоне энергий и частот (крип). В окружающем пространстве, где касательные напряжения понижены, деформаций и смещений по трещинам, возможно, совсем не происходит.

В свою очередь, группы землетрясений в квадрантах, разделенных нодальными плоскостями, могут быть обусловлены повышением касательных напряжений в областях, удаленных от трещин [1]. Если имеет место подобное общее происхождение гипоцентрального затишья и групп в квадрантах, то ослабление сейсмичности в этих группах как раз и должно означать прекращение или замедление движения по плоскости будущего разрыва.

Ослабление периферических групп в течение рассматриваемого периода происходило дважды — синхронно с возникновением гипоцентрального роя 1969 г. и перед самым главным толчком (см. рисунок, *в, з*). Рой 1969 г. нарушает картину, которая в главных чертах согласуется со схемой изменения поля напряжений около трещины [1]. Роль роя могла быть двойной. Он мог затормозить движение по трещине, породившее как гипо-

центральное затишье, так и периферическое повышение сейсмичности. Или рой мог служить началом движения по трещине, которое после окончания роя, возможно, продолжалось в субсейсмическом диапазоне, порождая затишье вблизи трещины.

Данные о механизмах очагов землетрясений роя могли бы высветить функцию роя в процессе подготовки сильного события. Разнообразие ориентаций механизмов говорило бы в пользу того, что рой заблокировал движение по главной плоскости, а упорядоченность, наоборот, выявила бы его роль как начавшегося развития "слабого" места. Пока данными о механизмах мы не располагаем.

Подведем итоги. Работа отражает первый этап новых исследований. Основная предлагаемая работа состоит в изучении сейсмичности в трехмерном пространстве в координатах, связанных с выбранным объектом.

Распространенный пример показывает, что с сильным землетрясением в ряде случаев связана структура предваряющей слабой сейсмичности, невидная при "беспристрастной" статистической обработке в традиционных географических координатах. Рассмотренный простейшим образом пример выявляет пространственные структуры сейсмичности, не случайно расположенные относительно очага большого землетрясения. Найти в этих структурах соответствие тем, которые можно было бы ожидать по высказанной в начале статьи гипотезе, т.е. интерпретировать их как результат скрытого, асейсмического перемещения по плоскостям будущего очага, непосредственно не удастся. Вместе с тем ясно, что процесс как-то организован.

Здесь следует вспомнить, что многоиерархический процесс разрывно-непрерывной деформации литосферы лишь частично выражается в землетрясениях. Несомненно, что очень многое происходит за пределами сейсмического диапазона энергий и частот. Более того, в некоторых случаях поражает отсутствие информации именно из тех пространственных участков, где следовало бы ожидать высокую концентрацию касательных напряжений и массовое разрушение. Так, в очаговой области Усть-Камчатского землетрясения отсутствуют временами полностью очаги слабых землетрясений непосредственно на линии вектора перемещения по 1-й нодальной плоскости, там, где в случае крипа по ней должна была бы находиться область концентрации. Представляется возможным, что в этой области интенсивный процесс разрушения протекает в субсейсмическом диапазоне.

Таким образом, детальное пространственное рассмотрение сейсмичности в окрестности большого землетрясения позволяет поднять новые вопросы, касающиеся физики очага и сейсмического процесса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 139–162.
2. *Kostrov B.V., Das S.* Evaluation of stress and displacement fields due to elliptical plane shear crack // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1984. N 78. P. 19–33.
3. *Гусев А.А., Зобин В.М., Кондратенко А.М., Шумилина Л.С.* Усть-Камчатское землетрясение 15 декабря 1971 года // *Землетрясения в СССР в 1971 году.* М.: Наука, 1975. С. 172–184.
4. *Аптекман Ж.Я., Захарова А.И., Зобин В.М.* и др. Очаги сильных камчатских землетрясений 1971 года // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1979. № 1. С. 37–56.

Л.Б. СЛАВИНА, В.И. ГОРЕЛЬЧИК

## ОТРАЖЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ В ПОЛЕ ВРЕМЕН ПРОБЕГА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Процесс подготовки землетрясения находит свое отражение в изменении различных физических характеристик среды. Под воздействием поля напряжений, согласно теории лавинного трещинообразования [1], происходит структурная перестройка среды, хаотическое трещинообразование сменяется упорядоченным процессом роста трещин, кластеризацией и выстраиванием их в направлении, совпадающем с будущим магистральным разрывом. Оказалось, что рост параметров, в том числе скоростей продольных волн, изменяется характерным образом перед прохождением магистрального разрыва.

Изучая процесс подготовки землетрясения в реальном регионе, можно было полагать подобие процессов подготовки, проходящих на другом масштабном уровне.

Исследовались экспериментальные поля времен пробега продольных  $P$  и поперечных  $S$  волн и их отношений от слабых землетрясений локального региона, изменение этих полей в пространстве и времени. Объектом исследования являлись фокальные зоны землетрясений ряда сейсмоактивных регионов СССР и зоны активного вулканизма.

Исходные данные: времена пробега  $P$ - и  $S$ - $P$ -волн от локальных землетрясений до фиксированных станций. Параметры очагов слабых землетрясений определялись сейсмической службой по совокупности данных всей сети станций региона.

Исследуемые параметры:

$$\tau = \frac{T_{S-P}}{T_P - t_0} + 1, \quad \Delta\tau = \tau_{ij} - \bar{\tau}, \quad \xi_\tau = \frac{\sum_{i=1}^N \Delta(\tau_{ij})/N}{\sigma/\sqrt{N}},$$

$$F(\sigma_\tau) = \Phi(t),$$

где  $T_{S-P}$  — разность времен вступлений  $P$ - и  $S$ -волн;  $T_P$  — время вступления  $P$ -волны на  $j$ -ю станцию от  $i$ -го землетрясения (оба параметра измеряются на сейсмограммах);  $t_0$  — время возникновения землетрясения;  $\bar{\tau}$  — среднее долговременное значение для данного региона;  $\sigma$  — среднеквадратичное отклонение для  $j$ -й станции;  $\tau_{ij}$  — текущее значение от  $i$ -го землетрясения на  $j$ -ю станцию;  $\xi_\tau$  — вариации параметра  $\Delta\tau$ , выраженные в единицах среднеквадратичного отклонения;  $F(\sigma_\tau)$  — функционал от дисперсии параметра  $\tau$ ;  $N$  — число землетрясений.

Основные методические принципы — принцип накопления, т.е. суммирования слабых, но имеющих направленность отклонений на фоне случай-

ного разброса данных  $\sum_{i=1}^N \Delta(\tau_{ij})$ ; слежение за флуктуациями параметра  $\Delta\tau$  и его дисперсией  $\sigma_\tau$  в пространстве и времени.

В результате наблюдений за пространственно-временными вариациями указанных параметров в различных сейсмоактивных регионах – в Туркмении, на Кавказе, на Камчатке, включая зону активного вулканизма (области подготовки извержения Ключевской группы и Большого Трещинового Толбачинского извержения), удалось установить следующее.

В районе готовящегося извержения или сильного землетрясения накапливаются и растут в пространстве и во времени локальные аномалии  $\Sigma\Delta(\tau)$  разного знака. В зоне готовящегося разрыва накапливаются, как правило, отрицательные аномалии. Начало разрыва приурочено обычно к градиентной зоне смены знака аномалий.

Аномальные зоны не остаются постоянными во времени и пространстве, они мигрируют, расширяются, меняют знак в зависимости от действующего поля напряжений.

В качестве примера рассмотрим поле параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$  в период подготовки и развития Большого Трещинового Толбачинского извержения на Камчатке.

Рассмотрим четыре стадии процесса подготовки и развития извержения и соответствующие им изменения поля  $\Sigma\Delta(\tau)$  (рис. 1). На стадии I, при подготовке магистрального разрыва, питающего вновь возникший Северный прорыв, образовалась значительная отрицательная аномалия. Этот период характеризуется ростом поля напряжений, область питающего разрыва – в зоне сжатия.

На стадии II, в период извержения Северного прорыва, напряжение спало, область питающего разрыва, вероятно, находилась в зоне растяжения. Поле параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$  сменило знак на положительный. Отметим, что вулкан Плоский Толбачик, откуда начал свое движение разрыв, находился в градиентной зоне смены знака поля.

На стадии III произошло обрушение кратера Плоского Толбачика в результате отхода лавы вдоль магистральной трещины. Для этого периода характерна обширная положительная аномалия, охватившая как вулкан Плоский Толбачик, так и питающую трещину и Северный прорыв.

Стадия IV – подготовка нового Южного прорыва. Остановивший свое движение в зоне Северного прорыва разрыв начал продвижение на юго-запад, завершившееся образованием Южного прорыва. Магистральная трещина вновь в зоне отрицательной аномалии, Плоский Толбачик – в положительной зоне. Эта стадия характеризуется дальнейшим ростом поля напряжений в области продолжения магистрального разрыва готовящегося нового извержения.

Аналогичные результаты получены нами при анализе материалов в периоды, предвалявшие ряд побочных извержений Ключевского вулкана. В области готовящегося извержения накапливались отрицательные аномалии параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$ . Извержение сопровождалось сменой знака аномалии на положительный.

На основании приведенных фактических данных можно предположить, что поле параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$  образуется под воздействием поля напряжений, а его флуктуации отражают изменение поля напряжений, его рост или уменьшение. Росту поля напряжений соответствует накопление отрицательной аномалии; разрядке, спаду напряжений – положительной. Проведенные наблюдения в зоне активного вулканизма можно считать крупномасштабным экспериментом.

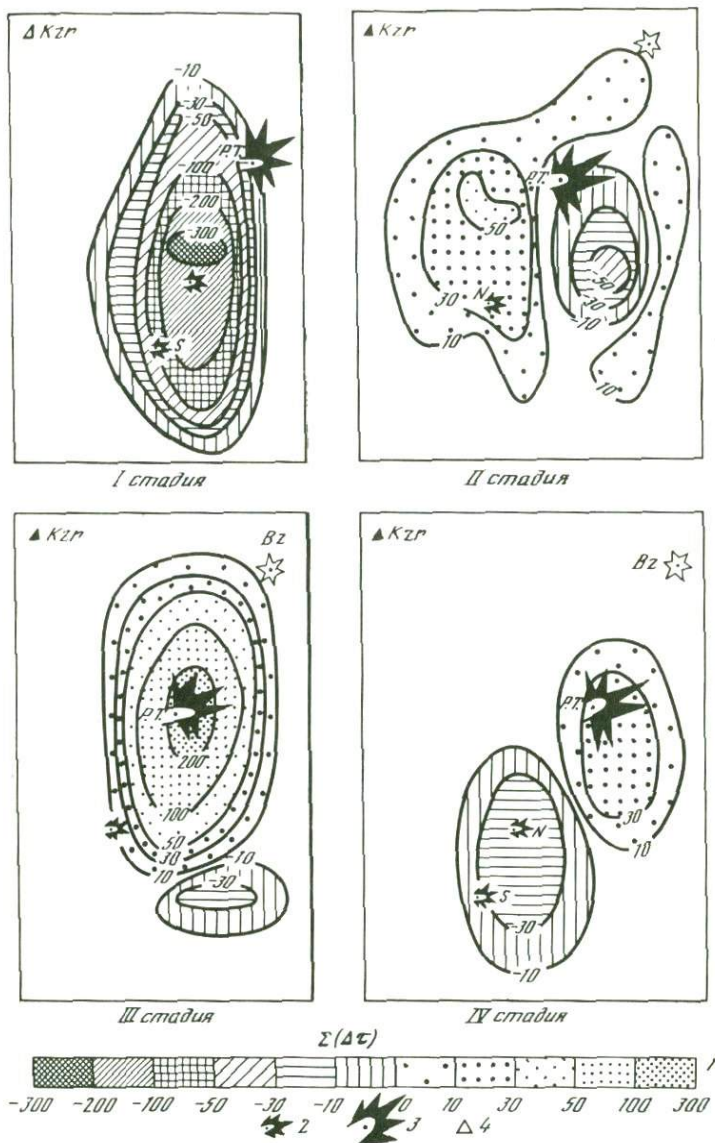


Рис. 1. Поле параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$  в период подготовки и развития Большого трещинного Толбачинского извержения

1 — шкала значений параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$ ; 2 — Северный и Южный прорывы; 3 — вулкан Большой Толбачик; 4 — сейсмические станции

Наблюдения за процессом подготовки сильного землетрясения в регионе являются переходом на более высокий масштабный уровень.

Основные закономерности распределения и изменения параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$  сохраняются. Изменяется лишь временной масштаб. Если при подготовке извержения смена знака аномалий происходила довольно быстро (так,

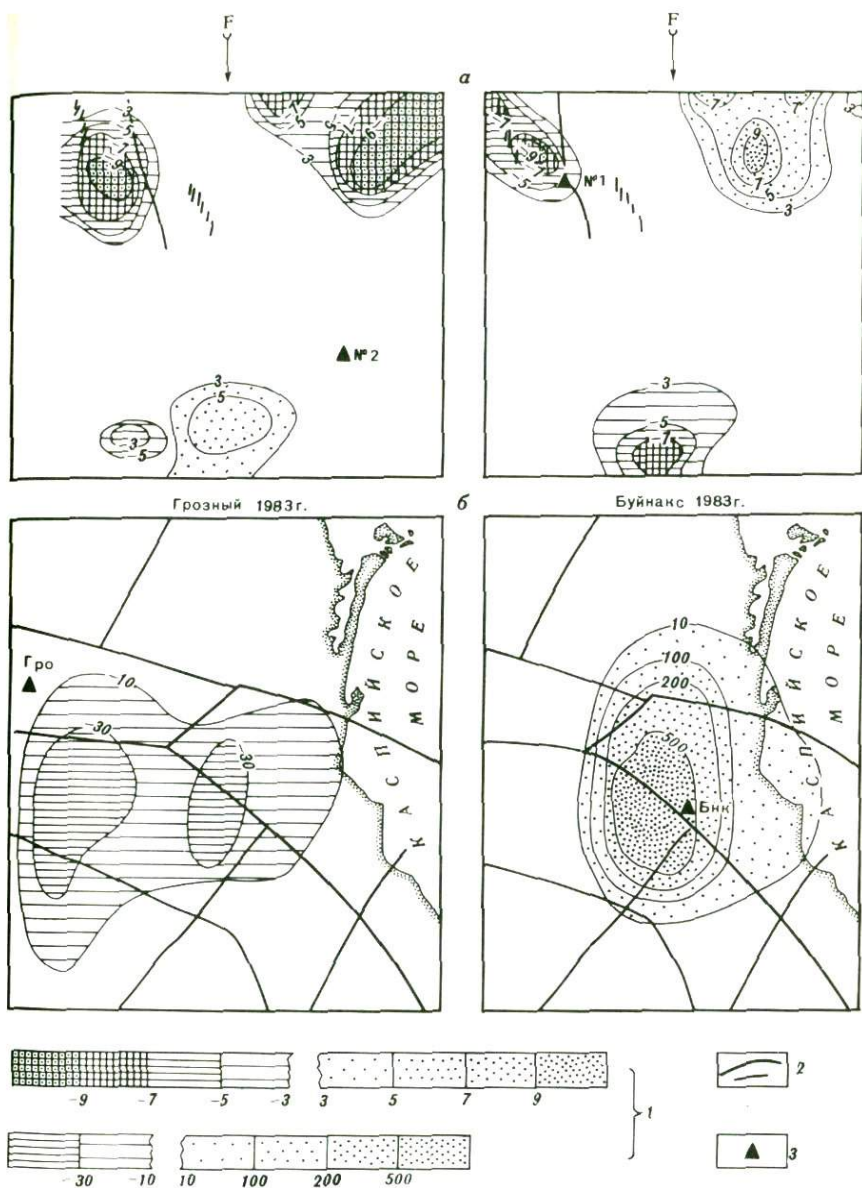
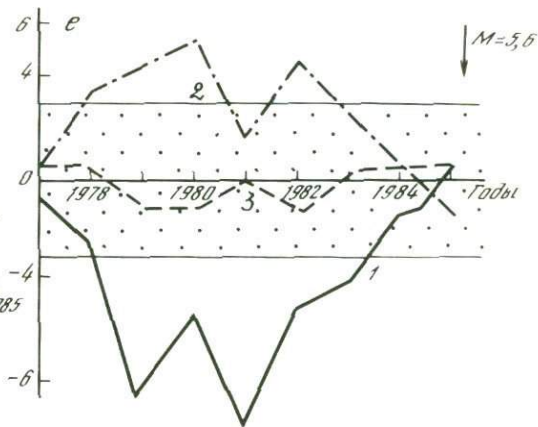
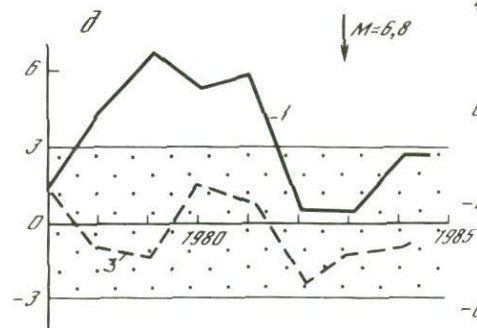
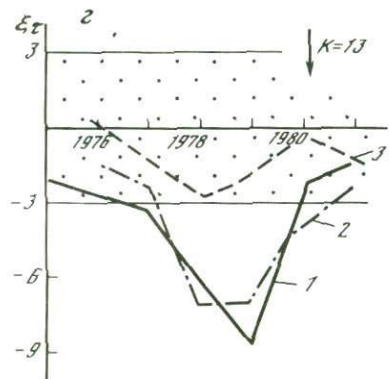
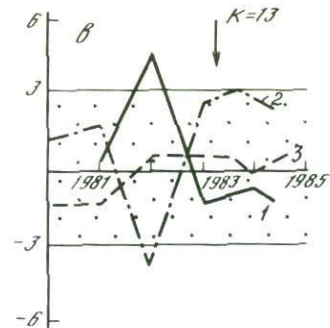
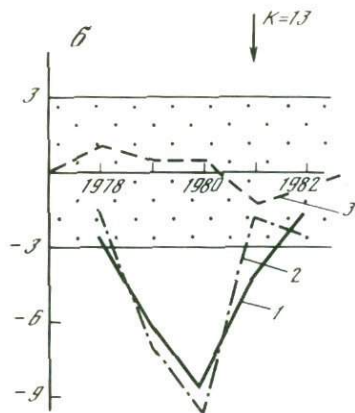
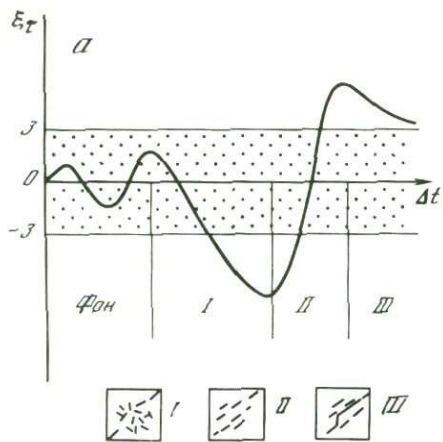


Рис. 2. Поле параметра  $\Sigma\Delta(\tau)$ , полученное при исследованиях на большом прессе (а) и в реальной среде по станциям Буйнакс и Грозный (б)  
 1 — шкала значений  $\Sigma\Delta(\tau)$ ; 2 — разломы (разрывы); 3 — сейсмостанции (датчики)



между стадиями I и II рис. 1 прошло 35 дней, II и III – 8, III и IV – 30), то при подготовке землетрясения процесс накопления и роста аномалии идет медленнее. Так, в зоне подготовки Ванского землетрясения (Турция) 1976 г. с  $M = 7$  аномалии отрицательного знака накапливались почти 12 лет. Накопление аномалии в зонах подготовки более слабых землетрясений на Кавказе с  $M \approx 5,5$  составляло 5–8 лет.

Так, например, время накопления аномалий в период подготовки Исмайлинского и Гавазского землетрясений на Кавказе с  $M \approx 5,5$ , произошедших в 1981 г., составляло  $\sim 5$  лет.

Рассмотрим более низкий масштабный уровень – лабораторные исследования. В испытаниях на образцах на Большом управляемом прессе при одностороннем сжатии регистрировалась акустическая эмиссия.

Любезно предоставленные нам Б.Г.Саловым сейсмограммы акустических явлений, полученные при одной из серий испытаний, были обработаны и рассчитан параметр  $\Sigma \Delta(\tau)$  для двух датчиков на одной из граней образца.

Результаты расчетов показаны на рис. 2, а. Треугольниками показаны регистрирующие датчики. Мы видим отрицательные и положительные аномалии, рассчитанные по данным каждого из датчиков.

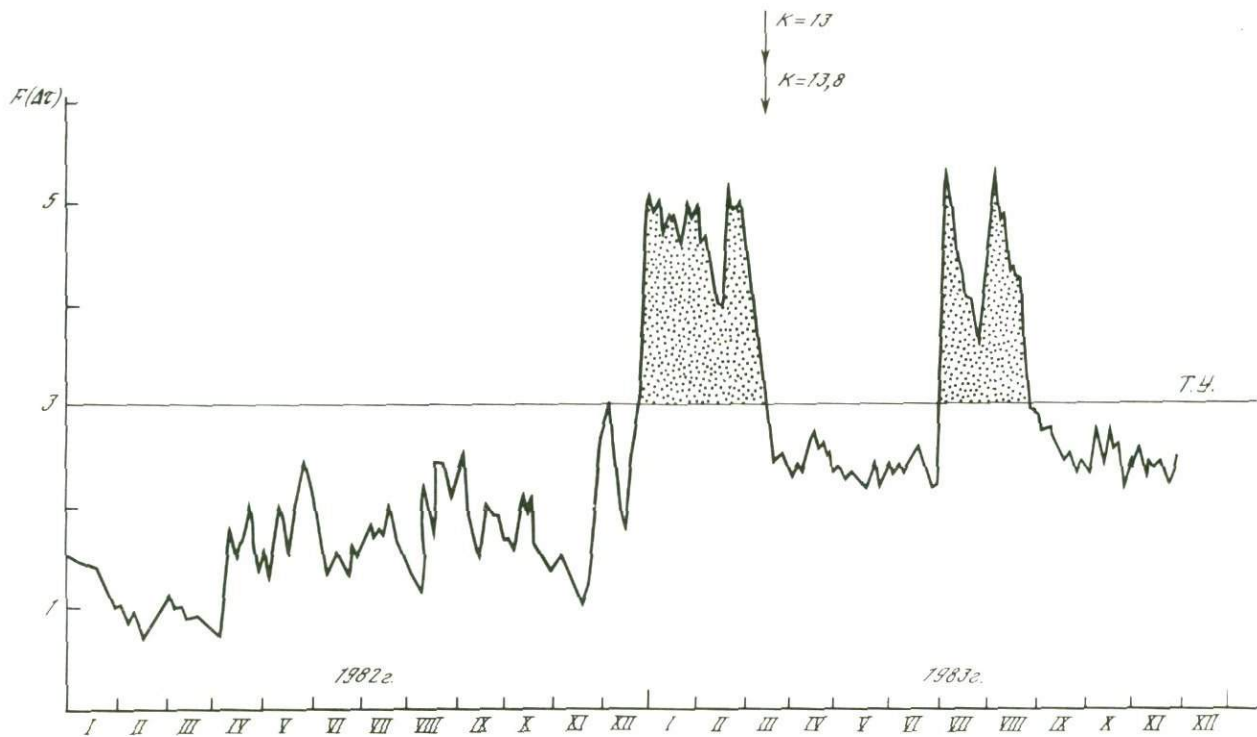
Отметим важную особенность – азимутальный эффект в распределении аномалий. Датчики, регистрирующие события и расположенные вдоль оси сжатия, вдоль основного направления трещинообразования, дают отрицательные аномалии в зоне будущей трещины, датчики, наблюдающие вкрест трещин, – положительные. Причем в зависимости от положения датчика относительно трещин и направления сжимающих напряжений в одном и том же месте образца по данным разных датчиков мы имеем противоположные по знаку аномалии.

Аналогичный эффект отмечался нами при наблюдениях как в вулканических зонах, так и в сейсмических. В сейсмических зонах азимутальный эффект наблюдается достаточно часто, но выделить ответственную за него зону разлома или группу трещин трудно, так как в одной и той же области существует разветвленная сеть разломов, а направление трещиноватости часто неизвестно. В качестве примера приведен рис. 2, б, где смена знака аномалии наблюдается по данным двух станций – Буйнакск и Грозный, они находятся в зоне Дагестанского клина и вне его. Таким образом, накопление аномальных значений  $\Delta\tau$  – положительных и отрицательных по знаку ( $\Sigma \Delta\tau$ ), предвещающих магистральный разрыв, отмечено нами на трех масштабных уровнях: в испытаниях на образцах большим управляемым прессом, при наблюдениях на вулканах и подготовке сильного землетрясения в регионе. Характерные особенности поля сохранялись на всех масштабных уровнях.



Рис. 3. Обобщенный вид предвестника (а) и графики параметра  $\xi_{\tau} = \Phi(t)$  в зонах, где произошли землетрясения с  $K \geq 13$  (б–е)

а – обобщенный вид предвестника  $\xi_{\tau}$ , три стадии развития и соответствующие им состояния среды (по модели ЛНТ); б – Исмайлинское землетрясение, в – Грозненское, г – Гавазское, д – Эрзурумское, е – Джавахетское землетрясения. 1, 2 – изменения  $\xi_{\tau}$  в зоне подготовки по данным различных станций, 3 – вне зоны подготовки (Фоновые значения)



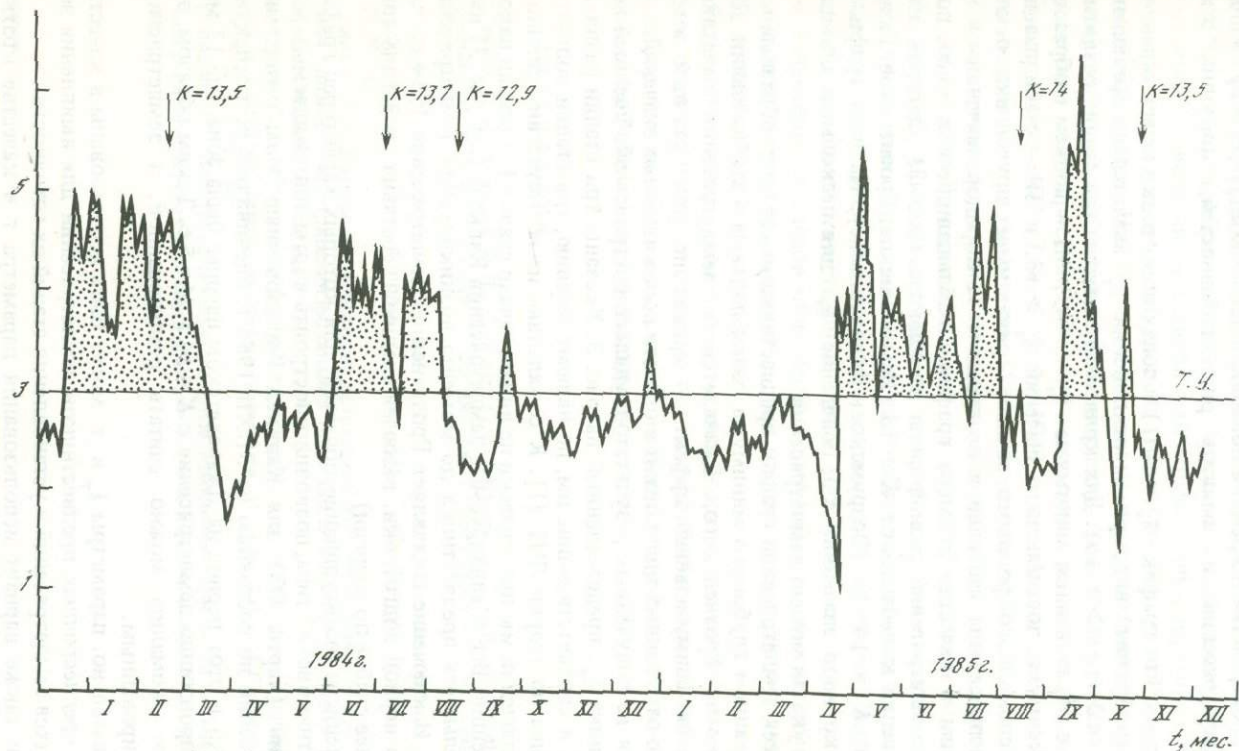


Рис. 4. Прогностические кривые  $F(\Delta\tau)$  за 1982–1985 гг. по группе сейсмических станций Туркмении

Для формализации параметра  $\Delta\tau$  и использования его в качестве предвестника землетрясений и извержений была введена величина  $\xi_\tau$ , выражающая изменение  $\tau$  в единицах его дисперсии. Наблюдения и анализ поведения  $\xi_\tau$  в пространстве и времени позволили четче оконтурить зону ожидаемого землетрясения и выявить ряд особенностей, присущих этим зонам.

Оказалось, что график  $\xi_\tau = \Phi(t)$  в зонах подготовки имеет характерный бухтообразный вид, причем отклонения  $\xi_\tau$  значительно превышают значения  $\pm 3$  (т.е.  $> \pm 3\sigma$ ). Для кривой характерны три стадии развития: I – спад с образованием минимума  $\xi_\tau < -3$ ; II – подъем с образованием максимума, достигнувшего значений  $\xi_\tau > +3$ , и III – стабилизация. В зонах спокойного фонового режима кривая имеет другой вид, отклонения распределены хаотично и не выходят за коридор значений  $\pm 3\xi$ . Рассмотрим в качестве примера графики, наблюдавшиеся в зонах подготовки землетрясений разной силы на Кавказе (рис. 3). Энергия этих землетрясений колебалась от  $K = 13$  (Исмаилинское, Грозненское, Гавазское) до  $K = 14 \div 15$  (Эрзрумское, Джавахетское). На всех графиках показан коридор значений  $\pm 3$ , поведение  $\xi_\tau$  для нескольких станций, стрелкой указан момент землетрясения.

Для всех землетрясений график предвестника имеет бухтообразный вид с образованием глубокого минимума, затем подъема и стабилизации. Для Эрзрумского, Грозненского, Джавахетского землетрясений отчетливо наблюдается азимутальный эффект – кривая по ряду станций имеет зеркально-отраженный вид и лежит в области положительных значений.

Исходя из полученных результатов, удалось построить обобщенный вид предвестника  $\xi_\tau$ , представленный на рис. 3. Указаны три стадии развития процесса и соответствующие им, по нашему мнению, три стадии подготовки разрыва по теории ЛНГ [1]. К сожалению, из-за отсутствия длинного ряда наблюдений мы практически не видим начало стадии I – стадии накопления трещин. Все анализируемые землетрясения Кавказа (см. рис. 3) имели длительность предвестника до момента возникновения землетрясения 6–8 лет. Исключение составляет Грозненское землетрясение 1984 г., для которого период подготовки, включая стадию I, составил  $\sim 3$  года (оно было более слабое по энергии).

Выявление и оконтуривание областей, для которых характерен график "предвестникового" типа, позволило построить карты зон ожидаемых землетрясений (карты ОЗ) для Кавказа. Реализованные зоны ожидаемых землетрясений по состоянию на 31.XII 1986 г. оценивались ретроспективно, однако в этот период на Джавахетском нагорье была зона, где 13 мая 1986 г. произошло землетрясение с  $K = 14,5$ ,  $M = 5,6$ . Таким образом, эту обширную аномалию можно считать реализованной, а землетрясение спрогнозированным.

Следовательно, параметры  $\xi_\tau$  и  $\tau$  могут быть использованы в качестве долго- и среднесрочных предвестников землетрясений для выявления зон готовящихся землетрясений и установления стадий их готовности.

Найден также вариант использования параметра  $\tau$  в качестве краткосрочного предвестника. Установлен факт увеличения дисперсии этого параметра за 15–45 дней до готовящегося землетрясения. Разработана специальная программа расчета прогностической кривой. Методика подробно из-

ложена в ряде работ [3–5]. Остановимся на примере расчета прогностической кривой для реального региона – Копетдага в Западной Туркмении.

На рис. 4 представлены результаты расчетов кривой за 1982–1985 гг. По экспериментальным данным установлен "тревожный уровень". Кривая за 1982 г. (до ноября месяца) по группе станций демонстрирует нам спокойный уровень жизни региона, наблюдаются пилообразные изменения, не превышающие тревожный уровень. С ноября 1982 по 1985 г. характер кривой изменился. Наблюдается ряд довольно продолжительных (~ 1,5–2 мес) выбросов, значительно превышающих тревожный уровень. Все они предваряли землетрясения той или иной силы (моменты землетрясения указаны стрелками). Так, в марте 1983 г. произошли сильные Кум-Дагские землетрясения, в феврале 1984 г. в районе Небит-Дага, в 1985 г. – два землетрясения в Иране. За весь рассмотренный период мы имеем только одну "ложную" аномалию в июле–августе 1983 г.<sup>1</sup> Длительность аномалий, предваряющих землетрясения, их форма (острые или столообразные), время появления зависят от расстояния наблюдающей сети до готовящегося землетрясения, его силы и индивидуальных характеристик. Найдены пока только качественные связи между всеми этими факторами. При дальнейших исследованиях необходимо найти количественные оценки, связывающие поле параметра  $\tau$  и поле напряжений, величину аномалий и силу готовящегося землетрясения.

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что отмечаемые особенности поля параметра  $\tau$  сохраняются на различных масштабных уровнях. Параметр  $\tau$  может быть с успехом применен для прогноза места и времени сильных землетрясений, извержений вулканов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 6–29.
2. 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.
3. Славина Л.Б. Методика и некоторые результаты изучения параметра  $V_p/V_S$  по данным близких землетрясений фокальной зоны Камчатки // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 217–236.
4. Соболев Г.А., Славина Л.Б. Пространственные и временные изменения  $V_p/V_S$  перед сильными землетрясениями Камчатки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 7. С. 91–98.
5. Славина Л.Б. Пространственно-временные изменения поля перед сильными землетрясениями у берегов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 84–95.

<sup>1</sup> В этот же период на Ашхабадском полигоне наблюдались изменения ряда других параметров – гидрорежима, электросопротивления и др.

Г. А. СОБОЛЕВ, М. Т. УСМАНОВА

## ВАРИАЦИИ НАКЛОНА ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ КАК ОДИН ИЗ ВОЗМОЖНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

Многочисленные исследования [1–5] графика повторяемости как экспериментального, так и натурального характера показали, что для сейсмоактивных регионов закон повторяемости справедлив при сохранении на (достаточно большой) площади и во времени геолого-тектонических условий для статистически независимых землетрясений, т.е. без афтершоков, роев и группирующихся землетрясений с достаточно высоким уровнем энергетических классов (в условиях Узбекистана это  $K = \lg E \geq 8,5$ ).

В конце 60-х годов в литературе стали появляться сообщения о нелинейности графика повторяемости [6–9], при этом исследователи отмечали временные изменения  $\gamma(b)$ , связанные с подготовкой сильных землетрясений.

В условиях Восточного Узбекистана менее значимым, но доступным для практического применения признаком сейсмической опасности района может служить долготенное увеличение  $\gamma$ .

В данной работе предпринята попытка изучить возможности пространственно-временного анализа наклона графика повторяемости землетрясений в сопоставлении с сильными землетрясениями Узбекистана.

Площадь исследований ограничена координатами: на востоке республики  $\varphi = 39,5 \div 42,5^\circ$ ,  $\lambda = 68,5 \div 73,5^\circ$ ; на западе  $\varphi = 38,62 \div 42,23^\circ$ ,  $\lambda = 61,10 \div 65,82^\circ$  за периоды 1962–1980 и 1969–1983 гг. соответственно.

Использование методов наименьших квадратов, средних и максимального правдоподобия для группированной выборки при вычислении  $\gamma$  дало возможность исследовать характерные особенности этого параметра.

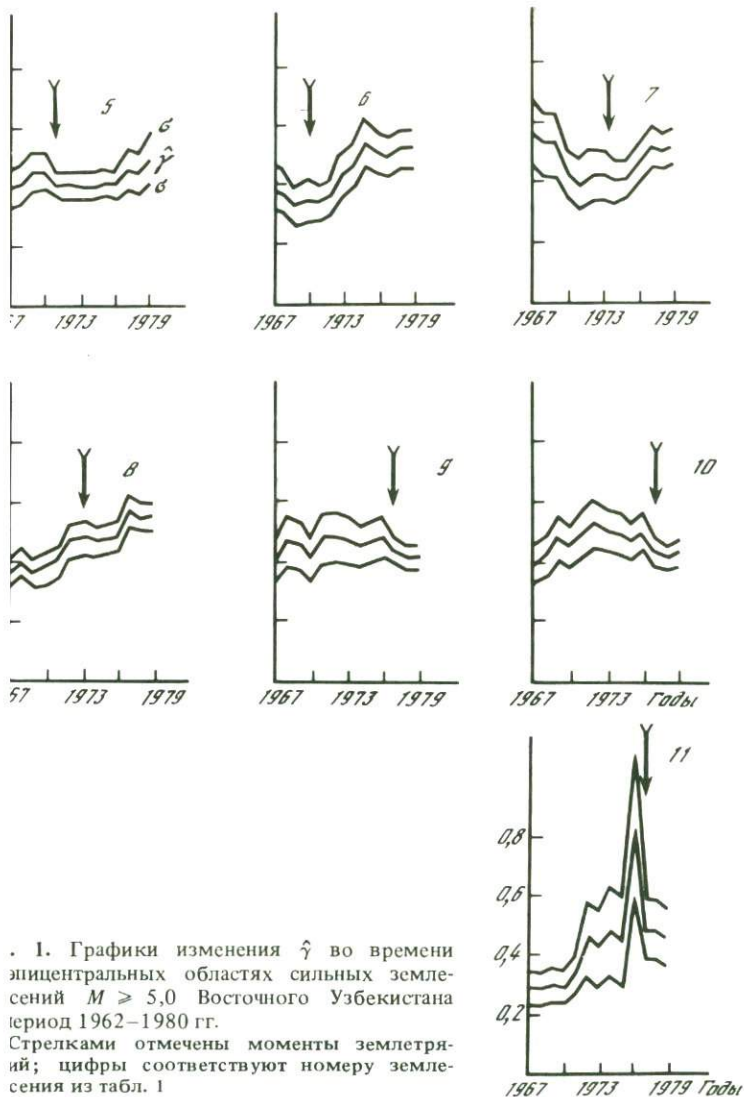
Результаты исследования параметра  $\gamma$  на площадях Восточного ( $\gamma = 0,48 \pm 0,07$ ) и Западного Узбекистана ( $\gamma = -0,36 \pm 0,12$ ) свидетельствуют о долговременном характере значений  $\gamma$  [11].

На фоне среднесрочных характеристик  $\gamma$ , как уже отмечалось выше, имеют место пространственно-временные вариации  $\gamma$ . Так, по данным исследования афтершоковой последовательности Ташкентского землетрясения 1966 г. [10] обнаружен излом графика повторяемости, и с течением времени график  $\gamma$  приближался к прямолинейному, давая значение  $\gamma = 0,43$ .

Устойчивость распределения параметра  $\gamma$  во времени и по площади проверялась сопоставлением карт  $\hat{\gamma}$  (значения  $\hat{\gamma}$ , вычисленные методом максимального правдоподобия) за различные периоды времени: 1962–1970 и 1971–1980 гг. [11].

Ретроспективный анализ карт  $\hat{\gamma}$  по Восточному Узбекистану показал, что сильные землетрясения с  $M \geq 5,0$  приурочены к зонам пониженных значений  $\hat{\gamma} \leq 0,40$ .

Кроме долготенных тенденций изменения значений  $\gamma$ , проанализированы и краткосрочные текущие изменения.



1. Графики изменения  $\hat{\gamma}$  во времени эпицентральных областях сильных землетрясений  $M \geq 5,0$  Восточного Узбекистана период 1962–1980 гг. Стрелками отмечены моменты землетряний; цифры соответствуют номеру землетрясения из табл. 1

ис. 1,2 приводятся графики изменения  $\hat{\gamma}$  в эпицентральных районах землетрясений с  $M \geq 5,0$  Узбекистана. Перечень сильных землетрясений приведен в табл. 1. Графики  $\gamma$  построены на площади  $100 \times 100$  км с интервалом осреднения  $T = 6$  лет,  $\Delta t = 1$  год за период 1980 и 1969–1983 гг. по востоку и западу республики соответ-

ис. 1 показано изменение  $\gamma$  в районах, где произошли Исфаринское 7 г.,  $M = 6,4$  и Хайдарканское 03.06.77 г.,  $M = 5,7$  землетрясения. эпицентрального района Исфаринского землетрясения с начала 1971 г.

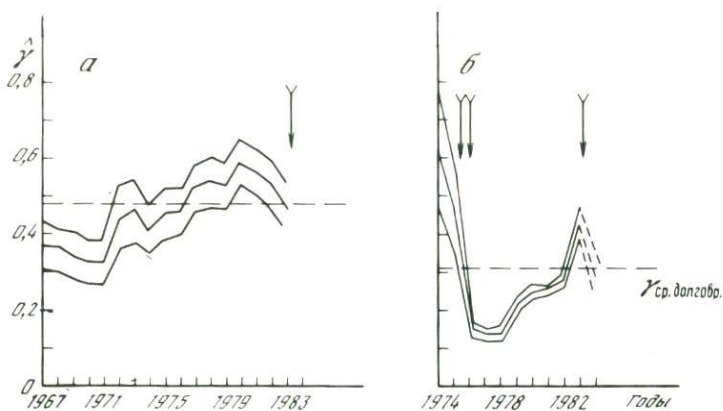


Рис. 2. Примеры изменения  $\hat{\gamma}$  в эпицентральных областях сильных землетрясений с  $M \geq 5,0$

*a* — Панское землетрясение (за период 1962—1983 гг.); *б* — Газлийские землетрясения (за период 1969—1983 гг.)

наблюдается рост значений  $\hat{\gamma}$  с небольшой его вариацией в 1974 г. На спаде значения  $\hat{\gamma}$  произошло сильное Исфаринское землетрясение. Примерно такая же картина наблюдается в эпицентральном районе Хайдарканского землетрясения, т.е. постепенно увеличивается и достигает максимума  $\hat{\gamma}$ , сильное землетрясение происходит на спаде графика  $\hat{\gamma}$ . Промежуток времени между максимумом  $\hat{\gamma}$  и моментом Хайдарканского землетрясения равен 4 годам. Однако для Исфаринского землетрясения трудно говорить о подобной оценке, имея в виду осложненный ход графика  $\hat{\gamma}$ . В этом случае можно оценить только отрезок времени с момента возрастания и спада  $\hat{\gamma}$ , который равен 6 годам. Последнее обстоятельство вызвано тем, что Исфаринскому землетрясению предшествовало Кадамжайское 22.01.74 г.,  $M = 5,0$ , которое, вероятно, является форшоком Исфаринского землетрясения.

Ход графика  $\hat{\gamma}$  в районе Таваксайского землетрясения 06.12.77 г.,  $M = 5,0$  несколько отличен. С 1971 г. начинаются резкие колебания  $\hat{\gamma}$  с тенденцией возрастания при большой  $\sigma_{\hat{\gamma}}$ . Последнее обстоятельство вызвано сокращением примерно в три раза общего количества землетрясений в период 1971—1976 гг. (в основном землетрясения с  $K = 9$  и 10). Таваксайское землетрясение также происходит на спаде через 12 мес, что не противоречит результатам [7].

В районах, где произошли Чаткальское 28.10.71 г.,  $M = 5,6$ , Куршабское 20.02.74 г.,  $M = 5,0$ , Кадамжайское 22.01.74 г.,  $M = 5,0$  землетрясения наблюдается устойчивый рост значений  $\hat{\gamma}$  вплоть до конца 1979 г. Причем в эпицентральном районе Ленинабадского землетрясения 17.03.72 г. наблюдается ярко выраженный аномальный рост значений  $\gamma$ , который превышает уровень среднедолговременного значения  $\gamma = 0,48$ , характерный для этого региона. Впоследствии в этом районе 13.10.85 г. произошло Кайраккумское землетрясение с  $M = 6,1$  ( $\varphi^{\circ} = 40,3$ ;  $\lambda^{\circ} = 69,8$ ;  $h = 5 \div 10$  км). Отметим, что все вышеперечисленные землетрясения (Чаткаль-

Таблица 1

Параметры сильных землетрясений Восточного Узбекистана за период 1962–1977 гг.

№ п/п	Землетрясение	Дата	$\varphi^{\circ}$ N	$\lambda^{\circ}$ E	K	M
1	Маркайское	3.08.62	40,93	73,12	14,0	5,4
2	Коштепинское	17.03.65	40,85	69,37	13,5	5,5
3	Ташкентское	25.04.66	41,35	69,27	13,5	5,3
4	Балькчинское	30.04.66	41,10	71,80	13,0	5,0
5	Чаткальское	28.10.71	42,10	72,30	14,0	5,6
6	Ленинабадское	17.03.72	40,20	69,70	13,0	5,0
7	Кадамжайское	22.01.74	40,20	71,90	13,0	5,1
8	Куршабское	20.02.74	40,70	73,20	13,0	5,0
9	Исфаринское	31.01.77	40,08	70,87	15,0	6,4
10	Хайдарканское	3.06.77	39,96	71,81	14,0	5,7
11	Таваксайское	6.12.77	41,33	69,44	13,5	5,0

ское, Куршабское, Кадамжайское, Ленинабадское) произошли на фоне незначительного уменьшения  $\hat{\gamma}$  после локальных максимумов.

Анализ графика  $\hat{\gamma}$  в эпицентральной зоне Папского землетрясения 18.02.84 г. с  $M = 5,7$  (рис. 2, а) показал, что после минимума в 1973 г. с  $\hat{\gamma} \leq 0,38$  с начала 1974 г. наблюдается постепенное, почти линейное возрастание значений  $\hat{\gamma}$ . Не исключается возможность связи появления этого аномального хода графика с подготовкой Папского землетрясения. Видно, что возрастание  $\hat{\gamma}$ , начавшееся в 1974 г., продолжается до конца 1980 г. С начала 1981 г. наблюдается спад значений  $\hat{\gamma}$ , и в 1984 г. в районе Пап произошло сильное землетрясение 18.02.84 г. с  $M = 5,6$ .

Подводя итоги исследования параметра  $\hat{\gamma}$  по отдельным сейсмоактивным районам Узбекистана, рассмотрим график повторяемости землетрясений для высокомагнитудного роя Газлийских землетрясений. Отметим, что в [12] были рассмотрены временные вариации параметров сейсмического режима Газлийской зоны 1976–1984 гг. Уделяется особое внимание картированию параметров сейсмического режима  $\hat{\gamma}$  и  $A_{10}$  для реализации методики мониторинга очаговой зоны сильного землетрясения для случаев достаточно обильных роев афтершоков. В данном случае имеется в виду эпицентральная область Газлийских землетрясений.

На рис. 2, б показан ход графиков  $\hat{\gamma}$  для эпицентрального района Газлийских землетрясений. Как уже отмечалось, для этого района оценка среднедолговременного значения угла наклона графика повторяемости равна  $\hat{\gamma} = -0,36 \pm 0,12$  при уровне сейсмической активности  $A_{10} = 0,02$ .

Анализ хода графика  $\hat{\gamma}$  (рис. 2, б) показывает, что Газлийские землетрясения 8.04.76–17.05.76 г. произошли на спаде после максимума  $\hat{\gamma}$ . Затем в течение двух лет (1976–1978 гг.) отмечался ровный ход графика  $\hat{\gamma}$ . С 1979 г. до конца 1983 г. в течение последующих 6 лет наблюдался монотонный рост значений  $\hat{\gamma}$ . При этом отметим, что интервал осреднения последней точки на графике (рис. 2, б) неравнозначен с предыдущими 10 точками и  $T = 5$  лет 2,5 мес, т.е. осреднение производилось за период

Таблица 2

Распределение значения  $t$  на графиках  $\hat{\gamma}$  для эпицентральных районов сильных землетрясений с  $M \geq 5,0$  Восточного Узбекистана

Период наблюдений	Разница значений по точкам	Дата землетрясения		
		18.10.71	6.12.77	02.09.71
1967–1968	$\hat{\gamma}_1 - \hat{\gamma}_2$	3,8	0	0,14
1968–1969	$\hat{\gamma}_2 - \hat{\gamma}_3$	14,7	1,043	4,11
1969–1970	$\hat{\gamma}_3 - \hat{\gamma}_4$	3,55	3,38	0
1970–1971	$\hat{\gamma}_4 - \hat{\gamma}_5$	32,7	13,8	30,4
1971–1972	$\hat{\gamma}_5 - \hat{\gamma}_6$	0	32,5	28,4
1972–1973	$\hat{\gamma}_6 - \hat{\gamma}_7$	12,4	19,35	27,17
1973–1974	$\hat{\gamma}_7 - \hat{\gamma}_8$	3,0	27,6	16,0
1974–1975	$\hat{\gamma}_8 - \hat{\gamma}_9$	5,75	14,3	3,20
1975–1976	$\hat{\gamma}_9 - \hat{\gamma}_{10}$	0,68	143,4	39,9
1976–1977	$\hat{\gamma}_{10} - \hat{\gamma}_{11}$	34,2	250,0	510,8
1977–1978	$\hat{\gamma}_{11} - \hat{\gamma}_{12}$	3,9	0	29,11
1978–1979	$\hat{\gamma}_{12} - \hat{\gamma}_{13}$	17,06	7,14	163,2

1.01.78–19.03.84 г. Последнее обстоятельство вызвано отсутствием информации за 1984 г. Тем не менее видно, что значения  $\hat{\gamma}$  уменьшаются.

Необходимо заметить, что период появления этой аномалии  $T_{ан} = 5$  лет на временном графике  $\hat{\gamma}$  (рис. 2, б) не противоречит результатам работы [9], полученным на материале каталога землетрясений Камчатки. Вариация величины  $\sigma_\gamma$  на графике  $\gamma$  с 1976 г. не превышает  $\pm 0,025$ .

Помимо рассеяния значений  $\hat{\gamma}$  вокруг средней величины для всех сильных землетрясений, приведенных на рис. 1,2, была оценена разница значений  $\hat{\gamma}$  между всеми точками временного хода графика  $\hat{\gamma}$  (табл. 2) путем применения статистического критерия [13] для оценки расхождения двух выборочных средних  $\bar{X}_1$  и  $\bar{X}_2$ . Результаты расчетов критерия  $t$ , приведенные в табл. 2, свидетельствуют о неслучайном характере значений  $\hat{\gamma}$ , так как при  $t \geq 3,0$  расхождение средних значений  $\hat{\gamma}_n - \hat{\gamma}_{n-1}$  считается существенным, т.е. соответствующие выборки принадлежат разным генеральным совокупностям.

Таким образом, ретроспективный анализ графиков  $\hat{\gamma}$  эпицентральных районов сильных землетрясений  $M \geq 5,0$  Узбекистана (10 сильных толчков) показал, что одним из признаков приближающегося сильного землетрясения является аномальное изменение наклона графика повторяемости.

Наблюдаются характерные изменения  $\gamma$ , отмеченные для различных сейсмоактивных регионов мира. Изменение  $\gamma$  выражено постепенным увеличением, прохождением через максимум, и сильное землетрясение происходит на спаде графика  $\gamma$ .

Таким образом, нами получены среднедолговременные оценки угла наклона графика повторяемости  $\hat{\gamma} = 0,48 \pm 0,07$  для Восточного и  $\gamma = -0,36 \pm 0,12$  для Западного Узбекистана.

## Дата землетрясения

18.02.84	22.01.74	20.02.74	17.03.72	31.01.77	03.06.77
4,13	58,22	35,08	5,1	21,4	15,1
7,38	0	27,8	11,68	4,45	7,8
3,52	31,15	12,4	4,47	10,75	13,1
1,70	8,18	13,5	0,302	18,6	16,7
26,2	5,48	61,9	5,62	0	14,8
6,45	0	8,0	19,4	3,27	8,2
19,0	5,83	19,4	9,34	7,43	4,85
25,7	4,5	13,6	31,0	4,29	17,75
0,72	27,8	15,9	16,13	8,97	20,0
43,8	10,6	133,7	14,28	42,3	53,1
16,5	13,2	48,1	19,86	33,2	25,7
8,62	15,5	4,2	0,337	0	27,70

Формализованная машинная обработка относительно однородного каталога землетрясений позволила провести картирование и построение графиков  $\hat{\gamma}$  по площади и во времени для оценки сейсмической ситуации в Восточном Узбекистане. Выявленные эффекты спада параметра  $\hat{\gamma}$  в период подготовки сильных землетрясений в эпицентральных районах Узбекистана значимы, но неоднозначны по характеру графиков  $\hat{\gamma}$ .

## ЛИТЕРАТУРА

1. Петров В.А. К теории закона повторяемости землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 8. С. 92–94.
2. Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964. 84 с.
3. Mogi K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena // Bull. Earth. Res. Inst. 1962. Vol. 40, N 1. P. 125–173.
4. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. О прогнозировании разрушения горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 6. С. 11–18.
5. Ризниченко Ю.В. Сейсмический режим и сейсмическая активность // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 47–69.
6. Мамадалиев Ю.А. Об исследовании изменений параметров сейсмического режима во времени в пространстве // Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1964. С. 93–104.
7. Плотишкова Л.М., Соколова И.А. и др. Сейсмические предвестники и особенности проявления Таваксайского землетрясения // Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 г. Ташкент: Фан, 1981. С. 87–105.
8. Михайлова Р.С. Афтершоки Алайского землетрясения 1978 г. // Землетрясения Средней Азии и Казахстана 1980 г. Душанбе: Дониш, 1982. С. 25–45.
9. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. Некоторые закономерности сейсмического режима и прогноз землетрясений // Физика очага и предвестники землетрясений. М.: ВНИИГИ, 1983. С. 228–242.

10. Усманова М.Т., Соболев Г.А. Пространственно-временные вариации наклона графика повторяемости землетрясений Восточного Узбекистана и сопредельных территорий // Узб. геол. журн. 1984. № 6. С. 18–24.
11. Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 215 с.
12. Шебалин Н.В., Аптекман Ж.Я., Арефьев С.С., Грайзер В.М. О взаимном положении очагов Газлийских землетрясений и их вмещении в реальные тектонические структуры // Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Опыт изучения Газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований". Ташкент: Фан, 1985. С. 26–27.
13. Романовский В.И. Математическая статистика. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1963. 794 с.

УДК 550.343.6

С.И. ЗУБКОВ, В.А. АЛИМОВА

### О ПРЕДВЕСТНИКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДЕБИТУ ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДОВ

В предыдущей нашей работе [1] были исследованы зависимости  $\Delta T_{ан}$  и  $R$  от магнитуды землетрясений для предвестников по уровню подземных вод. Наряду с этими предвестниками были изучены другие гидрогеодинамические предвестники – вариации дебита воды, нефти и газа. В связи с этим представляет интерес сопоставить времена возникновения и размеры областей проявления предвестников по дебиту с ранее полученными зависимостями для уровня подземных вод.

Были проанализированы все известные мировые литературные данные по изменению дебита источников подземных вод, нефти и газа в скважинах перед землетрясениями, представленные в "Каталоге гидрогеодинамических предвестников" [2–6]. Вариации дебита присущи различным флюидам и проявляются во всех сейсмоактивных регионах земного шара. К ним относятся: дебит нефти и жидкости (нефть + вода) в скважинах различных месторождений (Кавказ, о-в Сахалин, Суэцкий залив); дебит газа на газовых месторождениях (Дагестан, Китай, США); изменение пластового и внутрискважинного давления (Средняя Азия, Китай); изменение расхода воды минеральных источников и самоизливающихся скважин (Кавказ, Средняя Азия, Япония, Китай, США); изменение временного интервала между последующими извержениями источников и гейзеров (Кавказ, США).

При определении времен возникновения предвестников по дебиту (величин  $\Delta T_{ан}$ ) использовалась та же методика, что и ранее [3]: определялись среднефоновые значения дебита, их среднеквадратичные отклонения, затем оценивались величины  $\Delta T_{ан}$ . В тех случаях, где это было возможно, учитывалось влияние тренда и сезонных факторов. Всего было определено 67 значений по дебиту различных флюидов: из них 23 значения  $\Delta T_{ан}$  для дебита нефти, 31 значение для дебита минеральных источников и воды в скважинах, 9 значений для дебита газа. В остальных случаях наблюдались вариации затрубного давления в скважине, избыточного пластового давления, интервалов последующих извержений гейзеров. Следует отметить морфологические особенности, которые присущи предвестникам по

дебиту: в основном это положительные бухтообразные аномалии, в 16 случаях отмечены отрицательные аномалии и в некоторых случаях – знакопеременные аномалии сложной формы.

Анализ оцененных нами по мировым данным времен проявления предвестниковых аномалий по дебиту показал, что для землетрясений различных энергетических классов имеют место три временных типа бухтообразных предвестников: долгосрочные предвестники (длительностью от одного года до нескольких лет для разрушительных землетрясений с  $K \geq 14$ ), среднесрочные предвестники (длительностью в несколько недель до двух месяцев для таких же землетрясений) и краткосрочные предвестники, возникающие за несколько суток до землетрясений с  $K = 10 \div 17$ .

На рисунке вверху приведены примеры проявления долгосрочного и краткосрочного предвестников по дебиту.

Известно, что время проявления предвестника возрастает с магнитудой землетрясения и уменьшается с ростом эпицентрального расстояния, при этом максимальное значение  $\Delta T_{ан}$  достигается в эпицентре землетрясения и называется эпицентральным временем предвестника [4]. Для предвестников по дебиту учесть влияние эпицентрального расстояния на  $\Delta T_{ан}$  было невозможно, так как ряды значений  $\Delta T_{ан}$  для одного и того же энергетического класса оказались статистически незначимыми. Поскольку подавляющее большинство оцененных значений  $\Delta T_{ан}$  относится к небольшим эпицентральным расстояниям и радиус зоны проявления предвестников по дебиту намного больше размера протяженности очага землетрясения, то рассчитанные нами магнитудные зависимости  $\Delta T_{ан}$  близки к магнитудным зависимостям для эпицентральных времен.

Уравнения регрессии для этих зависимостей в случаях долгосрочных и среднесрочных предвестников по дебиту подземных флюидов с соответствующими коэффициентами корреляции имеют вид:

$$\lg (\Delta T_{ан})_{дс} = 0,15 K - 2,10 \pm 0,41, \quad \rho = 0,79 \pm 0,02, \quad n = 38,$$

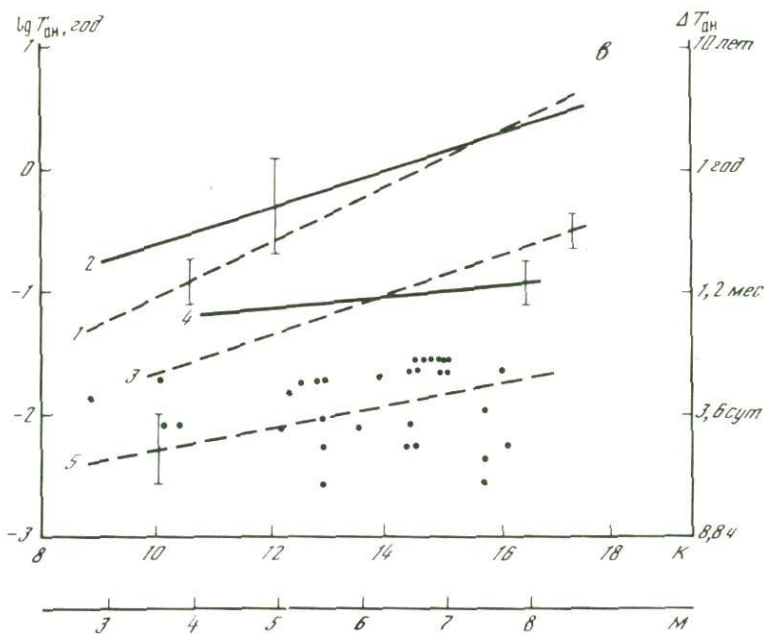
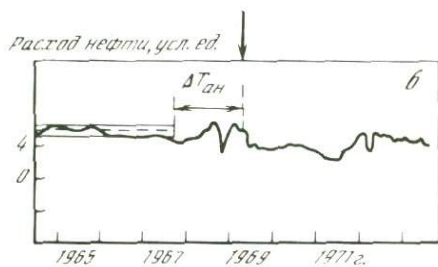
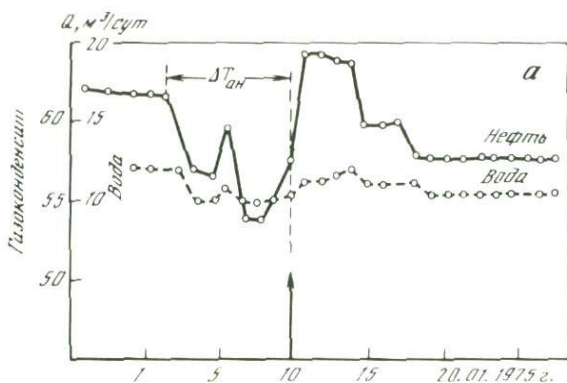
$$\lg (\Delta T_{ан})_{ср} = 0,05 K - 1,69 \pm 0,12, \quad \rho = 0,77 \pm 0,04, \quad n = 19,$$

где  $\Delta T_{ан}$  – в годах,  $n$  – число наблюдений.

Число значений  $\Delta T_{ан}$  для краткосрочных предвестников было мало (около 10), поэтому расчет магнитудной зависимости для этих времен представлялся нецелесообразным.

На рисунке приведены также зависимости  $\Delta T_{ан}$  от энергии землетрясения для долгосрочных и среднесрочных предвестников по дебиту подземных флюидов. Для сравнения даны зависимости для долгосрочного и среднесрочного предвестников по уровню подземных вод, полученные в [1].

Видно хорошее совпадение времен проявления обоих типов гидрогеодинамических предвестников как в случае долгосрочных, так и в случае среднесрочных предвестниковых вариаций. В нижней части графика дана зависимость для краткосрочных предвестников по уровню подземных вод. Точками нанесены времена краткосрочных вариаций дебита подземных флюидов. Видно, что краткосрочные предвестники по дебиту, так же как и предвестники по уровню, проявляются за несколько суток до землетрясения. Существование трех последовательных временных типов гидро-



геодинамических предвестников означает, по-видимому, существование трех стадий прогрессирующего процесса трещинообразования в зоне очага готовящегося землетрясения, различающихся между собой по длительности проявления примерно на порядок.

Результаты исследования ареала распространения предвестниковых вариаций дебита подземных флюидов показали, что радиус этого ареала  $R$  примерно совпадает с радиусом зоны проявления предвестников по уровню подземных вод [1] и не превышает радиуса зоны проявления деформационных предвестников [5].

Итак, из изложенного выше можно сделать следующие выводы.

По времени возникновения до землетрясений предвестники по дебиту источников подземных вод, нефти и газа можно разделить на три типа: долгосрочные, среднесрочные и краткосрочные. Долгосрочные предвестники для разрушительных землетрясений с  $K \geq 14$  возникают в очаговых зонах за один год — несколько лет до сейсмических событий, среднесрочные — за несколько недель, краткосрочные — за несколько суток.

Времена проявления  $\Delta T_{ан}$  долгосрочных и среднесрочных предвестников по дебиту возрастают с энергией землетрясений (в диапазоне  $K = 9 \div 17$ ).

Магнитудные зависимости радиуса зоны проявления и времен возникновения долгосрочных и среднесрочных предвестников по дебиту подземных флюидов близки к соответствующим зависимостям для предвестников по уровню подземных вод, что отображает генетическую близость предвестниковых вариаций уровня и дебита подземных вод.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Зубков С.И., Алимова В.А.* О временах возникновения и размерах областей проявления гидрогеодинамических предвестников землетрясений // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: Наука, 1987. С. 98–105.
2. *Алимова В.А., Зубков С.И.* Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. М.: ИФЗ АН СССР, 1983. 140 с.
3. *Зубков С.И.* Радоновые предвестники землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 74–105.
4. *Зубков С.И.* О зависимости времени возникновения и радиуса зоны проявления электротеллурического предвестника от энергии землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 4. С. 101–106.
5. *Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И.* Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 7–44.
6. *Киссин И.Г.* Об аномальных вариациях обводненности нефтедобывающих скважин перед землетрясениями // ДАН СССР, 1983. Т. 270, № 3. С. 574–577.

←  
Примеры проявления краткосрочного (а) и долгосрочного (б) предвестников по дебиту флюидов, а также зависимости времен проявления предвестников от энергии землетрясения (в);

а — скважины Махачкалинской площади перед Буйнакским землетрясением 10.01.75 г.,  $K = 14$ ; б — скважины в районе Суэцкого залива, землетрясения с  $M = 6,1$  в 115 км от района скважины; в — предвестники: 1, 2 — долгосрочные, 3, 4 — среднесрочные, 5 — краткосрочные; 1, 3, 5 — уровень воды; 2, 4 — дебит; точки — краткосрочные предвестники по дебиту

Е.А. САГАЛОВА

## ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВРАНЧА

При изучении процесса подготовки Карпатского катастрофического землетрясения 4 марта 1977 г. по материалам непрерывных наблюдений предшествующего 25-летнего периода был выявлен ряд предвестниковых закономерностей. Наиболее яркими были пространственно-временные изменения эпицентрального и гипоцентрального полей [1]. Эпицентры глубоких землетрясений с магнитудой  $m_b \geq 4$  ( $K \geq 11$ ) постепенно стягивались с юго-восточных краев зоны к северо-западным и за 5 лет до главного толчка сконцентрировались в узкой полосе длиной 52 км и шириной 12 км, сократив вдвое линейные размеры фокальной зоны. Гипоцентры землетрясений этого 5-летнего периода обрисовали в интервале глубин 100–160 км вытянутую овальную зону – область очага землетрясения 4 марта 1977 г. Ее размеры и положение в пространстве позже были подтверждены результатами наблюдений, характеризующих сейсмический процесс во время землетрясения и в афтершоковый его период [2]. В связи с этим систематический анализ гипоцентрального поля зоны Вранча и контроль за пространственно-временной последовательностью гипоцентров были рекомендованы в качестве долговременного сейсмопрогностического признака для прогноза сильных землетрясений Вранча.

В период 1972–1976 гг. было обнаружено также резкое падение наклона графика повторяемости в области землетрясений с  $m_b \geq 4$  ( $K \geq 11$ ) до  $\gamma \approx 0,30$  [3] по сравнению с наклоном графика  $\gamma \approx 0,48$ , характерным для спокойного режима в зоне Вранча. Падение углового коэффициента  $\gamma$  графика повторяемости обычно связывают с изменением скорости деформирования, повышением роли крупных толчков в развитии сейсмического процесса. Такая картина наблюдается при подготовке очаговых зон, когда резко ускоряется процесс образования и развития крупных трещин. Поэтому период 1972–1976 гг. можно считать периодом формирования очаговой зоны землетрясения 4 марта 1977 г. как по пространственно-временным изменениям эпицентрального и гипоцентрального полей, так и по изменениям энергетических характеристик сейсмического процесса.

Обнаруженные факты стягивания области разрывных нарушений среды в узкую полосу при одновременном увеличении масштаба нарушения сплошности хорошо согласуются с лабораторными данными изучения процесса подготовки макротрещины сдвига и удовлетворяют основным положениям теории лавинно-неустойчивого трещинообразования подготовки очаговых зон тектонических землетрясений [4].

В настоящей работе проанализированы долговременные вариации группы сейсмологических параметров с целью выявления общих характерных черт их изменения до и после катастрофического землетрясения 4 марта 1977 г., которые можно было бы использовать для целей прогноза.

Были изучены долговременные вариации следующих параметров.

1. Пространственно-временные графики сейсмического режима, пред-

ставляющие поле эпицентров землетрясений в координатах  $t$ ,  $\Delta$  и поле гипоцентров в координатах  $H$ ,  $\Delta$ , где  $t$  — время;  $H$  — глубина;  $\Delta$  — расстояние вдоль осевой линии эпицентральной полосы.

2. Характер выделения во времени сейсмической энергии  $D(t) = E_i/E_0$  — отношение сейсмической энергии, выделившейся в  $i$ -м году, к среднегодовому значению сейсмической энергии глубоких землетрясений 1952–1976 гг.

3. Активность во времени процессов разрядки напряжений  $N(t) = N_i/N_0$  — отношение числа глубоких землетрясений  $i$ -го года к среднегодовому числу глубоких землетрясений 1952–1976 гг.

4. Изменение во времени средней энергии толчков  $D(t)/N(t)$ .

5. Изменение во времени отношения числа глубоких толчков к числу мелких (коровых) толчков  $N_{гг}/N_{к}$ .

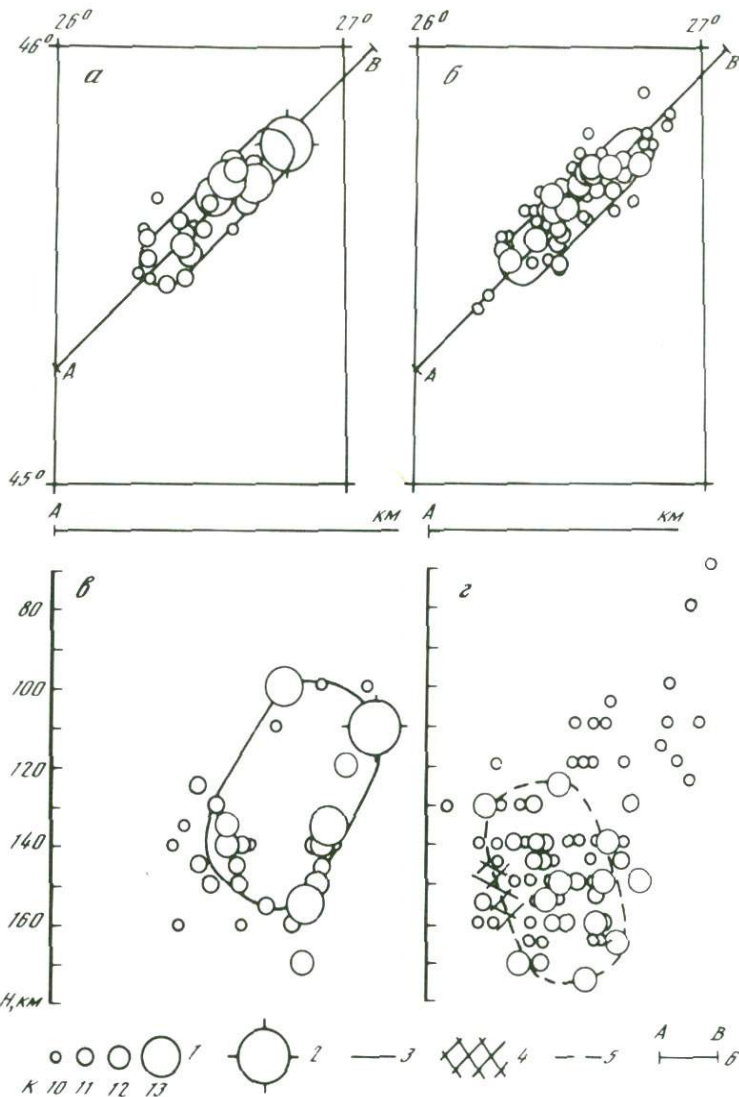
Выявить характерные черты развития эпицентрального поля в период 1978–1983 гг., используя ранее применявшуюся методику [1], оказалось затруднительным — эпицентры землетрясений с  $K \geq 11$  (закономерности форшокового процесса были выявлены по толчкам этого энергетического уровня) группируются по площади в пределах той же узкой полосы (рисунок, а, б), что и форшоковых землетрясений 1972–1976 гг., свидетельствуя о том, что концентрация напряжений под осью синклинали северо-восточного простирания продолжает сохраняться достаточно высокой.

Пространственно-временное распределение эпицентрального поля вдоль фокальной зоны указывает, что по состоянию на 1983 г. повторяется картина, наблюдавшаяся перед землетрясением 4 марта 1977 г., хотя и на более низком уровне абсолютных значений величины магнитуды представительных как по затишью, так и по миграции землетрясений ( $K = 12$ ;  $4,5 \leq m_b < 5,2$ ). Однако вопрос о месте возникновения ожидаемого землетрясения не решается однозначно. Если наиболее опасными считать места, расположенные в направлении продолжения линии миграции сейсмичности, то новое событие должно произойти опять в северо-восточной части зоны. Если миграцию землетрясений с  $K = 12$  рассматривать как процесс формирования пространственно-временной бухты сейсмического затишья, то возникновение готовящегося землетрясения следует ожидать над самой глубокой ее частью [5], т. е. в юго-западной части фокальной зоны<sup>1</sup>.

Анализ гипоцентрального поля позволяет дать более однозначную интерпретацию наблюдаемых закономерностей. По распределению гипоцентров на глубинах 125–170 км можно оконтурить (рисунок, г) область возможного развития очага будущего землетрясения и выделить в ней наименее активный участок, который, согласно существующим представлениям, можно считать наиболее вероятным местом гипоцентра ожидаемого события.

Ход кривых, характеризующих в условных единицах величину высвобождающейся сейсмической энергии  $D(t) = E_i/E_0$  и число глубокофокусных толчков  $N(t) = N_i/N_0$ , рассчитанных относительно их долговремен-

<sup>1</sup> Перед землетрясением 4 марта 1977 г. наблюдался процесс движения эпицентров наиболее сильных ( $K = 13$ ;  $5,2 \leq m_b < 5,8$ ) землетрясений из юго-западной части зоны в северо-восточную — к эпицентру будущего события, а бухта затишья на уровне толчков с  $K = 13$  и особенно динамика ее развития во времени были выражены менее четко.



Распределение эпицентров землетрясений 1972–1976 гг. (а, в) и 1978–1983 гг. (б, г) по площади (а, б) и на вертикальных разрезах (в, г) вдоль осевой линии зоны  
 1 – класс землетрясений по энергии  $K = \lg E$  (Дж); 2 – эпицентр и гипоцентр землетрясения 4 марта 1977 г.; 3 – область очага землетрясения 4 марта 1977 г.; 4 – место возникновения гипоцентра будущего землетрясения; 5 – область развития очага ожидаемого землетрясения; 6 – осевая линия зоны АВ

ных среднегодовых значений в предшествующий 25-летний период (1952–1976 гг.), обнаруживает периодичность изменения во времени – трехлетние периоды усиления сейсмической деятельности сменяются трехлетними периодами относительного затишья. Каждый период усиления выделения энергии сопровождается ростом числа слабых и достаточно сильных толч-

ков. Однако соотношение в периодах максимумов числа крупных ( $K \geq 11$ ) толчков  $N(t)$  и соответствующей им энергии  $D(t)$  различно. Для периода, начавшегося в 1972 г., характерно более быстрое, чем в максимумах 1960 и 1965–1966 гг., завершившихся серией землетрясений с  $K = 13$ , возрастание выделяющейся сейсмической энергии по сравнению с ростом числа толчков с  $K \geq 11$ , что свидетельствует об укрупнении разрывов–землетрясений и о возможности возникновения серии более крупных ( $K > 13$ ) или одного значительного по силе толчка.

Кривая параметра  $D(t)/N(t)$  в период 1952–1976 гг. характеризуется двумя бухтообразными аномалиями. Первая предшествует серии толчков с  $K = 13$ , начавшейся в 1960 г., а вторая, более длительная, – событию 4 марта 1977 г. Временной ход отношения числа глубоких и коровых землетрясений  $N_{гдл}/N_{к}$  отражает небольшое возрастание амплитуды по отношению к долговременным средним значениям перед первой и второй сериями сильных толчков и последующий резкий спад, на фоне которого возникли эти события.

Таким образом, хорошо выраженной взаимосвязи между аномальными изменениями изученных параметров и моментами происшедших сильных ( $K = 13$ ) землетрясений не прослеживается. Реакция анализируемых параметров на приближение события 4 марта 1977 г. также выражена не очень четко – амплитуды вариационных кривых  $D(t)$ ,  $N(t)$  и их отношение  $D(t)/N(t)$  в непосредственной близости от момента события соответствуют долговременному фоновому уровню этих показателей, а у параметра  $N_{гдл}/N_{к}$  – минимальным его значениям.

В период 1978–1983 гг. временные вариации исследуемых показателей сейсмического режима свидетельствуют о спаде сейсмической деятельности. Однако с 1982 г. тенденция хода кривых у всех параметров изменилась, указывая на завершение периода затишья. Идентифицируя время возникновения будущего события со значениями параметров в преддверии землетрясения 4 марта 1977 г., а также принимая во внимание показания пространственно-временных характеристик сейсмического процесса (рисунок,  $z$ ), можно сделать заключение о возможности возникновения в ближайшие 2–3 года достаточно сильного (с магнитудой  $m_b \approx 6$ , судя по размерам области развивающегося очага) землетрясения в юго-западной части фокальной зоны Вранча ( $\varphi = 45,5^\circ$ ,  $\lambda = 26,4^\circ$ ,  $H = 150$  км).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Сагалова Е.А. Характер сейсмического процесса в период подготовки Карпатского землетрясения 4.03.77 г. // Геофиз. сб. 1978. Вып. 81. С. 3–9.
2. Сагалова Е.А. Структура сейсмического процесса на разных стадиях развития Карпатского землетрясения 4.03.77 г. // Геофиз. журн. 1983. Т. 5, № 1. С. 32–38.
3. Сагалова Е.А. Характер сейсмического процесса в период подготовки Карпатского землетрясения 4.03.77 г. // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 года и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 135–145.
4. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамцина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–27.
5. Михайлова Р.С. Динамика развития областей сейсмических затиший и прогноз сильных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 10. С. 12–22.

## II. МОДЕЛИ СРЕДЫ И ТЕКТОНОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

УДК 551.24:551.25:550.34

В.В. РУЖИЦ

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ ОЧАГОВ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Современные представления о строении очагов землетрясений основываются на сейсмологическом изучении волновых характеристик и лабораторных экспериментах по разрушению горных пород или эквивалентных материалов. Дефицит информации о внутреннем строении очагов землетрясений, вещественном составе пород, его преобразовании в ходе длительной подготовки землетрясения и после него, а также в момент сейсмического акта тормозит разработку эффективных моделей очагов и соответственно решение проблемы прогноза землетрясений.

Вместе с тем геологами накоплен огромный объем материалов о строении разломов, условиях их зарождения, залечивании и многократном подновлении, физическом состоянии вещества на разных глубинных уровнях, флюидном режиме и т.д.

Опыт многолетнего полевого изучения разрывных нарушений приводит нас к убеждению в том, что геологи при полевых исследованиях постоянно встречают разломы, фрагменты которых могли быть очагами древних землетрясений, впоследствии выведенных на дневную поверхность за счет тектонических поднятий и многокилометрового денудационного среза земной коры в районах, некогда сейсмически активных. Однако эти очаги остаются нераспознанными, поскольку качество полевых геологических наблюдений зависит от поставленных задач и тех представлений, которыми руководствуется геолог.

Предлагаемый подход ставит конкретную цель – реализовать накопленную геологическую информацию, т.е. переосмыслить ее с точки зрения проблем физики очага и сделать выводы, позволяющие продвинуться вперед к выявлению новых сведений о процессах подготовки землетрясений. При этом немаловажное значение приобретают и сведения о последующих физико-химических и сеймотектонических процессах в очагах землетрясений до следующего сейсмического акта. То есть необходимо исследовать полный сейсмический цикл деструкции горных масс.

Один из коренных вопросов распознавания палеоочагов землетрясений касается выявления отличий "быстрых" сейсмогенных разрывов от "медленных", т.е. растущих в квазистатическом криповом режиме. Его решение осложняется отсутствием разработанных представлений в современ-

ной теории механики разрушения, а также чередованием криповых смещений берегов активных разломов с сейсмогенными подвижками [1], что может замаскировать или привести к уничтожению следов сейсмической деятельности в прошлом.

С этим вопросом тесно связан еще один — о процессах залечивания разрывов, как сейсмогенных, так и криповых. Изучение материалов по залечиванию нарушений сплошности приводит нас к выводу о том, что характер возникновения динамического, т.е. мгновенно возникшего, разрыва или усталостного, т.е. растущего медленно, находит отражение и в изменениях флюидного режима, строения и состава минеральных фаз, заполняющих возникающие полости в разрывах. На последующих стадиях деформаций и физико-химического преобразования вещества в зонах разломов также возможно частичное уничтожение следов сейсмических актов. Однако тонкими петрохимическими методами во многих случаях специалистам удается восстанавливать последовательность этапов залечивания разрывов разнообразными минеральными агрегатами, в том числе и рудными. Тщательное изучение минерального заполнения трещин позволяет восстанавливать *PT*-условия и флюидный режим, при которых развивался разрыв сплошности. Наличие в зонах разломов псевдотахилитов<sup>1</sup> можно использовать как критерий для распознавания древних очагов землетрясений в обнажениях [2].

Ниже будут изложены некоторые результаты рассмотрения поставленных вопросов и сделаны соответствующие выводы.

**Оценка уровня денудационного среза.** Для выяснения величины денудационного среза и установления глубины залегания пород, обнаженных в настоящее время на дневной поверхности, есть два пути. Первый связан с оценкой возраста и *PT*-условий метаморфизма пород, восстанавливаемых по парагенезу минералов. Выделяются следующие фации регионального метаморфизма: зеленых сланцев  $T = 300 \div 550^\circ\text{C}$ ,  $P = 2 \div 10$  кбар; эпидот-амфиболитовая  $T = 500 \div 650^\circ\text{C}$ ,  $P = 4 \div 10$  кбар; амфиболитовая  $T = 650 \div 800^\circ\text{C}$ ,  $P = 4 \div 13$  кбар; гранулитовая  $T = 800 \div 1000^\circ\text{C}$ ,  $P =$  до  $10 \div 15$  кбар.

В области низких *PT* выделяют дополнительную цеолитовую или пумпелиитовую фацию  $T = 100 \div 300^\circ\text{C}$ ,  $P < 3$  кбар [3]. Зная уровень прогрессивного метаморфизма пород, можно судить о предельных глубинах, с которых они выведены на поверхность, и условиях реологического поведения пород, характере их разрушения и залечивания.

Еще один путь основан на учете интенсивности эрозионно-денудационных процессов, т.е. скорости экзогенного разрушения и сноса обнаженных пород. Для кайнозойского периода горные хребты могут разрушаться со скоростью до 50–70 м/млн лет [4]. С учетом длительности тектонических периодов покоя и чередования погружения с поднятиями величина денудационного среза в отдаленном прошлом будет существенно меньше [5]. Для подобных расчетов можно предложить формулу, основанную на эмпирических данных о предельной величине среза, в том числе для районов,

<sup>1</sup>Псевдотахилит — тонкозернистая стекловатого облика порода, возникающая в зонах разрывных нарушений при спекании или частичном плавлении милонитов за счет тепла трения при быстрых подвижках.

## Величины денудационного среза

Эра		Длительность, млн лет	Интервал значе- ний денудацион- ного среза, км
KZ	Кайнозойская	0–65	0–1,3
MZ	Мезозойская	65–248	1,3–3,5
PZ	Палеозойская	248–590	3,5–6,5
R	Рифейская (верхний протерозой)	590–1650	6,5–14,0
PR <sub>1-2</sub>	Средне- и нижнепротерозойская	1650–2600	14,0–19,5
AR	Архейская	2600–3750	19,5–25,5

где обнажены метаморфические комплексы гранулитовой фации в результате длительного многоэтапного поднятия:  $\lg h = 0,735 \lg t + 1,78$ , где  $h$  – глубина денудационного среза в метрах;  $t$  – возраст пород в миллионах лет. На основе этой формулы можно ориентироваться в примерных оценках величины среза, исходя из геологического возраста пород (таблица). Возрастные рубежи между эрами даны по работе [6].

Учитывая эволюцию теплового потока, мощности земной коры и литостатического давления, т.е. термобарических градиентов, а также величин денудационного среза, можно сделать следующее заключение. Современное состояние *PT*-условий в сейсмофокальных слоях континентальной земной коры на глубинах 5–25 км примерно соответствует глубинному уровню 2–10 км для протерозойского времени, на котором температуры и давления достигали 650–800 °С и 2–3 кбар. Следовательно, искать следы палеоочагов землетрясений, по-видимому, следует в основном в средне-верхнепротерозойских метаморфогенно-осадочных и магматических образованиях, когда была сформирована достаточно мощная земная кора с выраженными упругими свойствами. Естественно, уцелевшие разрывы этого возраста залечены различными минеральными новообразованиями, характерными для дислокационного метаморфизма. Поздние подвижки по зонам разломов протерозойского или более раннего возрастов приводили к приоткрыванию залеченных сместителей и повторному неоднократному заполнению флюидами.

Таким образом, очевидна необходимость углубленного изучения процессов залечивания нарушений сплошности для восстановления условий деструкции в разные временные интервалы, для разных пород и *PT*-условий. Зная, что разрывы могут расти как в динамическом, так и в усталостном режиме, необходимо также искать эти минералогические и петрохимические отличия в характере минеральных новообразований при залечивании, обращая особое внимание на псевдотихилиты.

**Залечивание разрывных нарушений.** Под залечиванием понимается процесс восстановления сплошности массивов горных пород при заполнении трещин новообразованными минеральными агрегатами, осажденными из флюидов, или магматическим расплавом. Можно еще говорить о восстановлении сплошности пород при полном их плавлении в условиях наиболее высоких ступеней амфиболитовой и гранулитовой фаций метамор-

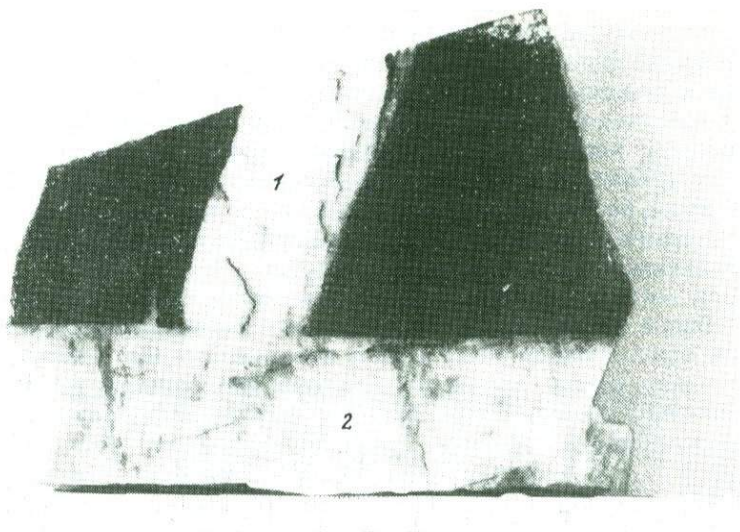
физма. Этот процесс в континентальных условиях происходит на глубинах свыше 20 км при температуре  $\sim 800\text{--}900^\circ\text{C}$  и более [7]. Такой тип залечивания длится на протяжении десятков—сотен миллионов лет и приводит к практически полному устранению нарушений сплошности. Поэтому в районах с глубоким длительным погружением земной коры подобное залечивание возможно лишь в условиях проявления высокого теплового потока. Именно такие явления характерны для ранних стадий развития земной коры преимущественно в архейскую и раннепротерозойскую эры, когда существовал высокий градиент температур, достигающий в среднем 100 град/км [3, 7].

При магматическом и гидротермально-метасоматическом залечивании разрывов в среднем и верхнем этажах земной коры восстановление сплошности пород осуществляется в более короткие периоды. Однако такой тип залечивания разрывов чаще всего не приводит к полному восстановлению прочностных свойств среды. В случае магматогенного залечивания, даже если залечивающее вещество имеет более высокие прочностные характеристики, чем вмещающая порода, приконтактные участки разрывов остаются ослабленными в прочностном отношении и именно по ним во многих случаях происходит последующее приоткрывание разрывов [8].

Магматогенное залечивание разрывов верхних этажей коры реализуется в природных условиях в более редких случаях в сравнении с гидротермально-метасоматическим, поскольку для этого необходимо наличие поблизости магматических очагов или состояние пород, близкое к точке плавления. Время для такого типа залечивания зависит от термодинамических условий и наличия магматических очагов. В наиболее благоприятных условиях при сравнительно быстром проникновении расплава в отдельные участки нарушения остывание его и раскристаллизация происходят за десятки—сотни лет и больше в зависимости от объема расплава, теплопроводности пород и перепада температур на контакте. Однако подобные условия реализуются в локальных местах и ограниченных объемах горных масс и при залечивании крупных разрывов могут рассматриваться как частные явления.

Наиболее распространенный гидротермально-метасоматический тип залечивания разрывов в земной коре до глубин 15–20 км представляет повышенный интерес для физики очагов мелкофокусных землетрясений и других сейсмологических представлений (рис. 1). Данный тип залечивания осуществляется за счет мобилизации флюидов из магматических очагов или вмещающих пород. Недавно установлено, что на глубинах 5–11 км и выше поровое содержание флюидной газово-водной массы оказывается более высоким, чем предполагалось до бурения Кольской сверхглубокой скважины [9]. Кстати, бурение этой скважины происходит именно в породах нижнепротерозойского и архейского возрастов, претерпевших метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фаций. Не исключено, что разрез скважины проходит через этажи, благоприятные для возникновения сейсмофокальных горизонтов в прошлом, а по зонам подсеченных скважиной древних залеченных разломов происходили сейсмогенные подвижки.

Значительные вариации термобарических и физико-химических условий обуславливают различную интенсивность флюидопотока, поступающего в



**Рис. 1.** Образец из верхнепротерозойской черносланцевой толщи Байкало-Патомского нагорья с двумя пересекающимися трещинами метаморфогенной (1) и более позднего (2) постмагматического гидротермального кварцево-жильного залечивания. Температуры кристаллизации кварца соответственно равны 400–420°С и 420–460°С [17]; предполагаемый уровень денудационного среза по петрохимическим данным 4–6 км

область нарушения сплошности. Наиболее существенными при этом оказываются такие факторы: 1) значения термобарических градиентов; 2) кинетика флюидопотока; 3) объем, химический состав и концентрация флюидов. Вместе с тем на скорость залечивания разрывов большое влияние оказывает размер тектонических или сейсмогенных нарушений. Ясно, что небольшие трещины залечатся быстрее крупных разломов при прочих равных условиях. На основе известных экспериментальных данных [10–13], а также расчетов по оценке скорости формирования жильных рудных месторождений [14, 15] нами получено уравнение зависимости длительности залечивания  $t$  от размеров области дилатансии в зоне нарушения сплошности  $V$ :

$$\lg t = 0,51 \lg V + 3,78,$$

где  $t$  – в секундах;  $V$  – в кубических миллиметрах.

При средних градиентах  $P = 0,3$  кбар/км,  $T = 30$  град/км крупные разрывы сейсмогенного происхождения с длинами в десятки–сотни километров ( $V = 10^{16} \div 10^{18}$  мм<sup>3</sup>) не могут залечиться быстрее  $10^4 - 10^5$  лет. Более мелкие нарушения способны заполниться твердым остатком флюидов за несколько лет или месяцев. Ввиду сложности учета различных факторов, контролирующих гидротермально-метасоматическое залечивание разрывов, данное уравнение можно рассматривать только как первое приближение к реальным условиям. Однако из этого ясно, что длительность

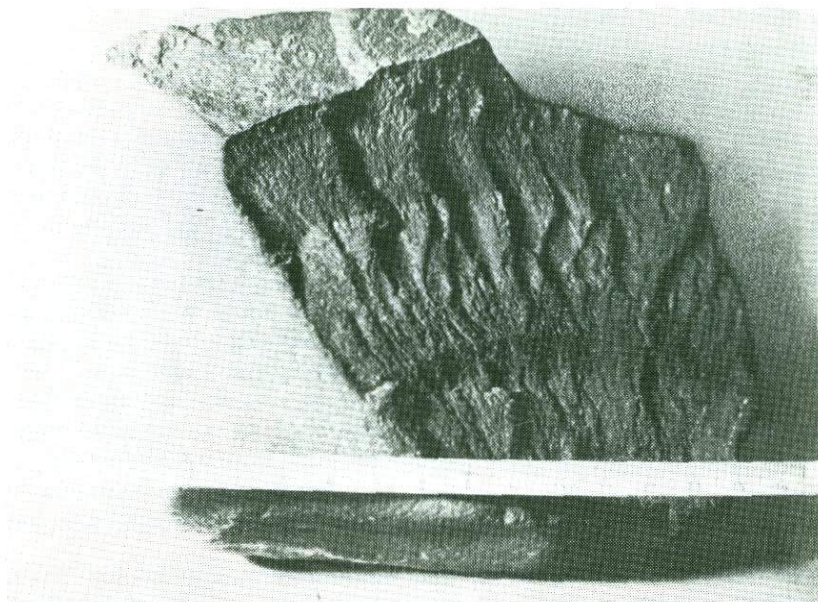
восстановления сплошности пород в очагах сильных коровых землетрясений примерно на один—два порядка превосходит длительность периодов их повторяемости. Кроме того, полного восстановления прочности среды, залеченной флюидами, по-видимому, не происходит. Поэтому известные случаи повторных землетрясений в одних и тех же районах скорее всего указывают на второстепенную роль процесса залечивания среди факторов, контролирующего формирование крупных очагов землетрясений. Не исключено, что существенные различия скоростей залечивания мелких и крупных разрывов оказывают ощутимое влияние на соотношение числа и энергии землетрясений.

Механизмы залечивания трещин в соответствии с работами [13, 16, 17] и многими другими представляются в виде одного или многих актов приоткрывания полостей с соответствующим заполнением флюида и отложением растворенной в нем твердой фазы. Различные этапы раскрытия трещин при смещениях их крыльев фиксируются в виде соответствующих генераций кристаллов заполнителя [8]. Их ориентировка, состав, размеры, зональность и другие признаки несут информацию о кинетике роста разрыва в динамическом или криповом режиме, которую может извлечь специалист-петролог при изучении минералогии и геохимии гидротермальной фазы, выполняющей трещины [1].

Уже сейчас можно заметить ряд признаков динамического режима раскрытия трещин, в частности, таких, как возникновение псевдотахилитов, слабая раскристаллизация, отсутствие упорядоченности и выраженной зональности кристаллов, однородный состав залечивающего материала. Ф.А. Летниковым (устное сообщение) был отмечен еще один важный признак — отсутствие следов метасоматоза на границе новообразованной фазы с вмещающей породой, так как эти процессы обычно не проявляются при низких температурах, характерных при залечивании в условиях дислокационного регрессивного метаморфизма. В дальнейшем при специальном углубленном изучении физико-химических реакций можно будет с достаточной обоснованностью устанавливать, в каких динамических условиях происходил рост минеральных фаз в разрывных нарушениях с учетом последующих стадий возобновления подвижек.

**Морфология поверхности разрывов.** Определяется совокупностью таких факторов, действующих в земной коре, как скорость роста разрывов и *PT*-условия, регулирующие реологическое поведение пород под тектонической нагрузкой. Имеются данные о том, что по морфоскульптурным рисункам на стенках трещин можно судить о скорости их роста и характере напряженно-деформируемого состояния материалов. Это прежде всего данные лабораторных испытаний [18, 19], а также результаты полевых наблюдений и их анализа [20, 21].

Основная суть в изучении морфологии стенок разрывов в рамках рассматриваемого подхода заключается в попытке различать разрывы быстрого и медленного роста. Как показывает анализ имеющихся данных, шероховатость стенок разрывов обусловлена скоростью их роста. С позиции физики это объясняется интенсивным притоком механической энергии к вершине разрыва и ее высвобождению в процессе роста. В случае, когда поток энергии начинает превышать ее расход, скорость роста трещины приближается к предельным значениям, равным скорости  $v_S$ , и начинается



**Рис. 2.** Морфоскульптура поверхности стенки тектонической трещины в горной породе. Видны затемненные уступы (лучи Вудворта) и поперечные к ним, слегка округлые линии (волны Валнера), указывающие на стадийность распространения фронта трещины. Фокус трещины расположен в нижней части образца

ее ветвление. Как показано в работах [18, 19], на стенках подобных трещин, растущих в динамическом прерывистом режиме, возникает сложный характерный узор с соответствующими знаками – лучи Вудворта, волны Валнера (рис. 2). Их анализ позволяет получить важную информацию о кинетике роста трещин: ее фокусе, стадиях замедления, остановки или ускорения, взаимодействии с другими трещинами или неоднородностями. Для медленно растущих трещин характерны пологая волнистость или зеркальная, гладкая поверхность.

В образцах пород с природными трещинами удается наблюдать эти знаки (см. рис. 2), что позволяет применять закономерности, установленные в лабораторном эксперименте, в геологической практике при диагностике разрывов, но с учетом геологической специфики. С таких позиций возникает предположение о том, что грубая шероховатость является типичной для сейсмогенных разрывов, которые мы можем наблюдать в сейсмодислокациях на поверхности, в глубинных срезах, обнаженных денудацией. Однако, судя по строению зон сейсмодислокаций [22], важно отметить, что степень извилистости существенно меняется в пределах зоны, указывая на сложную кинетику их роста в процессе землетрясения, в особенности приуроченного к зоне активизированного древнего разлома.

Постановка изучения морфологии поверхности разрывов может позволить не только разделять их по кинетике роста, но и даст ценную информацию для интерпретации записей сейсмического излучения, генерируемого при

землетрясениях. Используя опыт авторов работ [18, 19], первым шагом к такого рода исследованиям может стать построение профилограмм поверхности сейсмогенных разрывов для количественной оценки изменения шероховатости на разных стадиях роста разрыва и их сопоставления со спектром и параметрами волнового излучения. Из числа важных параметров профилограмм при оценке шероховатости стенки разрыва нужно учитывать размеры неровностей (высоту и длину уступов), а также их количество на единицу длины разрыва.

Однако необходимо учесть, что в глубоких слоях земной коры это соотношение может изменяться в сторону снижения шероховатости и увеличения гладкости. Здесь нужна постановка дополнительных исследований. Поэтому для подобной диагностики глубины возникновения разрывов разного генезиса необходимо привлекать и данные по их залечиванию и составу продуктов динамометаморфической переработки пород в зонах смещения.

В пользу представлений о том, что сейсмогенные разрывы могут иметь более грубую поверхность, чем криповые, можно отметить следующие признаки. Наблюдаемые медленно растущие трещины отседания, разгрузки, а также сопряженные со взбросо-надвиговыми разломами, осложняющими складчатые (т.е. пластические) дислокации, имеют сравнительно гладкие и ровные плоскости. Стенки сейсмогенных обвалов, трещины взрывного или сейсмогенного генезиса отличаются очень грубыми шероховатыми поверхностями. Однако в условиях повышенного всестороннего давления степень шероховатости уменьшается с ростом пластических свойств пород, и потому на достаточной глубине сейсмогенные разрывы могут быть представлены пакетами тонких и сравнительно гладких залеченных трещин. Характерная деталь глубинных сколовых трещин — очень большое (в 25–30 раз) превышение амплитуды смещения над шириной раскрытия зоны смещения, тогда как в приповерхностных условиях оно примерно равно единице [23]. Это соотношение также можно использовать для оценок глубинности, так как данное предположение согласуется с результатами сверхглубокого бурения, судя по фотографиям зерна дислоцированных пород, извлеченных с глубин 6–10 км [9].

В работах [24, 25] дается объяснение причин изменения характера разрушения пород в обстановке повышенных температур и давлений как следствие локализации деформаций в более узкой зоне возникновения сверхпластического или катакластического течения пород в зонах разломов (бластомилонитизации). Такие  $PT$ -условия в тектонически активных районах достигаются, по-видимому, на глубинах порядка 8–18 км при  $T \approx 300 \div 600^\circ\text{C}$  и  $P \approx 3 \div 5$  кбар (рис. 3). Характерными для зон разломов данного глубинного уровня будут продукты дислокационного метаморфизма и гидротермального залечивания такими минералами, как эпидот, кварц, кальцит, хлорит, сульфиды и др., а также многочисленные сравнительно гладкие зеркала скольжения. Последние имеют наиболее благоприятные условия для возникновения при подвижках после очередной стадии залечивания сравнительно пластичными минералами (кальцит, хлорит и др.).

Из-за неровностей сместителей разломов их залечивание новообразованными минеральными фазами распределяется неравномерно и приурочено к участкам приоткрывания, тогда как плотно сжатые участки могут оставаться



Рис. 3. Фрагмент строения многократно залеченной и активизированной зоны Главного Саянского глубинного разлома в районе южной оконечности оз. Байкал

Обнажены тектонически переработанные рассланцованные породы прогрессивной амфиболитовой и регрессивной зеленосланцевой фаций метаморфизма ( $T \approx 300 \div 600^\circ \text{C}$ ,  $P \approx 2 \div 4$  кбар); видны деформированные пегматитовые жилы — результат высокотемпературного гидротермального залечивания

ся "сухими" или слабозалеченными. Становится очевидным, что сцепление и фрикционное трение крыльев разломов при смещениях будет определяться не только давлением обжатия, размерами зацепов и их количеством, но также соотношением участков залеченных и "сухих", наличием флюидной фазы и физико-механическими свойствами пород в зоне скольжения. Судя по петрохимическим параметрам дислокационного регрессивного метаморфизма пород, в зонах разломов в сравнении с вмещающим субстратом в ряде случаев удастся установить, что спад давлений и температур может достигать соответственно многих сотен бар—первых килобар и многих десятков—сотен градусов [8, 9, 13, 26]. Поэтому расчет сбрасываемых напряжений при сейсмических актах в дальнейшем может быть скорректирован путем учета петрохимических данных о минерагии жильных фаз.

Ограниченный объем статьи не позволяет останавливаться на многочисленных следствиях, вытекающих из анализа имеющихся геологических представлений о типах разломообразования на разных глубинных уровнях. В данном сообщении было обращено внимание лишь на некоторые очевидные достоинства и перспективы геологического подхода к изучению физики очагов землетрясений и разработке их моделей. По существу, здесь речь шла о дальнейшем углубленном развитии известного палеосейсмогеологического метода в изучении следов землетрясений в вертикальных разрезах земной коры, т.е. в третьем измерении.

С позиций предлагаемого подхода можно отметить, что становление очагов землетрясений и их последующая история находят достаточно отчетливое отражение в геологической структуре земной коры, и нам необходи-

мо научиться "читать" условия этого эксперимента, поставленного природой. Существующие представления о процессах в очагах землетрясений и их строении пока еще очень абстрактны и далеки от реальных. Поэтому широкое привлечение к проблеме физики очага специалистов геологического профиля становится остро необходимым для более ускоренного продвижения по пути решения задач прогноза землетрясений.

Автор искренне признателен Н.В. Шебалину, Е.П. Васильеву, Л.З. Резниченко и другим сотрудникам за плодотворное обсуждение поставленных выше вопросов и критические замечания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
2. Салоп Л.И. Псевдотахилиты из Прибайкалья и Западного Забайкалья // Изв. АН СССР. Геология. 1949. № 5. С. 40–56.
3. Добрецов Н.Л., Ревердато В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
4. Растворова В.А. Величина денудационного среза Алтая за неотектонический этап // Геоморфология. 1979. № 3. С. 93–101.
5. Сигов А.П., Ромашова В.И. Определение эрозионного среза герцинид Урала с позднего палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя: Метод. рекомендации. Свердловск: Урал. ПГО, 1984. 92 с.
6. Шкала геологического времени / Пер. с англ. под ред. акад. В.В. Меннера. М.: Мир, 1985. 139 с.
7. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 274 с.
8. Лукин Л.И. Методы изучения структур постмагматических рудных месторождений. М.: Наука, 1986. 229 с.
9. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
10. David S.L., Brian E. Diffusional crack healing in quartz // Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N 46. P. 41–4135.
11. Глюк Д.С. Перераспределение золота в колонке горных пород в термоградиентных условиях // ДАН СССР. 1986. Т. 286, № 5. С. 1232–1235.
12. Яре Л.А. Моделирование процесса выветривания горных пород в условиях тропического климата // Инж. геология. 1980. № 5. С. 24–31.
13. Фэйф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре: Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 425 с.
14. Шаранов В.Н., Сотников А.Б. О возможной длительности рудообразования при формировании плутогенных гидротермальных месторождений // Геология и геофизика. 1975. № 1. С. 20–26.
15. Смирнов В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология руд. месторождений. 1981. № 1. С. 3–17.
16. Ramsay L.G. The crack-seal mechanism of rock deformation // Nature. 1980. Vol. 284, N 5752. P. 135–139.
17. Коновалов И.В. Условия образования золоторудной метаморфогенно-гидротермальной минерализации. Новосибирск: Наука, 1985. 96 с.
18. Солнцев С.С. Анализ разрушения стекол по траекториям трещин и строению изломов // Завод. лаб. 1965. Т. 31, № 6. С. 730–736.
19. Солнцев С.С., Морозов Е.М. Разрушение стекла. М.: Машиностроение, 1978. 152 с.
20. Паталах Е.И. Оценка направления и скорости роста трещин по скульптурным узорам на их стенках // ДАН СССР. 1979. Т. 246, № 2. С. 411–415.
21. Ружич В.В., Мансуров В.А. О тектонофизическом подходе к изучению механизмов вспарывания сейсмогенерирующих разломов при сильных землетрясениях // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Тез. докл. II Всесоюз. школы-семинара. Фрунзе: Илим, 1985. С. 119.
22. Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

23. Ружич В.В. Зависимости между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 41–48.
24. Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984, 231 с.
25. Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л.Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение материала внутри разлома // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 12–24.
26. Резницкий Л.З. Условия формирования флогопитоносных жил (Слюдянские месторождения, Южное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1980. 25 с.

УДК 551.24:551.25:550.34

В.В. РУЖИЧ, В.А. МАНСУРОВ

### **О ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОМ ПОДХОДЕ К ИЗУЧЕНИЮ МЕХАНИЗМОВ ВСПАРЫВАНИЯ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ РАЗЛОМОВ**

В порядке постановки задачи и выбора путей ее решения нами предлагается новый подход выявления закономерностей кинетики роста тектонических трещин, разломов и сейсмодислокаций. Сущность подхода основана на использовании известных разработок в технике, позволяющих по траекториям и строению изломов трещин в деталях различных конструкций воссоздать картину разрушения и установить ее причины [1, 2]. При этом подходе удастся выяснить ряд таких параметров, как вид разрушающих напряжений и их величины, положение фокуса разрушающей трещины, направление вспарывания и скорость перемещения фронта вспарывания, оценить характер приложения разрушающей нагрузки, последовательность образования трещин и др.

Судя по работе [3], ее автор, по-видимому, один из первых пытался использовать анализ скульптурных узоров на стенках трещин в горных породах для воссоздания условий их роста. Нам пришлось столкнуться со случаями многообразия траекторий и изломов трещин в экспериментах по разрушению горных пород, эквивалентных материалов и в полевых геологических исследованиях при изучении разновозрастных разломов, а также сейсмодислокаций. Этот опыт позволяет надеяться на перспективность анализа изломов и траекторий не только для трещин, но также для более крупных разрывов, в том числе сейсмодислокаций. Несомненно, что на таком масштабном уровне появляются трудности, связанные со спецификой геологических, еще плохо изученных процессов. Поэтому чисто механически переносить такую методику на горные массивы, разумеется, нельзя. Попытаемся рассмотреть некоторые из них.

Горная порода в отличие от стекол, металлов является композитным материалом, поскольку слагается различными минералами в многообразных сочетаниях. Поэтому в зависимости от той или иной комбинации таких минералов, их агрегатного состояния при разных термодинамических условиях в земной коре существенно меняются их реологическое поведение и механизмы разрушения. Все это находит отражение в очень сложной морфо-

скульптуре разрывных нарушений и затрудняет применение методики анализа, разработанной для технических приложений. Тем не менее в полевых условиях в горных породах встречаются трещины с рисунками, удивительно похожими на те, что устанавливаются при лабораторных экспериментах. Имеются в виду волнообразные линии Валнера, лучи удара Вудворта в виде иглообразных уступов, зеркальные зоны со сравнительно гладким строением плоскости трещины и др. Их описание можно найти в монографии [2].

Однако такие морфоскульптурные узоры трещин растяжения, выявленные в лабораторных условиях, не имеют в геологической практике широкого распространения из-за отличия условий разрушения от лабораторных. Поэтому выявление особенностей в изломах трещин, таких, как фокус, зеркальная, матовая, шероховатая и решетчатая зоны, плохо различимых в разломах и сейсмодислокациях, становится на начальном этапе самостоятельной и важной задачей. Решение ее осложняется еще одним условием — анизотропией горных массивов, которая существенно влияет на кинематику и морфологию тектонических разрывов наряду с напряженным состоянием пород.

Находясь в начальной стадии разработки данного подхода к изучению кинематики разрывов, в рамках данного сообщения мы видим основную цель в привлечении к нему внимания исследователей. Вместе с этим ниже мы попытаемся изложить некоторые из своих представлений по поводу применения метода траекторий и изломов трещин (МТИТ) к анализу развития сейсмогенных разломов и сейсмодислокаций.

Как известно, сейсмогенные трещины возникают в условиях хрупкого динамического разрушения. Скорости вспарывания сейсмогенных разрывов в очагах землетрясений достигают значений 3,5 км/с.

В очагах слабых землетрясений Байкальской рифтовой зоны они, например, колеблются в довольно широком интервале: 0,01–0,92 км/с [4]. Из механики разрушения известно, что с повышением скорости распространения трещины до предельных значений, когда поток подводимой энергии превосходит ее расходование на рост новых поверхностей, начинается процесс ветвления. Следовательно, при высоких скоростях сейсмогенного вспарывания со случаями ветвления сейсмодислокаций на плоскостях таких разрывов в скальном массиве следует ожидать сложного раковистого излома, характерного для шероховатой зоны.

Появление зеркальной зоны в виде очень ровных и гладких плоскостей большой протяженности (многие километры—десятки километров) в зонах сейсмодислокаций маловероятно; оно более характерно для разломов с длительным развитием преимущественно в режиме крипа. Известные геологам зеркала скольжения с гладкими, часто блестящими, отполированными плоскостями, по-видимому, могут быть приняты как элементы зеркальной зоны, которая формируется при сравнительно медленных (0,1–10 см/год) вязкопластических перемещениях берегов разрывов. Однако такое разделение на "быстрые" и "медленные" разрывы еще нуждается в дополнительной проверке, хотя и подкрепляется опытом экспериментальных и полевых данных.

Извлечение новой информации из строения зон сейсмодислокаций, имеющей большое значение для развития представлений о физике очага землетрясения, можно уже сейчас оценить на примере сейсмодислока-

ций Гоби-Алтайского землетрясения 4.12.57 г. ( $M = 8,1$ ). При нем на протяжении 270 км вскрылся древний, но активно развивающийся Долиноозерский разлом взбросо-сдвигового типа [5]. Фокус очага находился на глубине около 16 км вблизи западной оконечности зоны сейсмодислокаций (хр. Баян-Цаган). Очевидцы наблюдали быстрое перемещение высокой завесы пыли в направлении с запада на восток по мере продвижения фронта смещения в зоне Долиноозерского разлома.

В подборке В.В. Штейнберга [6] показано, что аналитически установленная скорость скольжения берегов сейсмогенного разрыва в таких явлениях колеблется в пределах 1–100 см/с. Это плохо увязывается с визуальными наблюдениями, что подчеркивает необходимость поисков новых путей оценки этого параметра. С позиции МТИТ становится очевидным, что скорости вспарывания в разных участках разрыва существенно изменяются, и информацию об этом можно извлечь при полевом изучении траектории разрыва (его следа на поверхности).

Если проанализировать схему сейсмодислокаций Гоби-Алтайского землетрясения, то можно отметить ее сложное, прерывистое и извилистое строение. В целом она может быть представлена тремя крупными кулисами с длинами в десятки километров вдоль каждой из которых амплитуды горизонтальных левосторонних сдвиговых смещений менялись в интервале 0–8,85 м. При этом трудно утверждать, что скорость вспарывания на разных фрагментах кулис и всей зоны в целом оставалась постоянной. Ясно, что она также менялась, о чем, в частности, свидетельствует ветвление сейсмодислокаций, изменение их протяженности и структурных взаимоотношений.

Можно предположить, что наиболее быстрые смещения имели место там же, где и максимальные остаточные деформации, а замедления – в местах пересечения сейсмодислокациями старых разрывов, на окончаниях кулис и всей зоны в целом. Разработка такого подхода позволила бы устанавливать место старта сейсмогенной подвижки в зонах палеосейсмодислокаций, оценивать по известным формулам уровень напряжений в связи со скоростью смещения берегов, их спад на отдельных участках, а также направление вспарывания, роль разнообразных прочностных барьеров и др.

При выявлении очаговых зон разломов, имевших место при сейсмических актах в отдаленном прошлом, а сейчас обнаженных в результате многокилометрового денудационного среза, очень важно знать, как выглядят их морфоскульптурные узоры в натуре. Подход МТИТ в применении к такого рода задачам открывает перспективы прямого изучения очаговых разломов.

Заметим, что динамические разрывы, т.е. вспарывающиеся с большой скоростью, имеют, вероятно, сложный грубораковистый излом, для которого нехарактерны блестящие, полированные зеркала скольжения. Увеличенная мощность зоны дробления и степень динамической переработки пород в плоскости подвижки, невысокая пластическая составляющая деформаций являются, вероятно, отличительными признаками сейсмогенных разрывов в скальных породах от медленно растущих, вязких разрывных нарушений. Особый интерес представляют попытки такого рода для распознавания очаговых разрывов в глубоких выработках, проходка которых сопровождается горными ударами.

1. Солнцев С.С. Анализ разрушения стекол по траекториям трещин и строению изломов // Завод. лаб. 1965. Т. 31, № 6. С. 730–736.
2. Солнцев С.С., Морозов Е.М. Разрушение стекла. М: Машиностроение, 1978. 152 с.
3. Паталаха Е.И. Оценка направления и скорости роста трещин по скульптурным узорам на их стенках (плюмаж–структуры) // ДАН СССР. 1979. Т. 246, № 2. С. 411–415.
4. Солоненко А.В., Солоненко Н.В. Направление и скорости распространения разрывов в очагах слабых землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 79–92.
5. Гоби-Алтайское землетрясение / Под Ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
6. Штейнберг В.В. Об очаге землетрясения, распределении подвижки и сейсмическом измерении // Прогноз сейсмических воздействий. М.: Наука, 1984. С. 5–16. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 25).

УДК 551.24+550.348

Т.Я. БЕЛЕНОВИЧ

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ДВИЖЕНИЙ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

В настоящее время многие исследователи Тянь-Шаня [1–3] связывают проявления сейсмической активности с перемещением блоков земной коры по разломам. Считается, что наиболее крупные землетрясения приурочены к глубинным краевым разломам, менее сильные связаны с разрывами меньшей протяженности и глубины заложения.

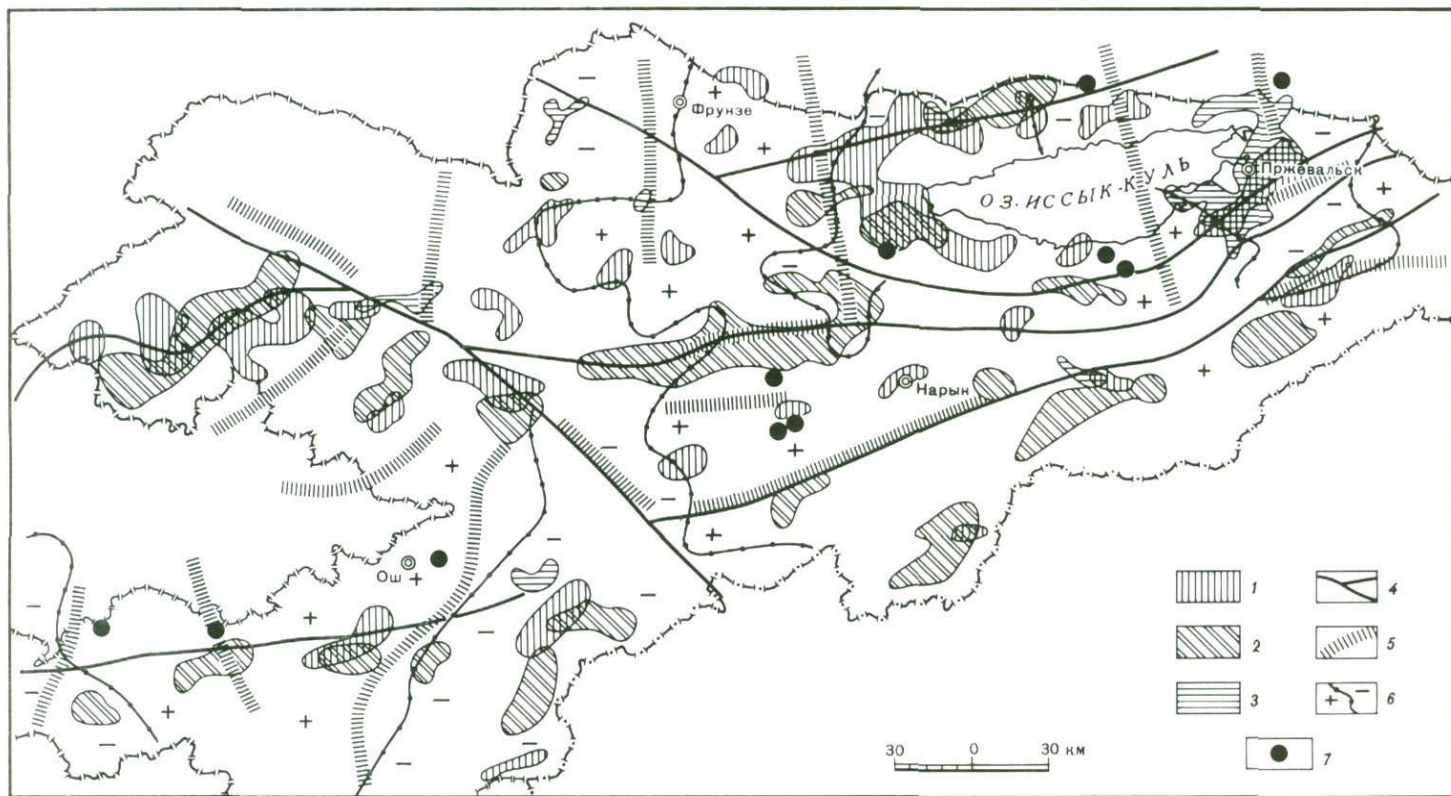
Несколько иную точку зрения высказывают Г.П. Горшков и В.И. Крестников [4], считая, что накопленная энергия упругих напряжений освобождается не в результате смещения по какому-либо конкретному разрыву, а излучается всем блоком пород.

В работе [5] указывается, что землетрясения происходят в зонах стыка структур с разнонаправленными новейшими движениями.

Исследователям иногда довольно трудно увязать свои данные с картами разломной тектоники, поскольку для конкретного землетрясения можно подобрать, вообще говоря, десяток разломов, с одним из которых, возможно, связана его подвижка.

В связи с этим нами была поставлена задача: построить карты плотности разломов и на их основе выделить участки повышенной их плотности, которым должны соответствовать наиболее раздробленные зоны земной коры. В работе использованы карты разломов докембрийского основания, доальпийских и новейших, любезно предоставленные автору В.И. Кнауфом, Ф.Н. Юдахиным и О.К. Чедия.

Плотность разломов рассчитывалась методом перекрывающихся интервалов с шагом 10 км на площади осреднения  $S \approx 400 \text{ км}^2$ , центру которой приписывалось общее число разломов без учета их веса (межглыбовые, межблоковые и прочие). Максимальное значение плотности в отдельных участках для новейших и доальпийских разломов составляло 7–12, для разломов докембрийского основания – 4. (Для учета весов глубинных



разломов на сводной схеме (рисунок) они выделены отдельно.) Участок с максимальным значением плотности разломов докембрийского основания выделяется в северо-восточной части Киргизии, имеет субмеридиональное простирание, территориально захватывая блоки Северо-Тянь-Шаньской и Центрально-Терской сейсмогенных зон. На остальной территории значения плотностей минимальные и составляют от 2 до 1 разлома. Участков максимальной плотности доальпийских разломов по сравнению с разломами докембрийского основания значительно больше, они имеют вытянутую вдоль известных широтно простирающихся глубинных структур форму, территориально совпадая с отдельными их блоками. Довольно четко выделяются блоки Чаткало-Кураминского, Южно-Ферганского, Атбаш-Иньльчекского разломов, а также в центральной части Киргизии вдоль линии Николаева.

Вся исследуемая территория довольно плотно покрыта новейшими разломами. Тем не менее выделяются участки максимальной их плотности, которые прослеживаются вдоль горных систем западного и восточного обрамления Иссык-Кульской впадины.

На рисунке представлена сводная карта, на которой изображены только участки с максимальными значениями плотностей разломов докембрийского основания, доальпийских и новейших. Анализируя карту, можно видеть, что участки с максимальными значениями плотности всех трех типов разломов территориально не совпадают. Каждый из них, вероятно, характеризует раздробленность отдельных глыб или блоков глубинных разломов, простирание которых показано на карте. Исключением является горное обрамление Иссык-Кульской впадины, здесь в восточной его части отмечено территориальное совпадение участков с максимальным значением плотности разломов докембрийского основания и новейших, а в западной части — новейших и доальпийских. Здесь же на карте показаны эпицентры сильных ( $K \geq 14$ ) землетрясений, произошедших на исследуемой территории за последние 15 лет. Можно видеть, что в участках с максимальными значениями плотности разломов сильных землетрясений не отмечено, да и слабых здесь значительно меньше по сравнению с общим фоном сейсмичности.

Корреляционные связи между сейсмологическими и геологическими параметрами не обнаруживаются также в Байкальской сейсмической зоне и других регионах территории СССР [6, 7]. Многочисленные примеры явной несогласованности очагов землетрясений с главными элементами поверхностных структур обусловлены, на наш взгляд, в большей мере разными их глубинными уровнями. Рядом специальных исследований [8] установлено, что непременное свойство многих разломов — их изменчивость во времени и пространстве. Изменениям подвержены их протяжен-



Сводная карта сейсмической активности Киргизского Тянь-Шаня

Выделены участки максимальной плотности разломов: 1 — новейших, 2 — доальпийских, 3 — докембрийского основания, 4 — простирания основных геологических структур Тянь-Шаня; 5 — простирание границ, разделяющих зоны с различным направлением векторов смещений горных масс (по данным определений механизмов очагов); 6 — простирание нулевой линии, разграничивающей участки с положительными (+) и отрицательными (–) значениями компоненты  $\epsilon_{22}$  тензора среднего механизма; 7 — землетрясения 6–8 баллов в эпицентре за период 1970–1985 гг.

ность, наклоны сместителя, глубинность, морфолого-кинематические особенности и т.д.

В связи с этим современная сейсмическая активность Киргизского Тянь-Шаня должна быть связана с активными в настоящее время зонами разломов.

Полученные результаты говорят о том, что зоны глубинных древних разломов участками с максимальными значениями их плотности разбиты на отдельные глыбы или блоки, одни из которых характеризуются меньшей проницаемостью и повышенной трещинной пористостью, другие относительно них консолидированы.

Следует отметить, что, согласно [9], для северо-восточной части Тянь-Шаня была построена сводная карта плотности рассматриваемых разломов с учетом удельного веса "крупнейших" и "прочих" разломных зон. Плотность рассчитывалась по формуле

$$\sigma_c = (2n_1 + n_2)/S,$$

где  $n_1, n_2$  — количество крупнейших и прочих разломов соответственно, проходящих через площадь осреднения;  $S$  — площадь квадратной суммирующей ячейки, принятой за единицу. Значение плотности  $\sigma_c$  приписывалось центру площади осреднения.

Отметим, что участки с максимальными значениями плотности разломов, выделившиеся при таких расчетах, в общем территориально соответствуют, по простиранию не противоречат тем участкам, которые были получены ранее и представлены на сводной карте (см. рисунок). Таким образом, полученные ранее результаты в дальнейшем будут приняты за основу.

Как видно из рисунка, участки с максимальными значениями плотности разломов в основном имеют вытянутую вдоль широтно простирающихся геологических структур форму. Однако данные по расчету сейсмо-тектонической деформации показывают, что современные участки деформаций земной коры независимо от их знака имеют субмеридиональное простирание, пересекая при этом широтные зоны разломов. Ввиду ограниченности представления исходного материала на сводной карте показаны только нулевые линии, разграничивающие участки с положительными и отрицательными значениями компоненты  $\epsilon_{zz}$  тензора среднего механизма.

В настоящее время поперечные разрывные нарушения отличаются высокой современной тектонической активностью. Антитянь-шаньские региональные нарушения хорошо фиксируются с плейстоцена, имеют глубинную природу, поскольку прослеживаются в рельефе до границы Мохо. Однако их активизация и развитие в течение всего новейшего этапа, по-видимому, различались.

Как показывают результаты сопоставления типа подвижек в очагах землетрясений со скоростями современных вертикальных движений по геодезическим данным за последние 20 лет, любезно предоставленным В.Г. Цурковым, между сравниваемыми величинами наблюдается отчетливая корреляция. Взбросовые движения (положительные значения компоненты  $\epsilon_{zz}$ , см. рисунок) отмечены на участках поднятий, сбросовые (отрицательные значения  $\epsilon_{zz}$ ) — на участке опусканий земной коры. Совместный анализ результатов геодезических измерений и данных о механизмах

очагов землетрясений дает информацию о современных геодинамических процессах в земной коре Киргизского Тянь-Шаня.

Землетрясения 6–8 баллов в эпицентре, как видно из карты, происходили за период 1970–1985 гг. в основном в узлах пересечения широтно простирающихся структур Тянь-Шаня с поперечными им структурами, формируя при этом современные сейсмоактивные участки. Выделенные по данным механизмов очагов [10] активные в настоящее время зоны удовлетворительно совпадают в отдельных случаях как с простираением доальпийских и новейших структур, так и с разломами докембрийского основания.

Последнее говорит о том, что в настоящее время активными (подвижными) являются отдельные глыбы или блоки древних разломов. По мнению В.И. Кнауфа и др. [5], очаги землетрясений Тянь-Шаня приурочены к поверхностям дискретности, разделяющим различные по составу и возрасту элементы древней структуры, высокая степень гранитизации которых приводит к их консолидации, залечиванию одних блоков и разуплотнению других.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Гзовский М.В., Крестников В.И., Нерсесов И.Л.* и др. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. № 2. С. 177–194; № 3. С. 357–370.
2. *Губин И.Е.* О детальном сейсмическом районировании // Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980. С. 5–25.
3. *Ибрагимов Р.Н.* Детальное сейсмическое районирование Восточного Узбекистана // Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980. С. 27–31.
4. *Горшков Г.П., Крестников В.И.* О геологических критериях сейсмичности // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 24–33.
5. *Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Кнауф В.И.* и др. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1977. 54 с.
6. *Шерман С.И., Голенецкий С.И.* Опыт комплексного анализа некоторых геологических и сейсмологических параметров в Байкальской сейсмической зоне // Тез. докл. Всесоюз. сес. МСССР "Геолого-геофизические методы". Фрунзе: Илим, 1981. С. 35.
7. *Шукин Ю.К.* Современные глубинные движения орогенического пояса юга СССР и сопредельных территорий // Тез. докл. XIX Всесоюз. совещ. "Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности". М.: Наука, 1986. С. 35–36.
8. *Суворов А.И.* Тектоническая делимость литосферы: проблемы и перспективы изучения // Геотектоника. 1986. № 2. С. 3–20.
9. *Шукин Ю.К., Добрев Т.Б.* О выделении глубинных сейсмоактивных разломов по макросейсмическим данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 3. С. 68–74.
10. *Беленович Т.Я.* О векторе максимального смещения горных масс и его связи с сейсмичностью и новейшими движениями земной коры // Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. С. 14–24.

Б.А. БОРИСОВ, Е.А. РОГОЖИН

## СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ И СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

Земная кора, как известно, очень неоднородна как по механическим свойствам, так и по внутреннему устройству, в частности по распространению и ориентировке тектонических нарушений. Этим в значительной мере объясняется то, что поверхностные сейсмогенные деформации, наблюдаемые в различных тектонических зонах альпийского пояса, не всегда отражают движение по сейсмогенерирующему разрыву в очаговой зоне землетрясения. В подвижных складчатых поясах очаги сильных землетрясений формируются, как правило, в прочных жестких породах кристаллического фундамента (в консолидированной коре), обнажающихся на дневной поверхности только в ядрах антиклиналей и в пределах срединных массивов.

В других тектонических зонах (например, на молодых платформах, в межгорных впадинах) поверхностные горизонты сложены слабоконсолированными осадочными породами; тектонические деформации, возникающие в фундаменте, перераспределяются в верхних структурных этажах в соответствии с местной геологической обстановкой. Сейсмогенерирующий разрыв, образующийся в очаге землетрясения, в большинстве случаев не распространяется до дневной поверхности. Возникающие при этом поверхностные деформации грунта связаны, таким образом, исключительно с воздействием упругих волн землетрясения и носят сейсмогравитационный характер. Обычно они представляют собой подвижки оползневой и просадочного типа, подготовленные предшествующими тектоническими, эрозионными, гидрогеологическими и техногенными процессами.

Примерами могут служить сейсмодислокации всех самых значительных землетрясений Кавказа за последние десятилетия: Чхалтинского (1963 г.), Дагестанского (1970 г.), Чечено-Ингушского (1976 г.), Ахалкалакского (1986 г.) и других, более слабых. Оползни, обвалы и просадки грунта, возникавшие при этих землетрясениях, не были связаны по направлению и типу подвижки со смещениями блоков горных пород в очаговой области.

Вместе с тем в пределах складчатых систем и срединных массивов, расположенных во внутренней зоне подвижных поясов (например, в Турции и в некоторых районах Ирана), сейсмогенерирующие разрывы нередко выходят на дневную поверхность и прослеживаются на многие километры. Генеральное направление смещений по этим разрывам отражает тенденцию тектонических движений в области формирования очага землетрясения.

В случае, когда очаг сильного землетрясения не вышел на дневную поверхность и сейсмодислокации носят соответственно вторичный сейсмогравитационный характер, знание особенностей приповерхностной структуры чехла и наличие данных (даже не очень подробных) о глубинном строении эпицентральной области, а также о гипоцентрии афтершоков, позволяет составить более или менее определенное представление о геологическом процессе, вызвавшем формирование очага землетрясения.

Авторами было проведено изучение ряда эпицентральных зон сильных землетрясений, происшедших в последние годы в разной тектонической обстановке. Подвижки в очаговых зонах этих землетрясений отразились на поверхности по-разному. По степени проявления глубинных процессов на дневной поверхности изученные события можно расположить в своего рода ряд. Одной крайней точкой этого ряда может служить Кумдагское землетрясение, очаг которого вышел на поверхность [1], а такие события, как Газлийские и Кайраккумское землетрясения, находятся на другом конце ряда. В эпицентральных зонах этих землетрясений сейсмотектонические дислокации отсутствовали, и представление об очаге можно было составить только по косвенным данным.

Рассмотрим подробнее имеющийся по изученным сейсмическим событиям материал.

**Кумдагское землетрясение.** В 1983–1984 гг. в западной части Туркменской ССР произошли два землетрясения умеренной силы. С этими рядовыми событиями было связано возникновение значительных (по большей части первичных) сейсмодислокаций. Их изучение, проведенное авторами спустя короткое время после землетрясений, позволило составить достаточно ясное представление о геологическом строении очаговых зон [2].

14 марта 1983 г. произошло землетрясение ( $M = 5,7$ ;  $I_0 = 8$ ), в эпицентральный зону которого попал пос. Кумдаг Краснодарской области. В результате главного толчка Кумдагского землетрясения образовалась система поверхностных сейсмогенных нарушений, представленная главным разрывом протяженностью около 20 км (рис. 1) и несколькими оперяющими разрывами. Тип смещения по всем дислокациям не вызывает сомнений – это правый сдвиг небольшой, но легко поддающейся измерению амплитуды. Главный разрыв пересекал, сохраняя основное направление и характер подвижки, местные куполовидные поднятия, барханные гряды, хорошо прослеживался в различных поверхностных отложениях. Наличие такого протяженного, не считающегося с поверхностными геологическими условиями и рельефом сейсмогенного нарушения показывает, что очаг землетрясения вышел на поверхность. Об этом же говорят и результаты сейсмологического изучения [1].

Главный разрыв имел генеральное простирание около  $100^\circ$ , на отдельных участках, иногда довольно протяженных (до 1 км), он несколько отклонялся от этого направления (оставаясь в диапазоне азимутов  $90$ – $120^\circ$ ).

На восточном окончании главного разрыва был четко выражен поворот к юго-восточному простиранию ( $130$ – $140^\circ$ ). Оперяющие разрывы прослеживались на расстояние до 5 км и были ориентированы как параллельно главному разрыву, так и под некоторым острым углом к нему.

На поверхности грунта сейсмогенные разрывы выражались кулисообразными системами трещин растяжения и поперечных к ним валов вспучивания. Совокупность таких локальных дислокаций с характерными размерами от нескольких дециметров до нескольких метров авторы называют [2] макроструктурой нарушения. Соотношение размеров и взаимное положение элементов макроструктуры на разных отрезках сейсмогенного разрыва различно. Конкретная форма в большой степени зависит от литологического состава (и, следовательно, от механических свойств) поверх-

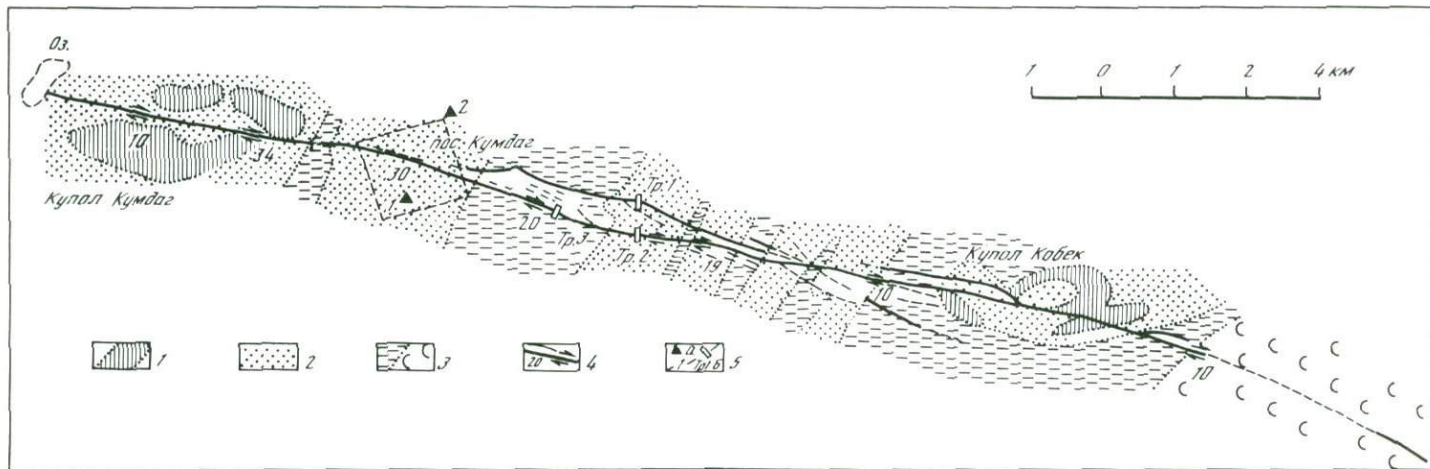


Рис. 1. Сейсмодислокация Кумдагского землетрясения

1 – ниже- и среднечетвертичные породы; 2 – верхнечетвертичные песчаные грунты; 3 – песчано-глинистые грунты такыров и солончаков; 4 – сейсмогенные разрывы (указано направление и величина смещения в см); 5 – временные сейсмические станции (а) и горные выработки (б)

ностного слоя горных пород. При описании сейсмодислокаций Кумдагского землетрясения авторы выделили три главных типа макроструктуры.

Наиболее распространены остаточные деформации грунта, в которых кулисообразные трещины растяжения располагаются под углом около  $45^\circ$  к главному направлению (рис. 2, а). Типичная длина каждой отдельной трещины — около 5 м, расстояние между трещинами — около 3 м. Раскрытие трещин (зияние) достигает 15–20 см.

После образования кулисообразных трещин (в первый момент землетрясения) правосдвиговые смещения продолжались и блоки между трещинами испытали вращение (горизонтальный поворот по часовой стрелке). Встречное относительное движение блоков, расположенных по разные стороны от разрыва, привело к появлению валов вспучивания — своеобразного выражения поперечного сжатия, происходившего в блоках, заключенных между эшелонированными трещинами растяжения. Подобные нарушения отмечались также на асфальтовом покрытии дорог. Описанный тип деформации более всего характерен для пластичных грунтов, слагающих поверхность (например, для соленых суглинков такыров и солончаков). В податливых (пластичных, текучих) породах, а также на окончаниях главного и оперяющих разрывов кулисообразные трещины разделены большими промежутками, зияние незначительно, валы вспучивания почти незаметны.

Второй тип макроструктуры (рис. 2, б) — узкий, 20–30 см шириной, гребень разрыхленных пород, образованный частыми короткими кулисообразными трещинами с поперечными, также короткими валами вспучивания. Издали разрыв производит впечатление узкой единой грядки высотой до 10 см. Этот морфологический тип системы локальных структур характерен для поверхности, сложенной рыхлыми песками дюн и барханов.

Лучше всего характер смещения (правый сдвиг) и его амплитуда определяются в макроструктурах третьего типа (рис. 2, в), которые представляют собой прямые гладкие трещины длиной 20–30 м с притертыми крыльями, сопровождаемые небольшим продольным валиком разрыхленных пород. Простирание каждого отдельного нарушения почти совпадает с генеральным простиранием разрыва; поперечные валы вспучивания имеют незначительные размеры и далеко (на длину трещин) отстоят один от другого. Этот тип макроструктуры характерен для поверхности, сложенной плотно слежавшимися хвалынскими песками.

Кроме перечисленных морфологических типов сейсмогенных разрывов, можно указать также их переходные разновидности и несколько градаций выраженности каждого типа.

По характеру смещения крыльев все образовавшиеся при Кумдагском землетрясении разрывы (как главный, так и оперяющие) представляют собой, как уже сообщалось, правые сдвиги. Амплитуда горизонтального смещения по главному разрыву закономерно уменьшается от 30 см в районе пос. Кумдаг до 5–10 см на окончаниях разрыва. Суммарная величина горизонтального смещения по всей системе сейсмогенных нарушений не поддается точному учету, но, вероятно, не превышает 0,5 м. На отдельных отрезках отмечено наличие вертикального смещения с амплитудой не более 3–5 см. Приподнято северное крыло.

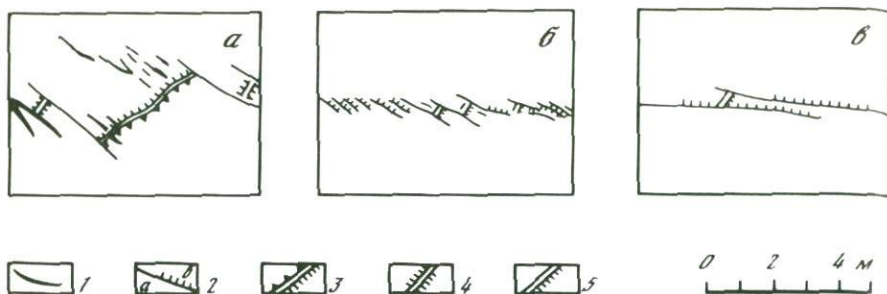


Рис. 2. Макроструктуры сейсмогенных разрывов типа I (а), II (б) и III (в)

1 – зияющие трещины; 2 – притертые трещины (а – без зияния, б – сопровождающиеся продольным валом разрыхленных пород); 3–5 – валы вспучивания: 3 – асимметричные (зубчики на крутом крыле), 4 – симметричные, 5 – односторонние

Чтобы узнать, как выглядят сейсмогенные разрывы в толще горных пород, эти разрывы были пересечены тремя траншеями глубиной 3 м. Выяснилось, что главный разрыв заложился унаследованно вдоль зоны существовавшего ранее разлома. Об этом свидетельствуют различия в строении его крыльев: разные мощности, углы наклона, изменение состава некоторых слоев. Оперяющие разрывы характеризуются одинаковым строением обоих крыльев.

Разные морфологические типы сейсмогенных нарушений распознаются и в более общем масштабе по сравнению с масштабом макроструктур: сама картина расположения оперяющих разрывов (см. рис. 2) различается от одного отрезка к другому, подчиняясь, по-видимому, особенностям геологического устройства. Узкая прямолинейная зона разрыва соответствует участкам локальных поднятий, а наибольшее развитие оперяющих нарушений отмечается на участке между куполообразными антиклиналями.

Сравнение полученных данных с имеющимися геологическими материалами показывает, что сейсмогенный разрыв, возникший при Кумдагском землетрясении 14 марта 1983 г., совпадает с восточным окончанием Челекен-Кумдагского регионального разлома [2], который является южной границей Переходной зоны между приподнятым и продолжающим подниматься Кубадаг-Большебалханским блоком и Южно-Каспийской впадиной. Эти две крупные области различаются по типу коры, по геологической истории и тенденциям тектонического развития. В новейшую эпоху Южно-Каспийская впадина испытывала погружение, захватившее и Переходную зону, в результате чего верхние горизонты земной коры сложены здесь мощным комплексом слабоконсолидированных пород неоген-четвертичного возраста. Интенсивное погружение северной части впадины привело к образованию субширотного прогиба [3], выраженного во всех глубинных сейсмических границах, включая раздел Мохоровичича, и четко проявляющегося в аномалиях силы тяжести. Челекен-Кумдагский разлом проходит по оси этого прогиба. К зоне разлома приурочены нефтегазоносные брахантиклинальные складки (купола), осложняющие структуру мощного чехла кайнозойских отложений, в том числе купола Кумдаг и Кобек, в районе которых произошло обсуждаемое землетрясение.

По нашим данным, разлом, проходящий через п-ов Челекен и пос. Кумдаг, далее на восток в системе гор Копетдага не прослеживается, а постепенно поворачивает к югу и затухает в широкой полосе флексур, ограничивающих Южно-Каспийскую впадину с востока.

Интересно, что на карте новейшей тектоники [4] общий рисунок дизъюнктивных нарушений зоны Челекен-Кумдагского разлома напоминает картину расположения сейсмогенных нарушений Кумдагского землетрясения: так же, как и на рис. 1 и 2, но в значительно более широком масштабе чередуются линии разрывов и "валы вспучивания" — куполообразные антиклинали. Это позволяет предположить, что тектонические подвижки, породившие землетрясение, имеют такой же характер, как и более общий процесс: формирование крупного сбросо-сдвига вблизи границы Туранской эпигерцинской плиты и Южно-Каспийской впадины, входящей в состав альпийского орогенического пояса.

Тектонические движения по Челекен-Кумдагскому разлому активно развивались в новейшую эпоху: разлом уверенно дешифрируется на аэро- и космических фотоснимках. Он четко проявляется и в структуре локальных поднятий — куполов. Южное крыло Кумдагского купола, сложенное нижнечетвертичными породами, опущено, по данным бурения, примерно на 300 м относительно северного. Не вызывает сомнений преобладание сдвиговой составляющей смещения по разлому; суммарная амплитуда горизонтального перемещения за четвертичный период составляет около 1 км, что устанавливается по взаимному расположению выходов коренных пород на куполах Кумдаг и Кобек по разные стороны разрыва (см. рис. 1), а также по структурным планам купола Кумдаг.

Возникшие в результате землетрясения разрывы хорошо согласуются по простиранию и типу смещения крыльев с глубинной структурой купола Кумдаг. Система продольных разрывов запад—северо-западного простирания, разделяющая два крыла купола, по местоположению и ориентировке совпадает с главным сейсмогенным разрывом на поверхности. Система оперяющих разрывов в теле купола имеет северо-западное простирание и располагается под острым углом к системе основных разрывов. Примерно то же простирание характерно для многочисленных оперяющих сейсмогенных разрывов, развитых между куполами Кумдаг и Кобек (см. рис. 1). Смещение крыльев главного сейсмогенного разрыва согласуется с направлениями смещения крыльев этого отрезка Челекен-Кумдагского разлома. Как и для всей структуры купола Кумдаг, для сейсмогенного разрыва характерно правостороннее сдвиговое смещение и сброс (с небольшой амплитудой) южного крыла.

Правостороннее смещение по сейсмогенному разрыву продолжалось, по нашим наблюдениям, и через полтора месяца после землетрясения 14 марта 1983 г. В частности, на восточном окончании разрыва, где первичные сейсмогенные трещины были уже замкнуты ливневыми потоками, появились новые системы мелких (по 5–7 см длиной) эшелонированных трещин с зиянием в первые миллиметры. За последнюю неделю апреля 1983 г. было зафиксировано сдвиговое смещение на 1 см, что вдвое превышает возможную погрешность измерений.

Морфология первичных сеймотектонических деформаций поверхности, а также материалы сейсмологического изучения [1] повторных

толчков Кумдагского землетрясения, эпицентры которых группируются в узкой полосе, совпадающей с зоной сейсмогенного разрыва, позволяют представить его очаг в виде субвертикальной плоскости сбросо-сдвига, располагающейся в зоне Челекен-Кумдагского глубинного разлома. Протяженность очага вдоль зоны разлома составила более 20 км, глубина его распространения в восточной части очаговой зоны достигала 28 км. В западной части гипоцентры самых глубоких афтершоков не опускались ниже 12 км.

**Бурунское землетрясение.** К линии Челекен-Кумдагского разлома приурочена и эпицентральная зона Бурунского землетрясения 22 февраля 1984 г. ( $M = 6,0$ ;  $I_0 = 8 \div 9$ ). Она располагалась примерно в 40 км к запад-северо-западу от Кумдага и охватывала территорию нефтегазового промысла Бурун.

Сейсмодислокации, связанные с этим землетрясением, распространились в виде субширотно вытянутого овала длиной 12 км и шириной 4 км (рис. 3). Поверхность в пределах этого овала растрескалась, причем трещины образовались как на грунте, так и на покрытии автодорог, в бетонных основаниях скважин и мачт линий электропередач, на склонах насыпей, дамб, канав и траншей. На всей территории распространения трещин наблюдались многочисленные выбросы песка и воды, оседание грунта.

В пределах нарушенной площади деформации проявились неравномерно. Наблюдались участки с очень интенсивной трещиноватостью, причем трещины имели значительное зияние и закономерную ориентировку (в основном северо-западную и субмеридиональную) и вытягивались полосами шириной до 500 м, где трещины кулисообразно подставляли одна другую. Инженерные сооружения были здесь сильно повреждены. На асфальте дорог отмечались интенсивные продольные и частые поперечные трещины, произошло оседание обочин и растрескивание оснований насыпей, бетонные постаменты и кирпичные сооружения частично обрушились, трещины в нижних частях бетонных столбов и опор ЛЭП свидетельствовали о сильном раскачивании. Откосы дамб и канав были нарушены многочисленными зияющими трещинами.

Интенсивные дислокации концентрировались в пределах узких, вытянутых в запад-северо-западном направлении полос длиной 4–6 км, ориентированных под острым углом к общему простираению овального поля деформаций и кулисообразно подставляющих друг друга. Всего выделено шесть полос с интенсивными деформациями на поверхности. Некоторые из этих полос переходят по простираению (в восток-юго-восточном направлении) в линейные зоны разрыва.

Нами обнаружено три таких разрыва. Самый протяженный имел длину около 2,5 км. По типу смещения это был правый сбросо-сдвиг. Максимальная измеренная амплитуда горизонтального смещения составляла 5 см. Северное крыло разрыва было опущено. Амплитуда сброса также равнялась 5 см. На поверхности сейсмогенный разрыв был выражен небольшим уступом и системой кулисообразно расположенных трещин, протягивающихся в направлении  $140\text{--}155^\circ$ , с зиянием по отдельным трещинам до 7 см. Ширина зоны разрыва была около 1 м. В восточной части простираение менялось с запад-северо-западного (около  $120^\circ$ ) на субширотное ( $95\text{--}100^\circ$ ). По общему облику морфоструктуры разрыв имел сходство с дефор-

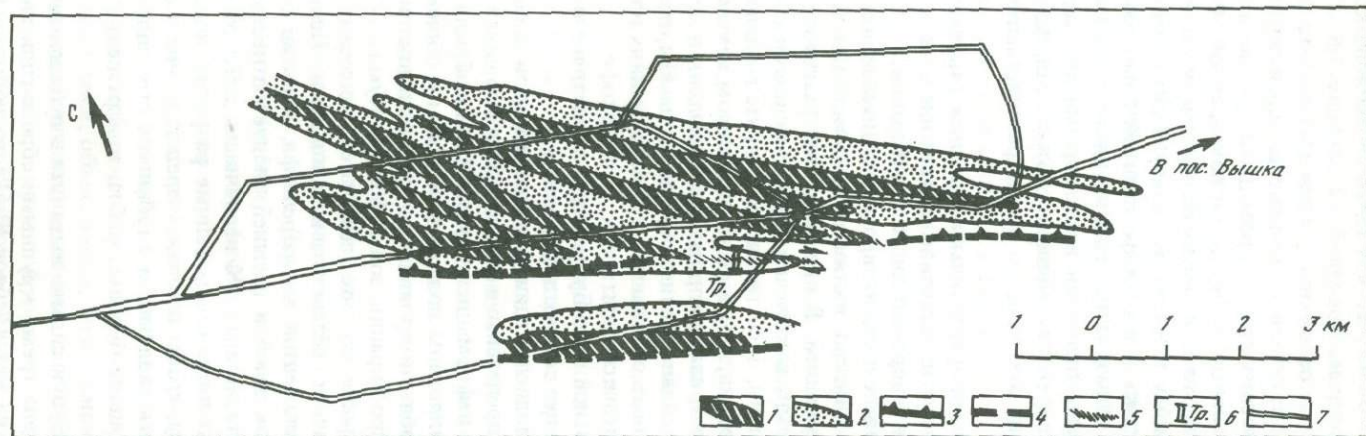


Рис. 3. Сейсмодислокации Бурунского землетрясения

1 — интенсивное растрескивание и просадка грунта, многочисленные сейсмогенные разрывы (сбросо-сдвиги); 2 — менее интенсивные деформации грунта; 3 — трасса главного разрыва Бурунской антиклинали; 4 — трасса южного разрыва; 5 — наиболее протяженный сейсмогенный разрыв (сбросо-сдвиг), вскрытый траншеей 6; 7 — главные дороги

мациями, возникшими при Кумдагском землетрясении, а именно с первой их разновидностью, развитой на участках такыров и солончаков.

Зона разрыва была вскрыта траншеей на глубину 3,5 м. Выяснилось, что слои приповерхностных отложений — глины и пески — на южном крыле располагаются выше, чем на северном. Амплитуда вертикального смещения одних и тех же геологических границ превышала 1 м. Зона сейсмогенных трещин отличалась сильным ожелезнением и повышенной обводненностью пород. Более ранние четвертичные вертикальные смещения крыльев, фиксируемые по неодинаковому положению геологических границ по разные стороны разрыва, отразились и в рельефе дневной поверхности. К югу от разрыва на поверхности образовались грядки высотой до 1 м, сложенные сильно выветрелыми и уплотненными желто-серыми хвалынскими песками. Севернее разрыва поверхность ровная и сложена отложениями такыра, под которыми на глубине около 0,5 м также располагаются хвалынские пески.

Два других разрыва были сравнительно невелики (протяженность 500—600 м), имели субширотное простирание и были представлены системами эшелонированных трещин северо-западного простирания.

Узкие полосы, в которых концентрировалась интенсивная деформация, разделялись такими же линейно вытянутыми участками со значительно менее интенсивной деформацией. В пределах этих участков грунт был нарушен неориентированными, хаотически расположенными системами мелких слабодисшированных трещин, либо трещины в грунте вообще отсутствовали. Отмечались более редкие, чем в ранее описанном случае, поперечные трещины на асфальте дорог, слабые продольные трещины и незначительный отрыв обочин. Довольно сильно были повреждены дамбы, насыпи, откосы канав и траншей. В бетонных основаниях и в сооружениях из кирпича трещины были малы и немногочисленны.

Наконец, в эпицентральной зоне Бурунского землетрясения имелись линейно вытянутые участки без всяких деформаций.

Таким образом, сейсмодислокации в эпицентральной зоне Бурунского землетрясения были распределены в виде перемежающихся полос с различной по интенсивности деформацией грунта. Кулисообразно расположенные полосы были ориентированы под острым углом к общему субширотному простиранию всей области проявления сейсмодислокаций, вытянутой в форме овала вдоль простирания зоны Челекен-Кумдагского разлома. Обращает на себя внимание то, что сеймотектонические деформации поверхности перемежались с сейсмогравитационными. Практически все случаи растрескивания элементов микрорельефа, а также отрыв обочин дорог, нарушение склонов дамб и насыпей следует отнести к явлениям вторичным, сейсмогравитационным. К первичным, сеймотектоническим дислокациям принадлежат лишь сейсмогенные разрывы, но они невелики и малочисленны. Поэтому, чтобы составить представление о строении очага, приходится привлекать сведения о глубинном строении антиклинали Бурун, полученные в процессе буровых работ, при разведке и эксплуатации газового месторождения.

В плане антиклиналь Бурун сильно вытянута в субширотном направлении. Ее структура нарушена тремя крупными сбросо-сдвигами субширотного простирания. Один из них ("сброс № 5") расположен на глубине и

слепо оканчивается, упираясь верхним краем в главный сбросо-сдвиг ("сброс № 1"). Два других (№ 1 и 2) выходят в приповерхностные горизонты четвертичных отложений. Часть купола, расположенная между этими двумя сбросо-сдвигами в осевой зоне структуры (центральный грабен), просела, и соответствующие горизонты располагаются в ней гипсометрически ниже, чем во внешних зонах. Совмещение плана сейсмогенных деформаций с проекцией глубинного строения купола на дневную поверхность показывает, что основное поле сейсмодислокаций приурочено к зоне центрального грабена. Обширное поле овальной формы, в пределах которого концентрировалась основная сейсмогенная трещиноватость, ограничивалось с севера и юга линиями двух главных сбросо-сдвигов.

Кроме двух главных, выходящих в приповерхностные слои сбросо-сдвигов, структуру купола осложняют многочисленные оперяющие сбросо-сдвиги северо-западного простирания. Они рассекают купол в диагональном направлении на систему узких блоков. Отдельные полосы с наиболее интенсивными сейсмодислокациями имеют то же простирание и в общем совпадают с линиями оперяющих сбросо-сдвигов. Изолированные от главного поля сейсмодислокаций линейные участки, на которых проявилась поверхностная деформация, также совпадают с местами, где с глубины подходят плоскости оперяющих разрывов. Вытянутые участки, на которых поверхностные деформации развиты сравнительно слабо или вообще не выражены, располагаются над ненарушенными участками блоков, разграниченных этими разрывами.

Таким образом, сложная картина распределения сейсмодислокаций на площади антиклинали Бурун в значительной мере связана с ее блоковым строением. По-видимому, очаг Бурунского землетрясения вышел на поверхность лишь небольшой своей частью, и это также наложило отпечаток на морфологию и характер проявления деформаций. Тем не менее строение поля сейсмодислокаций в эпицентральной области Бурунского землетрясения определенно отражает правосдвиговое смещение в очаговой зоне. Амплитуда смещения в очаге составила, по-видимому, несколько десятков сантиметров. Линейная протяженность очага была, вероятно, около 20 км. В приповерхностных горизонтах проявление тектонических движений в очаге осложнилось многочисленными подвижками по системе локальных нарушений и развитием сейсмогравитационных деформаций.

Глубинное строение локальных поднятий Бурун и Кумдаг во многом сходно, хотя имеется и ряд различий. Обе структуры сложены молодыми осадочными породами, имеют брахиантиклинальную форму и нарушены системой продольных (субширотных) главных и диагональных оперяющих сбросо-сдвигов. Все стратиграфические горизонты антиклинали Бурун располагаются на большей глубине, поэтому на поверхности практически нет выходов ниже- и среднетчетвичных пород и данная структура не выражена в рельефе (как и в случае с куполом Кумдаг).

Различия в стиле сейсмодислокаций, связанных с Кумдагским и Бурунским землетрясениями, объясняются, по-видимому, не разными движениями в их очагах, а различиями геологического строения куполов Кумдаг и Кобек, с одной стороны, и купола Бурун — с другой. С более глубоко расположенной и слабо выраженной в рельефе структурой Бурун связаны

многочисленные мелкие деформации, рассредоточенные на площади сравнительно широких протяженных полос. С более развитыми, выше расположенными и выраженными в рельефе куполами Кумдаг и Кобек связаны протяженные линейные нарушения, сосредоточенные в зонах сейсмогенных разрывов.

Возникновение очагов обоих землетрясений на близко расположенных отрезках Челекен-Кумдагского регионального разлома указывает на большую подвижность этой структуры в целом. Если принять, что наиболее значительные землетрясения района отражают главную тенденцию современных тектонических движений, то можно заключить, что на нынешнем этапе Челекен-Кумдагский разлом представляет собой наиболее подвижную дизъюнктивную структуру в зоне перехода от области альпийской складчатости к эпигерцинской платформе.

**Эль-Аснамское землетрясение.** Примером несколько иного строения очаговой зоны является геологическая обстановка возникновения Эль-Аснамского землетрясения в Алжире 10 октября 1980 г. ( $M = 7,2-7,3$ ;  $I_0 = 10$ ). Это землетрясение было детально и своевременно изучено комплексом разнообразных методов [5]. Сразу после землетрясения были проанализированы данные мировой сети сейсмических станций и результаты работы временных сейсмостанций в ближней зоне. Своевременно и тщательно были изучены остаточные деформации, проведен анализ материалов аэрофотосъемки; спустя полгода были осуществлены повторное нивелирование и триангуляция, еще через год — земляные работы по уточнению кинематики движений в зоне главного сейсмогенного разрыва. Комплекс дополняющих друг друга работ позволил достаточно надежно определить параметры землетрясения — координаты гипоцентра, магнитуду, сейсмический момент, размеры очага, механизм подвижки, сейсмотектоническую обстановку в очаговой области и характер нарушений земной поверхности.

Сейсмодислокации, связанные с этим землетрясением, образовались на протяженной полосе вдоль трассы сейсмогенного разрыва, ориентированного в целом в северо-восточном направлении. В южной части этот разрыв носил более или менее линейный характер, а на северо-востоке он был устроен сложнее [6]. Там вместе с сейсмотектоническими были сильно развиты и сейсмогравитационные остаточные деформации (оползни, трещины отрыва, обвалы и др.). В целом вся система остаточных деформаций протягивалась на расстояние около 40 км и представляла собой левый взбросо-сдвиг с падением плоскости сместителя на северо-запад под углом от 25 до 80°.

Форма нарушений в разных частях района была несколько различной. В южной части, в 9 км к юго-востоку от г. Эль-Аснам, остаточные деформации возникли в терригенной толще нижнего тортона. Они представляли собой систему эшелонированных трещин, не считающихся с рельефом. Азимут простирания трещин варьировал между 40 и 70°. По некоторым нарушениям можно было видеть, что поднято (взброшено) северо-западное крыло, а амплитуда вертикального смещения достигает 0,4 м. Длина каждого отдельного разрыва была порядка 100–150 м. На некоторых участках южного сегмента зоны разрывов можно было наблюдать зеркала скольжения, указывающие на взбросовый характер движений с небольшой левосдвиговой компонентой. Вблизи дневной поверхности наклон сме-

стителю не превышал  $25^\circ$  к северо-западу, однако прослеживание разрыва на картах указывает, напротив, на гораздо больший наклон этой поверхности на глубине. Местами были развиты эшелонированные системы трещин размерами от единиц до десятков метров, ориентированные косо к простиранию основного разрыва, что также указывало на левосдвиговый тип смещений.

В средней части зоны остаточных деформаций главный разрыв имел простирание от  $70^\circ$  до  $50^\circ$ . Он ограничивал с юго-востока молодую антиклиналь, сложенную породами плиоцена. Антиклиналь под острым углом пересекает долину р. Шелифф, имеющую в целом субширотную ориентировку. В рельефе разрыву, ограничивающему эту антиклиналь, соответствует уступ высотой около 150–180 м, к юго-востоку и востоку от которого развита обширная аллювиальная равнина рек Шелифф и Уэд-Фодда. На этом отрезке главного сейсмогенного разрыва развился эскарп, местами разветвляющийся на два отдельных нарушения. Общая высота его – 2,5 м. Приподнято северо-западное крыло.

Вкрест простирания эскарпа была пройдена канава, в которой можно было наблюдать характер смещения в приповерхностных слоях. Дислокация представляет собой взброс с почти вертикальным падением сместителя и амплитудой относительного поднятия северо-западного крыла 2,5 м.

В 1 км к северо-востоку от этой канавы зона гласного разрыва пересекает железную дорогу Алжир–Оран. Во время землетрясения обе колеи железнодорожного полотна были смещены левым сдвигом на расстояние 1,2–1,6 м, практически без вертикального составляющей.

Далее на северо-восток зона главного сейсмогенного разрыва трассируется вдоль подножия антиклинали до устья р. Уэд-Фодда. Пролувиально-делювиальная равнина, наклоненная к юго-западу, была нарушена здесь сейсмогенным уступом высотой 1–3 м, сопровождающимся напорными валами. В канаве, пройденной перпендикулярно одному из напорных валов на глубину 3 м, наблюдается смещение делювиально-пролювиальных отложений конуса выноса по двум параллельным плоскостям взбросов, падающим под углом  $30\text{--}40^\circ$  к северо-западу. Суммарная амплитуда смещения составляет около 3 м.

Большой интерес представляют остаточные деформации на гребне антиклинали. Они образуют систему нарушений, параллельную зоне главного разрыва и отстоящую от нее на расстоянии до 1 км. В основном это субмеридиональные сбросы и трещины растяжения, захватившие полосу  $3,5 \times 0,5$  км. Главные сбросы имели протяженность до нескольких сот метров, амплитуда смещения достигала 1,8 м. Зияние между крыльями (сброшено юго-восточное крыло) составляло 0,5–0,7 м. Эти остаточные деформации связываются с крупномасштабным растяжением взброшенного крыла сейсмогенного разрыва и с его левосторонним сдвиговым смещением.

На крайнем северо-восточном участке зоны остаточных нарушений прослеживается в целом аналогичный комплекс сейсмодислокаций, но в отличие от южного и центрального сегментов единая полоса нарушений расщепляется здесь на две параллельные ветви, отстоящие друг от друга на 1 км. В рельефе они образуют уступы высотой около 1 м, пересекающие низкие террасы р. Шелифф, склоны ее долины, сложенные разными по возрасту

и составу породами, молодые конусы выноса и т.д. В канаве, вскрывшей один из уступов на конусе выноса временного водотока, можно было отчетливо наблюдать плоскость взброса, наклоненную к северо-западу под углом  $30^\circ$  с амплитудой смещения порядка 1,5 м.

Особое место занимают остаточные деформации, возникшие в районе г. Бени-Рашед. Пространственно они не были связаны с главным разрывом и располагались на расстоянии 3–7 км к северо-западу от него. Дислокации образовались по краям амфитеатра в рельефе шириной до 6 км. Периферические части этого амфитеатра приподняты относительно внутренней, имеющей уклон к югу, в соответствии с генеральным падением отложений, причем внутренние части сложены слабосцементированными морскими глинами и песками нижнего плиоцена, а по периферии на поверхность выходят более древние плотные мергели (мессинского возраста). Вдоль северного обрамления амфитеатра возникли сейсмогенные зияющие трещины отрыва и сбросовые уступы длиной до 200–300 м; амплитуда смещения равнялась 1,8–2,0 м. Эти деформации связаны с оползевым движением рыхлых нижнеплиоценовых отложений по более плотному субстрату к югу. На восточном и западном обрамлениях амфитеатра возникли разрывы и трещины сбросо-сдвигового типа.

Таким образом, остаточные деформации Эль-Аснамского землетрясения, за исключением района г. Бени-Рашед, где большую роль играли сейсмогравитационные нарушения, были преимущественно первичными, сейсмотектоническими. Эти сейсмодислокации были, очевидно, обусловлены выходом очага на дневную поверхность. Геологические данные о характере подвижки и ее величине согласуются с результатами геодезических измерений. Наибольшее поднятие (5,15 м) установлено при повторном нивелировании в осевой части антиклинали – в 1 км к северо-западу от сейсмогенного разрыва, в его взброшенном крыле. В северо-западном направлении амплитуда вертикальных движений постепенно убывает до нуля (на расстоянии 14 км от зоны главного разрыва). По данным повторной триангуляции, горизонтальное сокращение земной поверхности в направлении, перпендикулярном зоне дислокаций, составляет 2 м.

О геометрии очаговой зоны на глубине можно составить представление на основании материалов изучения афтершоковой деятельности. Облако афтершоков, зарегистрированных за месяц работы четырнадцати временных сейсмических станций в ближней зоне, занимало полосу вдоль простирания главного разрыва. Большинство афтершоков тяготело к окончаниям сейсмогенного разрыва. Почти все повторные толчки имели глубину очагов менее 12 км. Распределение гипоцентров афтершоков указывает на наклон плоскости разрыва к северо-западу под углом  $45\text{--}55^\circ$ , причем афтершоковая деятельность была приурочена главным образом к юго-восточному (опущенному) блоку.

Несколько слов о тектонической позиции Эль-Аснамского землетрясения. Оно возникло на территории Шелиффской наложенной межгорной впадины, окруженной горными цепями Телль-Атласа. Субширотно вытянутые зоны этой складчатой системы пересекаются диагональными (северо-восточного простирания) разрывами, протягивающимися из Южного Атласа. Крупнейшие разломы этого – “антителльского” – простирания, ограничивающие с обеих сторон грандиозный грабен юго-западной части

Шелиффской впадины, пересекаются в районе г. Эль-Аснам с одной из наиболее значительных тектонических линий "телльского" субширотного простирания, образуя дизъюнктивный узел. Указанный субширотный линеймент разделяет зоны Северного и Южного Телля, служит северной границей частично перекрытого тектоническими покровами Предтеильского передового прогиба, вдоль него располагается цепь новейших межгорных впадин: Шелифф, Медеа, Суммам и др.

Шелиффская впадина наложена на структуры автохтонного основания Телль-Атласа, образованные допалеозойскими, палеозойскими и нижнемезозойскими метаморфизованными кристаллическими породами осадочного и вулканического происхождения и выступающие по окраинам впадины в перишелиффских древних массивах.

Мощность рыхлых отложений неоген-четвертичного возраста в центральных частях впадины превышает 500 м, однако в пределах описанной выше активной новейшей антиклинали, пересекающей эту впадину в северо-восточном направлении, мощность сокращается до 200–300 м.

Таким образом, при Эль-Аснамском землетрясении очаг, зародившийся в породах хрупкого фундамента, вспоров маломощный в этих местах чехол рыхлых отложений, вышел на поверхность, и продемонстрировал две свои особенности: приуроченность к крупному дизъюнктивному узлу и относительную независимость деформации верхних горизонтов чехла от подвижек в фундаменте.

Землетрясения в Западной Туркмении и в Алжире возникли в особой геологической обстановке: в подвижном верхнем структурном этаже, обнажающемся на дневной поверхности, либо в условиях, когда пассивный верхний этаж имеет малую мощность и "протыкается" сейсмотектоническими блоковыми подвижками. Рассмотрим теперь примеры сейсмических событий иного типа.

**Газлийское землетрясение 1984 г.** Район Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г. располагается в Западном Узбекистане, примерно в 100 км к запад-северо-западу от Бухары. Плейстосейстовая область находится в пустынной зоне, рельеф здесь может быть охарактеризован как слабо-наклонная к югу равнина с отдельными невысокими холмами, группами и цепочками холмов, а также понижениями сухих русел и "мертвых долин". Одно из самых значительных понижений рельефа заполнено сброшеными солоноватыми водами, образующими систему озер в районе холмов Каракыр.

Примерно в 40 км к северу от эпицентра располагается самый южный из хребтов Кызылжумских гор – Кульджуктау.

Приблизительно в 15 км к юго-западу от эпицентра находится Газлийское газовое месторождение, а несколько дальше, примерно в 40 км, – город Газли (рис. 4).

Газли сильно пострадал от трех крупных землетрясений. Два из них – знаменитые Газлийские землетрясения – произошли весной 1976 г. (8 апреля и 17 мая) и характеризовались магнитудой соответственно 7,0 и 7,3. При изучении этих двух землетрясений, проведенном сотрудниками многих организаций, собран очень большой материал по сейсмическому режиму. Значительное внимание было уделено сейсмотектоническим причинам возникновения и сейсмодислокациям, связанным с этими земле-

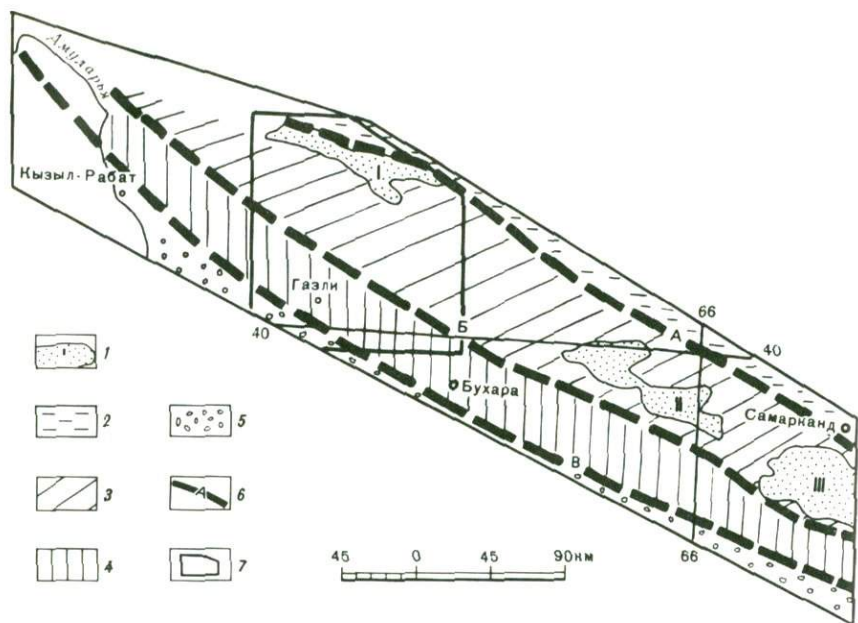


Рис. 4. Схематическая карта структурно-формационных зон восточной части Бухарской ступени Туранской платформы

1 – выступы домезозойского фундамента (I – Кульджуктауский, II – Зирабулак-Зиаэтдинский, III – Каратюбинский); 2–5 – структурно-формационные зоны с разным составом фундамента: 2 – Центрально-Кызылкумская, 3 – Кульджуктауская (Зеравшано-Гиссарская), 4 – Газли-Каратагская (Южно-Гиссарская), 5 – Таджикско-Афганская (Кугитангская); 6 – региональные (глубинные) разломы: А – Каратау-Зеравшанский, Б – Бухаро-Гиссарский, В – Учбаш-Каршицкий (Южно-Гиссарский); 7 – контуры района Газлийских землетрясений, показанного на рис. 5

трясениями [7, 8]. Эпицентр третьего землетрясения (19 марта 1984 г., М-7,3) был расположен в непосредственной близости от эпицентров первых землетрясений.

В тектоническом отношении район Газлийских землетрясений представляет собой часть эпигерцинской Туранской платформы, находящейся в стадии новейшей активизации. Район располагается на Бухарской ступени Амударьинской синеклизы к югу от обширной области новейших поднятий Центральных Кызылкумов.

Характерной чертой геологического строения зоны Газлийских землетрясений является ее двухъярусное устройство. Домезозойский фундамент, крайне неоднородный по составу, располагается на глубине 1100–1500 м и образует отдельные выступы (Кульджуктауский, Газлийский, Каракырский, Ташкудукский) и прогибы (Тузкойский, Рометанский). Зоны фундамента с разным составом вытянуты в запад–северо-западном (“тяньшаньском”) направлении. Зоны выступов и прогибов фундамента имеют север–северо-восточное – “анти Тянь-шаньское” – простирание. Крупной положительной “анти Тянь-шаньской” структурой поверхности фундамента является Газлийское поперечное поднятие. Чехол состоит из мезо-кайно-

зойских пород. На поверхности развиты в основном четвертичные, а также палеогеновые и неогеновые терригено-карбонатные породы.

Очаги Газлийских землетрясений приурочены к границе двух структурно-формационных зон домезозойского фундамента: Кульджуктауской (Зеравшано-Алайской) на севере и Южно-Гиссарской. Границей является зона Бухаро-Гиссарского глубинного разлома [9], которая в составе фундамента выражена верхнепалеозойским молассовым прогибом, а в рельефе поверхности фундамента образует (в области пересечения с Газлийским поперечным поднятием) субширотное понижение — четко выраженную седловину между выступом гор Кульджуктау и расположенным южнее Газлийским выступом. Эта широкая седловина осложнена мелкой субширотной положительной структурой — Каракырским выступом длиной около 30 км и шириной до 12 км, который разделяет седловину на два узких грабена, вытянутых в запад-северо-западном направлении, — северный, Шоркудукский, протяженностью более 40 км и шириной 10–12 км и южный, Прикаракырский, протяженностью более 60 км и шириной 8–10 км. Оба эти грабена являются ветвями общего понижения поверхности фундамента в зоне Бухаро-Гиссарского разлома.

Сложный характер рельефа фундамента обусловлен альпийскими и новейшими движениями блоков по системе локальных разломов. Таких разломов несколько: расположенный в подножии южного склона гор Кульджуктау Ащикудукский разлом, обрамляющие с севера и юга Газлийский выступ продольный Каракырский и Газлийский разломы, а также ограничивающие Шоркудукский грабен Северный и Южный Шоркудукские разломы (рис. 5). Разломы протягиваются на несколько десятков километров, выражены в рельефе фундамента уступами в первые сотни метров и, по-видимому, проникают на глубину до 15–20 км. Бухаро-Гиссарский глубинный разлом, напротив, выражен в глубоких горизонтах коры на глубинах 20–30 км и в рельефе поверхности Мохо [8, 9].

С Бухаро-Гиссарским разломом пересекаются несколько поперечных разломов север-северо-восточного простирания. Крупнейшие из них ограничивают Газлийское поперечное поднятие от соседних прогибов. На западном склоне поднятия выделены поперечный Каракырский и Тузкойский разломы, на восточном — Рометанский.

При Газлийском землетрясении 1984 г, наиболее значительные деформации грунта возникли на участках обводнения или неглубокого положения зеркала подземных вод к западу от холмов Каракыр (см. рис. 5). Большую роль играли особенности микрорельефа: всевозможные насыпи, мелкие холмы, неустойчивые склоны — везде в таких местах сотрясения приводили к более сильным нарушениям, чем на соседних плоских участках.

Изучение деформаций грунта в более отдаленных районах показало быстрое затухание в меридиональном и северо-восточном (юго-западном) направлениях: на склонах Кульджуктау и на холмах Ташкудук (к югу от г. Газли) нарушений практически нет, тогда как в северо-западном направлении (по простиранию Бухарской ступени) эффект землетрясения остается значительным и на большом удалении от эпицентра. Сильные сотрясения испытало селение Кызыл-Рабат (на правом берегу Амударьи), где образовались трещины вдоль ирригационного канала, произошли обвалы береговых утесов. Вверх по долине Амударьи, начиная от сел. Гу-

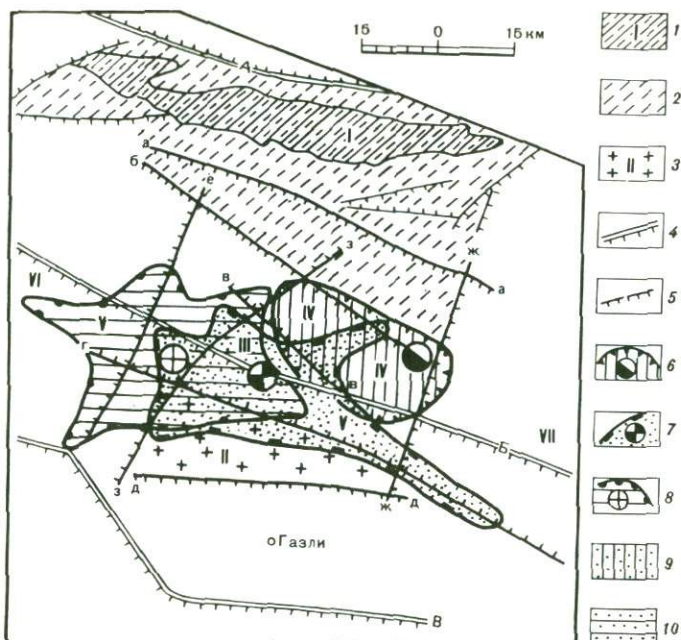


Рис. 5. Структурная схема района Газлийских землетрясений

1 — выходы палеозойских пород; 2,3 — выступы фундамента; 2 — Кульджуктауский (I), 3 — Газлийский (II); 4 — зоны глубинных разломов (те же, что и на рис. 4); 5 — локальные разломы (а — Ацикудукский, б, в — Северный и Южный Шоркудукские, г — Продольный Каракырский, д — Газлийский, е — Тузкойский, ж — Рометанский, з — Поперечный Каракырский); 6—8 — эпицентры главных толчков и поля эпицентров афтершоков: 6 — землетрясения 8 апреля 1976 г., афтершоки с 14 по 26 апреля, 7 — землетрясения 17 мая 1976 г., афтершоки с 17 по 21 мая, 8 — землетрясения 19 марта 1984 г., афтершоки с 26 марта по 3 апреля. Структуры фундамента: III — Каракырский выступ; грабены: IV — Шоркудукский, V — Прикаракырский; прогибы: VI — Тузкойский, VII — Рометанский

гуртли, деформации грунта постепенно затухают, а в районе выхода Амударьинского разлома на правый борт долины исчезают практически полностью. Трещины, появившиеся в грунте в районе сел. Дарган-Ата (на левом берегу Амударьи), также имеют сейсмогравитационное происхождение.

Особый интерес вызвали сейсмогенные трещины, образовавшиеся в коренных породах к западу и северо-западу от г. Газли. Эти трещины представляют собой, по материалам документации пройденных канав, ожившие кластические дайки в уплотненных слоях песчано-глинистых кайкозойских пород. Протяженность зоны трещинообразования невелика — до 200 м.

В пройденном через одну из подобных трещин шурфе на глубине около 1,5 м был установлен вертикальный уступ с амплитудой относительного вертикального смещения крыльев в несколько сантиметров [10]. Возможно, эти трещины растяжения возникли над разрывными смещениями в верхних горизонтах чехла и отражают в измененном виде подвижку на поверхности фундамента.

Специальное внимание при геологическом обследовании было обращено на участок развития многочисленных трещин на юго-западном берегу озера. В результате детальной глазомерной съемки был установлен сейсмогравитационный характер остаточных деформаций грунта, их согласие с особенностями микрорельефа, что исключает возможность интерпретации этого участка как места выхода очага на поверхность. Зияющие трещины и валы вспучивания расположены параллельно уступам микрорельефа. Длительные сильные колебания водонасыщенного грунта приводили на этом и других подобных участках к фонтанным выбросам воды у подножия уступов рельефа и к последующей просадке и оплыванию грунта. Этим объясняется образование просадочных воронок, рвов, систем трещин, оползней по бортам каналов, по берегам озер и др.

Итак, все обследованные сейсмодислокации, связанные с землетрясением 1984 г., носят сейсмогравитационный характер. Очевидно, очаг не вышел на поверхность, а деформации грунта связаны с сильным сотрясением водонасыщенных пород и перепадами микрорельефа. Сейсмогенерирующие подвижки в зоне Бухаро-Гиссарского глубинного разлома были сосредоточены в нижнем структурном этаже – фундаменте, резко отличающемся по строению и механическим свойствам от верхнего этажа, обнажающегося на дневной поверхности. То же самое можно сказать о землетрясениях в районе Газли 1976 г.

О геометрии очага, а также о характере подвижки в очаговой области этих землетрясений можно судить по сейсмологическим и геодезическим данным. В 1976 и 1984 гг. в эпицентральной зоне работало несколько временных сейсмических станций. Ими определено несколько тысяч гипоцентров повторных толчков разной силы [7, 9]. Кроме того, после каждого события был проведен комплекс геодезических работ, включающих повторные нивелирования и триангуляцию [10].

Согласно сейсмологическим материалам о главных и повторных толчках трех Газлийских землетрясений, можно сделать следующие заключения.

Эпицентр землетрясения 8 апреля 1976 г. располагался в северо-восточной части седловины фундамента в районе пересечения Рометанского и Северного Шоркудукского разломов. Глубина очага составляла 15–20 км [7]. Рой афтершоков распространился главным образом к западу от меридиана основного толчка и охватил площадь овальной формы размерами 60×30 км, вытянутую в западном направлении. В первый период (с 14 по 26 апреля) практически все эпицентры афтершоков располагались в северной части зоны Бухаро-Гиссарского глубинного разлома, в пределах Шоркудукского грабена и на ограничивающих его разрывах (см. рис. 5). В дальнейшем (с 26 апреля по 17 мая) эпицентры повторных толчков распространились также к западу и югу от этой структуры, захватив на небольшом отрезке северный склон Газлийского выступа (продольный Каракырский разлом), а также территорию Каракырского выступа фундамента. В целом поле эпицентров афтершоков землетрясения 8 апреля 1976 г. ограничено с востока трассой Рометанского разлома, с севера Северным Шоркудукским разломом, с юга Каракырским продольным, а с запада Каракырским поперечным разломами. Отдельные толчки были приурочены к трассам Ашикудукского и Тузкойского разломов.

Эпицентр землетрясения 17 мая 1976 г. был расположен к западу от эпицентра землетрясения 8 апреля 1976 г. на расстоянии около 30 км вблизи западного окончания основного поля его афтершоков. Очаг главного толчка зарегистрирован на глубинах 12–30 км [8]. Эпицентр тяготеет к границе Прикаракырского грабена и Каракырского выступа – примерно в центральной части седловины Газлийского поперечного поднятия. Эпицентры повторных толчков сосредоточились в субширотно вытянутой овальной области длиной 80 км и шириной 50 км, охватившей своим восточным краем поле эпицентров афтершоков землетрясения 8 апреля 1976 г.

В первый период после главного толчка (с 17 мая по 1 июня 1976 г.) афтершоки концентрировались в районе эпицентра главного толчка – в Прикаракырском грабене, вдоль трассы продольного Каракырского разлома, а также на западном погружении Газлийского выступа фундамента. Несколько толчков зарегистрировано под Каракырским выступом. В пределах Шоркудукского грабена афтершоки почти полностью отсутствовали. В следующий период (с 1 по 30 июня) главное поле эпицентров афтершоков в основном сохранило свое положение, но отдельные толчки отмечались также несколько западнее – вдоль трассы Тузкойского разлома и севернее – вдоль Северного и Южного Шоркудукских разломов. Максимальное скопление афтершоков отмечалось в районе пересечения Прикаракырского грабена и поперечного Каракырского разлома.

Эпицентр нового Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г. располагался примерно в 15 км к западу от эпицентра 17 мая 1976 г. и был приурочен к западной части субширотной седловины Газлийского поднятия. Очаг охватил зону Бухаро-Гиссарского глубинного разлома на глубинах от 5 до 25 км. Поле эпицентров афтершоков было вытянуто в субширотном направлении на расстояние более 60 км, в меридиональном – на 50 км. Отмечено два участка сгущения эпицентров афтершоков: первый в пределах Прикаракырского грабена, несколько западнее поперечного Каракырского разлома, и второй вдоль трассы Тузкойского разлома на отрезке длиной около 50 км.

Материалы сейсмологического изучения главных и повторных толчков Газлийских землетрясений позволяют сделать вывод о том, что в распределении афтершоков ведущую роль играли локальные структуры фундамента в зоне регионального Бухаро-Гиссарского разлома – блоки протяженностью в несколько десятков километров и шириной порядка 10 км, а также ограничивающие их разломы.

На основании анализа геодезических данных было установлено [10], что главные подвижки в очагах Газлийских землетрясений произошли в "Гранитно-метаморфическом" слое земной коры (на глубине порядка 15 км) и не вышли на дневную поверхность. Простираение разрывов в очагах двух первых событий субширотное, а в очаге землетрясения 1984 г. – восток–северо-восточное. Падение сейсмогенерирующего разрыва землетрясения 8 апреля 1976 г. было южное, разрыва в очаге землетрясения 17 мая 1976 г. – северное, а в очаге землетрясения 19 марта 1984 г. плоскость подвижки была наклонена на восток–юго-восток. Тип подвижки во всех трех случаях – взбросо-сдвиг, разрывы в очагах распространялись преимущественно снизу вверх [9].

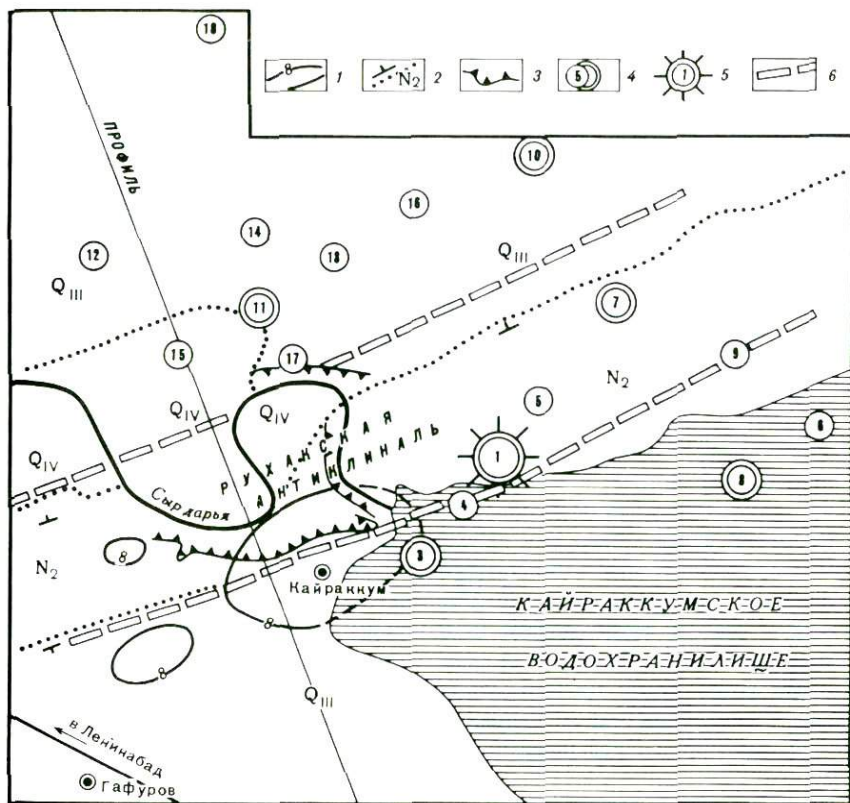


Рис. 6. Схема района Кайраккумского землетрясения

1 – изосейсты 7 и 8 баллов; 2 – контуры выходов плиоценовых пород Руханской антиклинали; 3 – крутые уступы рельефа; 4 – эпицентры афтершоков разных классов и их номера; 5 – эпицентр главного толчка; 6 – проекция на поверхность земли верхних кромок разрывов Присырдарьинской флексурно-разрывной зоны. Прямой линией, пересекающей рисунок сверху вниз, показана линия профиля (см. рис. 7)

**Кайраккумское землетрясение.** Геологические наблюдения в эпицентральной зоне Кайраккумского землетрясения 13 октября 1985 г. ( $M = 5,7$ ;  $I_0 = 8$ ) показали, что все деформации поверхности – трещины, оползни, обвалы – имели несомненно сейсмогравитационное, вторичное происхождение: большинство их возникло на участках неустойчивых, насыпных и сильно обводненных грунтов. Малые размеры илейстейсовой области (рис. 6) и локальное развитие сейсмодислокаций свидетельствуют о неглубоком положении верхней кромки очага землетрясения, хотя следование дислокаций микрорельефу и явная их связь с участками переувлажнения грунтов говорит о том, что подвижка в очаге не имела непосредственного отражения в движении поверхностного грунта. Вместе с тем имеются сведения, что землетрясение резко ощущалось в отдаленных от эпицентра местах – в Ташкенте, Душанбе, Оше и др. Это позволяет считать, что очаг имел значительные размеры и захватывал глубокие горизонты коры.

Район, захваченный Кайраккумским землетрясением, расположен в западной части Ферганской межгорной впадины, недалеко от ее горловины, где северный и южный борта — сильно поднятые вытянутые блоки палеозойского складчатого фундамента, образующие высокие горные хребты, — сходятся на близкое расстояние. На севере этого района Кураминско-Чаткальская зона Срединного Тянь-Шаня представляет собой систему сводообразных хребтов северо-восточного простирания; на юге расположена система высокогорных Туркестанского и Алайского хребтов Южного Тянь-Шаня, вытянутых в широтном направлении.

Северная и южная складчатые системы существенно различаются по составу фундамента и истории развития. Граница между ними проходит в приосевой части Ферганской впадины, на западе — ближе к ее южному борту. Плейстоценовая область Кайраккумского землетрясения подстилается фундаментом "кураминского" типа [6].

Фундамент перекрыт мезозойскими и кайнозойскими породами чехла. Донеогеновые, в основном карбонатные отложения (мел—палеоген) имеют мощность 300—400 м, а мощность перекрывающих их моласс олигоцен-четвертичного времени превышает 5,5 км.

Кайнозойскими молассами сложены типичные для Ферганской впадины антиклинальные гряды — "адыры". У г. Кайраккума одна из таких гряд — Рухакская, оказавшаяся в плейстоценовой зоне землетрясения, прорезана в осевой части руслом р. Сырдарьи, образующим типичные врезанные меандры ("Коктюрюкские излучины"). Рухакская гряда представляет собой звено Дигмай-Супетауской цепи антиклиналей, протягивающейся в северо-восточном направлении параллельно границе выходов палеозойских пород Кураминской зоны, в 15—20 км к юго-востоку от этой границы.

Цель адырных антиклиналей заложила над системой погребенных разломов Присырдарьинской флексурно-разрывной зоны. Эта зона выражена в поверхности фундамента серией уступов, резко понижающихся в юго-восточном направлении. В соответствии с погружением поверхности фундамента увеличивается мощность молассовых образований. Резкий перепад поверхности фундамента по серии взбросов трассируется километрах в трех к северо-западу от Рухакской антиклинали. Вертикальная амплитуда смещения по этим разрывам — более 5 км. Непосредственно под Рухакской антиклиналью поверхность фундамента также нарушена взбросом со смещением крыльев 300—500 м. По-видимому, с движениями по этому взбросу связаны заложение и рост диапировой антиклинали в осадочном чехле.

Скорость роста адырных антиклиналей в новейшее время очень велика: 2,5—5,5 мм/год. Наблюдения показывают, что активный рост Рухакской антиклинали продолжается и в настоящее время. В пределах меандр, обращенных к югу и врезанных в осевую часть антиклинали, русло Сырдарьи оттеснено от крутого левого (южного) борта широкой поймой; вблизи левого берега образовались отмели и острова. В обращенных на север меандрах река в соответствии с обычными законами подмывает северный берег. В итоге Рухакская антиклиналь в ходе своего роста постепенно оттесняет реку на север. Эффект поднятия поймы левого берега в районе Коктюрюкских излучин усиливается в результате накопления коллю-

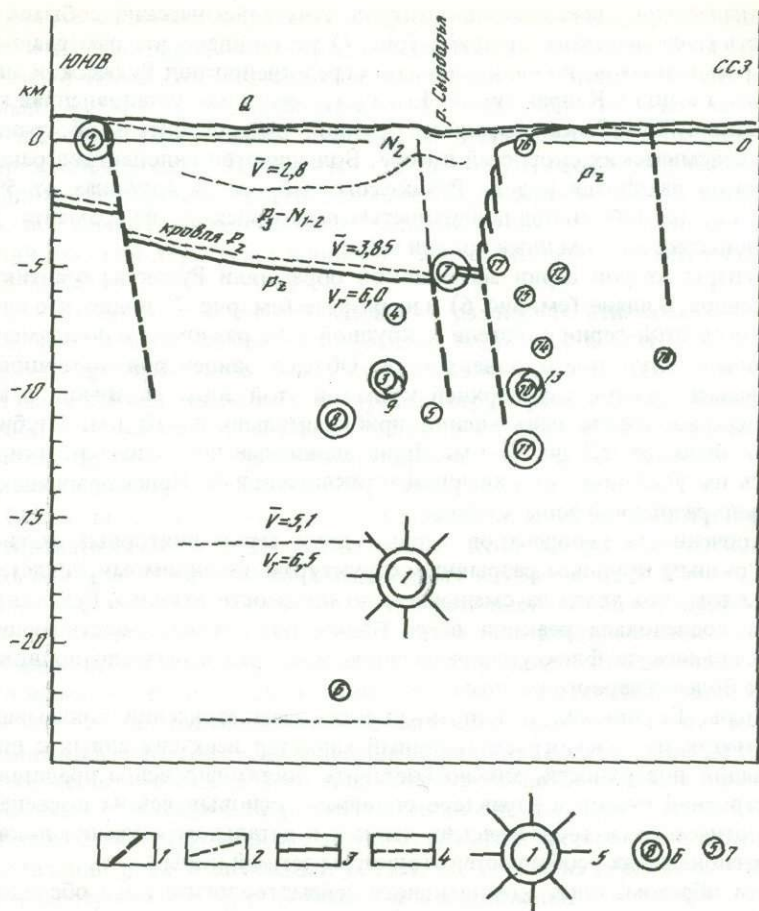


Рис. 7. Схематический геологический профиль западной части Ферганской впадины (с использованием литературных материалов, перечисленных в работе [10])

1 — разрывные нарушения; 2 — осевая поверхность Рухакской антиклинали; 3 — кровля палеозойского фундамента; 4 — разнообразные границы раздела скоростей сейсмических волн в коре; 5—7 — положение гипоцентров: 5 — главного толчка Кайраккумского землетрясения, 6 — афтершоков с  $K \geq 9,7$  —  $K < 9$

виального материала, образованного при разрушении коренных пород. В составе рыхлых наносов заселенной и возделанной поймы большая доля приходится на оползневый коллювий.

Распределение гипоцентров главного и повторных толчков Кайраккумского землетрясения (рис. 7) хорошо увязывается с поверхностной и глубинной геологической структурой [6]. Эпицентры главного толчка и большей части самых ранних афтершоков обрамляли Рухакскую антиклиналь с юга и были приурочены к зоне Рухакского взброса в фундаменте. Облако эпицентров афтершоков вытягивалось в восток—северо-восточном направлении, следуя проекции верхней кромки разлома на поверхность на отрезке длиной около 8 км (см. рис. 6).

При нанесении проекций гипоцентров этих сейсмических событий на плоскость геологического профиля (рис. 7) установлено, что очаг главного толчка располагается, по-видимому, непосредственно под Рухакской антиклиналью, т.е. под г. Кайраккумом. Его инструментально установленная глубина (около 15–17 км) отвечает крупной субгоризонтальной границе раздела сейсмических скоростей в коре. Большинство гипоцентров ранних афтершоков находится в зоне Рухакского взброса на глубинах от 5 до 10 км, т.е. неглубоко под поверхностью палеозойского фундамента, погруженной здесь на 5 км ниже уровня моря.

Эпицентры второй серии афтершоков обрамляли Рухакскую антиклиналь с севера. В плане (см. рис. 6) и на разрезе (см. рис. 7) видно, что очаги афтершоков этой серии тяготели к крупной зоне разломов в фундаменте, образующей уступ в его поверхности. Облако эпицентров афтершоков вытягивалась, следуя над верхней кромкой этой зоны разломов, в восток–северо-восточном направлении приблизительно на 10 км. Глубины фокусов были от 0,3 до 13 км. Лишь единичные повторные толчки отмечались на удалении от адырной антиклинали и от Присырдарьинской флексурно-разрывной зоны вообще.

Приуроченность гипоцентров первых двух серий повторных толчков к двум разным крупным разрывным структурам, по-видимому, свидетельствует о том, что вслед за смещением по плоскости южного, Рухакского разлома последовала реакция всего блока фундамента, подстилающего Присырдарьинскую флексурно-разрывную зону, что и вызвало подвижки в районе более северного разлома.

Примеры Газлийских и Кайраккумского землетрясений показывают, что, несмотря на сейсмогравитационный характер всех связанных с ними деформаций поверхности, можно составить достаточно ясное представление о строении очагов и характере подвижек, основываясь на косвенных сейсмологических и геодезических данных и детальном изучении локальных и региональных особенностей структуры земной коры.

Таким образом, опыт комплексного сейсмогеологического обследования районов сильных землетрясений, накопившийся за последние два десятилетия, позволяет усовершенствовать представления об очагах землетрясений и о происходящих там процессах, что имеет важное значение для решения многих других проблем сейсмологии и тектоники.

Результаты полевого геологического обследования эпицентральных зон в совокупности с имеющимися геолого-геофизическими, геоморфологическими и геодезическими данными помогают наметить конкретные связи между геологическим строением сейсмоактивной области и особенностями размещения афтершоков, а материалы изучения сейсмодислокаций (вместе с данными об афтершоках) дают возможность уточнить особенности структуры района и тенденции современного тектонического процесса.

В мощном осадочном чехле Западной Туркмении нет крупных жестких блоков, и в масштабе, соответствующем размеру сейсмических очагов, эту среду можно считать механически однородной. В такой среде в соответствии с известными экспериментальными данными (см., например, работу К. Моги [11]) сильные землетрясения не предваряются форшоками и не сопровождаются частыми сильными афтершоками. Материалы сейсмологи-

ческого изучения данного района подтверждают экспериментальный вывод. Очаги зарегистрированных афтершоков Кумдагского землетрясения (значительно более слабых, чем главный толчок) возникали почти исключительно внутри куполов, разбитых на многочисленные мелкие блоки.

Напротив, для района Газлийских землетрясений характерна ярко выраженная роевая активность, что связано с неоднородным строением подвижного фундамента. Это относится как к афтершоковой деятельности, так и к самой последовательности главных толчков Газлийских землетрясений (роевой характер Газлийских землетрясений неоднократно отмечал Н.В. Шебалин).

Сравнивая материалы обследования различных сейсмоактивных районов, можно ясно видеть, что характер подвижки в очаге землетрясения хорошо проявляется в поверхностных сейсмодислокациях только в том случае, если очаг находится в верхнем структурном этаже. Раньше такой вывод основывался на опыте изучения районбв, где на поверхности обнажаются жесткие кристаллические породы; теперь мы знаем, что это справедливо и для случая мощного осадочного слоя.

Специалисты по вопросам сейсмичности и сеймотектоники любят цитировать слова Б.Б. Голицына о том, что землетрясение можно уподобить фонарю, на мгновение освещающему глубокие недра Земли. Это сравнение уместно не только тогда, когда речь идет об общем устройстве планеты, о земном ядре и т.д., но и тогда, когда своевременное и детальное изучение всех проявлений сейсмического процесса позволяет приблизиться к пониманию сути явлений, происходящих в очаговой области сильного землетрясения. Большое значение имеют надежное определение механизма подвижки в очаге (по первым вступлениям сейсмических волн или по результатам геодезических и геоморфологических наблюдений, по распределению очагов афтершоков и др.), установление размеров очага, выяснение особенностей сейсмического режима (наличия форшоков и афтершоков, проявлений роевой активности). Там, где глубокие горизонты земной коры недоступны для других способов исследования, эти данные становятся важнейшими свидетельствами тектонического устройства и развития.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Арефьев С.С., Грайзер В.М., Заргарян Д.Н.* и др. Разрыв в очаге и афтершоки Кумдагского землетрясения 14 марта 1983 г. // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М.: Наука, 1985. С. 8–27. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 26).
2. *Рогожин Е.А., Борисов Б.А.* Сейсмодислокация в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении // Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 116–126. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 27).
3. *Шихалибейли Э.Ш., Григорянц Б.В.* Основные черты структуры и возрастные соотношения фундамента и осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С. 22–29.
4. Карта новейшей тектоники юга СССР: М-б 1:1 000 000. М.: Л., 1971.
5. *Рейснер Г.И., Рогожин Е.А.* Эль-Аснамское землетрясение в Алжире 10 октября 1980 г. // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М.: Наука, 1985. С. 57–73. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 26).
6. Землетрясения в СССР в 1985 г. Кайраккумское землетрясение 13 октября 1985 г. М.: Наука, 1988.

7. Газлийские землетрясения 1976 г. Инструментальные наблюдения в ближней зоне. М.: Наука, 1983. 197 с.
8. Газлийские землетрясения 1976 г. Геолого-геофизическая природа очагов. М.: Наука, 1984. 199 с.
9. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан, 1986. 420 с.
10. Косарев Г.Л., Ризаев Э.З., Судю К. Определение параметров очагов землетрясений по наблюдениям остаточных смещений земной поверхности. Оптимальная модель очагов Газлийских землетрясений 1976 г. // ДАН СССР. 1986. Т. 288, № 4. С. 842–846.
11. Mogi K., King C.Y. Earthquake prediction // Nature, 1986. Vol. 319, N 6054. P. 547.

УДК 550.340.5

В.И. ЛЫКОВ, В.А. БЕЗГОДКОВ

### **ОДНА ИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРЫ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ РАЗРЕЗА ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ**

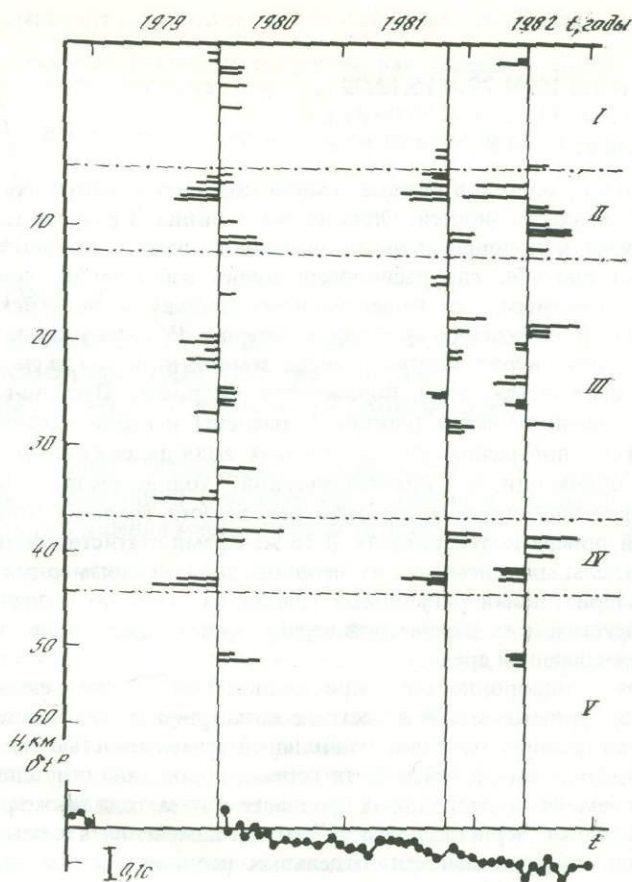
Изучение изменений во времени параметров, прямо или косвенно связанных с напряженным состоянием горных пород кристаллической части земной коры, имеет важное значение для прогноза землетрясений.

В.Н. Николаевский предполагает [1], что среди сейсмических границ внутри земной коры могут быть и такие, которые соответствуют разным уровням трещиноватости, что выше границы Мохоровичича горные породы находятся в хрупко-дилатансионном трещиноватом состоянии. В зависимости от бокового давления могут наблюдаться два вида трещин — отрыва и сдвига. Следовательно, характер трещиноватости зависит от вида напряженного состояния земной коры и уровня напряжений.

Трещиноватая среда, по мнению А.В. Николаева [2], для распространяющихся в ней сейсмических волн является мутной, т.е. рассеивающей. На неоднородностях типа трещин могут образовываться и вторичные волны, из которых обменные типы давно используются для изучения глубинного строения земной коры.

Метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) практикуется в Туркмении с начала 50-х гг. Имеющийся опыт работы показал, что для уверенного выявления регулярных неоднородностей типа сейсмических границ в осадочной толще литофациальной природы достаточно около 10 записей далеких землетрясений. Когда в 1977 г. станции "Земля" в пределах Ашхабадского сейсмоактивного района были поставлены в стационарный режим с целью изучения микросейсмичности и проведения сейсмического просвечивания, попутно появилась возможность проверить выдержанность во времени статистических характеристик регулярности обменных волн от сейсмических границ.

Для строгости анализа отбирались землетрясения из одной эпицентральной зоны, что гарантировало идентичность геометрии луча распространения продольных волн в среде под пунктом наблюдений. Методика машинной обработки проверялась на модельном разрезе и показала устойчивость выделения опорных границ в случае произвольного количества продоль-



Изменение во времени структуры сейсмических неоднородностей разреза земной коры в одном из пунктов Ашхабадского сейсмоактивного района

*I-V* – секции разреза: *I* – осадочный чехол, *II* – поверхность фундамента, *III* – “кристаллическая” толща земной коры, *IV* – поверхность Мохоровичича, *V* – верхняя мантия;  $\delta tP$  – вариация времени пробега сейсмических волн от взрывов при просвечивании земной коры

ных волн в начальной части записи землетрясения. Методика позволяет выявлять сейсмические границы с различными знаками перепада скоростей.

На рисунке приведены статистические характеристики выразительности границ обмена (количество случаев обмена в узком (0,2 с) интервале времени запаздывания – длина горизонтального штриха; отклонение влево от нулевой линии означает увеличение с глубиной скорости сейсмических волн, вправо – уменьшение ее) под одним из пунктов наблюдений. Для анализа привлекались последовательные во времени группы из 15 землетрясений Индонезийской эпицентральной области. Отклонения в азимуте на эпицентр не превышают  $\pm 5^\circ$ . Условие постоянства представительности каждой выборки землетрясений из одной зоны определило следующие

длительности временных интервалов, за которые отбиралась каждая группа:

первая группа: 16.04.79 – 15.12.79 г.;

вторая группа: 31.12.79 – 20.09.81 г.;

третья группа: 11.10.81 – 24.06.82 г.

Как видно из рисунка, в разрезе земной коры выделяются две устойчивые группы неоднородностей. Одна из них (секция II разреза земной коры) приурочена к подошве и низам осадочного чехла, который в Предкопетдагском прогибе, где расположен пункт наблюдений, представлен наиболее контрастными по вещественному составу и по сейсмическим характеристикам отложениями. Вторая (секция IV) приурочена к разделу Мохоровичича (верхи мантии – низы земной коры), где на глубинах 38–43 км выделяется слой пониженной скорости. Песчано-глинистые отложения осадочного чехла (секция I разреза) и верхи мантии (секция V) практически прозрачны для продольных волн далеких землетрясений.

По всей видимости, в "кристаллической" толще земной коры (секция III) Предкопетдагского прогиба нет аналога границы Конрада или подобных ей поверхностей раздела. В то же время статистическая выразительность отдельных сейсмических неоднородностей соизмерима с подобными характеристиками регулярных границ, что говорит о значительном контрасте акустических параметров нерегулярных неоднородностей по отношению к вмещающей среде.

Структура неоднородностей "кристаллической" части земной коры, к которой приурочены очаги известных катастрофических землетрясений Ашхабадского района, обладает наибольшей изменчивостью во времени. Зоны контрастных изменений свойств горных пород типа подошвы осадочного чехла и земной коры в данных предлагаемого метода также различаются, но в отличие от "кристаллической" толщи изменения касаются больше динамической выразительности отдельных неоднородностей, составляющих устойчивые группы.

Из рисунка видно, что начиная с 1979 г. в секции III уменьшается общее число неоднородностей при стягивании их в более узкий диапазон глубин, причем соотношение количества неоднородностей с разными знаками перепада сейсмических скоростей практически не изменяется. Если мы имеем дело с трещинными неоднородностями, то можно сделать вывод, что после вспышки сейсмической активности 1978–1979 гг., когда магнитуда местных землетрясений Ашхабадского района достигала 5,0, а близких ( $\Delta \leq 5,5$  км)  $\leq 7,7$ , земная кора становится все более однородной и за счет закрытия трещин более плотной. Сейсмическое просвечивание земной коры на базе искусственных взрывов показывает (см. рисунок) систематическое увеличение скоростей продольных волн, что подтверждает сделанный вывод.

Таким образом, обменные волны от далеких землетрясений могут быть использованы для косвенного контроля напряженного состояния земной коры сейсмичных и асейсмичных районов. Практически неограниченная глубинность метода значительно повышает ценность полученной информации.

1. Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН АН СССР. 1979. т. 249, № 4. С. 817–821.
2. Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1972. 184 с.

УДК 550.343

В.Г. КОСАРЕВ

### ОСОБЕННОСТИ ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ В АШХАБАДСКОЙ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЕ

Распределение повторяемости землетрясений по энергии является важной характеристикой сейсмического режима и отражает общие закономерности разрушения массивов горных пород [1]:

$$\lg N(E) = A - \gamma \lg E,$$

где  $N(E)$  – среднее число землетрясений энергии  $E$ ;  $A$  и  $\gamma$  – параметры распределения ( $\gamma$  – наклон графика повторяемости,  $A$  характеризует среднюю сейсмичность).

Лабораторными и сейсмологическими наблюдениями установлены вариации наклона графика повторяемости по мере приближения и развития процесса разрушения образцов и массивов горных пород в процессе подготовки сильных землетрясений [2–5]. Детальный анализ сейсмичности и экспериментальные данные свидетельствуют, что наклон графика повторяемости и его форма являются сложной функцией параметров строения и состояния среды и режима воздействия [2, 6].

В настоящей работе рассматриваются графики повторяемости импульсов сейсмоакустической эмиссии (САЭ), наблюдавшихся в конкретной геологической ситуации на Ашхабадском геодинамическом полигоне. Непрерывные наблюдения САЭ (октябрь 1982 г. – май 1984 г.) проводились в глубокой скважине, вскрывающей Передовой разлом Копетдага, на частотах 500 и 1000 Гц ( $\Delta f \approx 70$  Гц). Запись САЭ представляет собой импульсы или группу импульсов, энергия которых превышает пороговый уровень дискриминации.

Для построения графиков повторяемости проводилась селекция импульсов САЭ по энергии (в относительных единицах) на классы: 0,5–1,0; 1,0–2,0; . . . ; 96,0–128,0. Число импульсов данного класса относилось к их средней энергии. Величина наклона графика повторяемости определялась при аппроксимации распределения  $N(E)$  прямой линией.

На рис. 1 представлены графики повторяемости импульсов САЭ за весь период наблюдений на частотах 500 и 1000 Гц. Видно, что форма графиков отличается от линейной: на частоте 500 Гц на графике выделяется "ступень", а на частоте 1000 Гц график имеет характерный излом. При изменении интервалов осреднения в отдельные промежутки времени форма

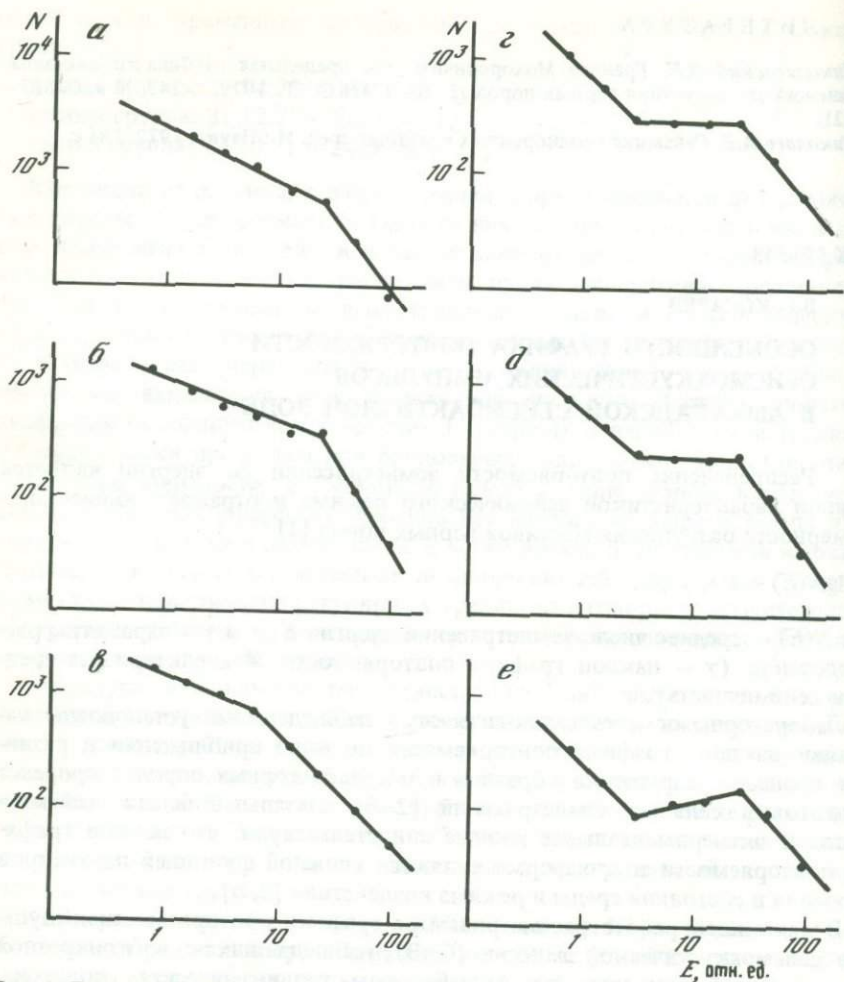


Рис. 1. Графики повторяемости импульсов сейсмоакустической эмиссии на частотах 1000 Гц (а-в) и 500 Гц (г-е) за периоды с октября 1982 г. по май 1984 г. (а, г); с октября 1982 г. по июль 1983 г. (б, д) и с августа 1983 г. по май 1984 г. (в, е)

графиков становится более сложной: на частоте 500 Гц график приобретает "зигзагообразную" форму (рис. 1, е), а на частоте 1000 Гц происходит смещение точки перегиба (рис. 1, в).

Полученные особенности формы графиков повторяемости импульсов САЭ, вероятно, обусловлены особенностями формирования поля САЭ на разных системах неоднородностей исследуемого массива, разнесенных по глубине. При сейсмоакустических наблюдениях в глубокой скважине столб жидкости является волноводом для колебаний с длиной волны, большей диаметра скважины. Поэтому объем исследуемых пород будет зависеть в основном от глубины скважины. А поскольку временной режим поля напряжений на разных системах неоднородностей будет разным, это

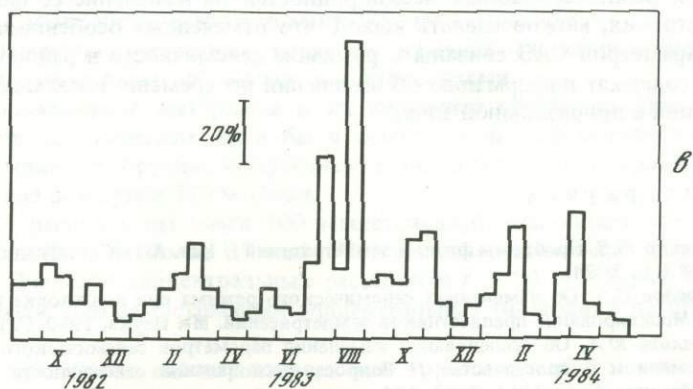
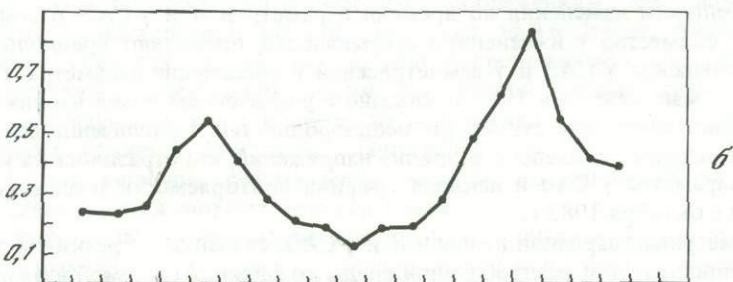
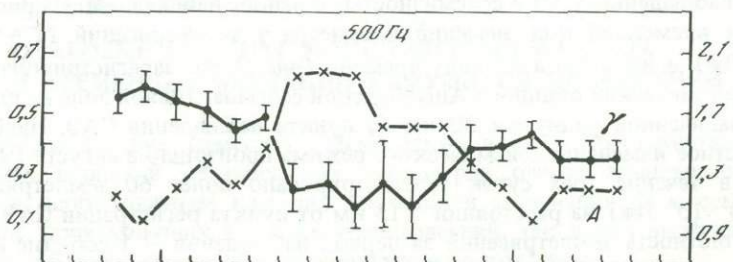
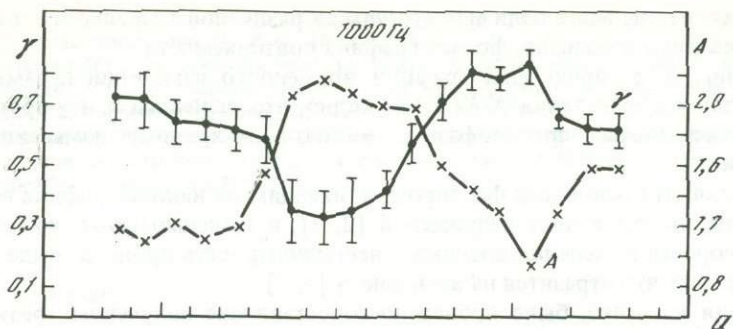


Рис. 2. Изменение во времени параметров  $A$  и  $\gamma$  САЭ (а),  $\gamma$  землетрясений (б) и их числа (в)  
 б — для всех графиков период осреднения 3 мес со сдвигом 1 мес

отразится на удельной величине импульсов различной энергии, что и вызовет адекватные изменения формы графика повторяемости.

На рис. 2, а приведены графики временного изменения параметров  $A$  и  $\gamma$  для распределения  $N(E)$  САЭ. Видно, что величины  $A$  и  $\gamma$  претерпевают значительные противофазные и почти синхронные изменения во времени.

Полагая, что основным фактором, влияющим на наклон графика повторяемости, является поле напряжений [2, 7], в зависимости от его величины и скорости изменения возникнет нестационарность процесса выделения энергии САЭ, что отразится на величине  $\gamma$  [4, 7].

Исходя из этого, было проведено сопоставление полученных результатов по наблюдению САЭ с сейсмичностью в районе наблюдений. На рис. 2, б показан временной ход значений параметра  $\gamma$  землетрясений ( $E = 10^4 \div 10^7$  Дж) и их числа в единицу времени (рис. 2, в), зарегистрированный сетью сейсмических станций в Ашхабадской сейсмоактивной зоне на площади, ограниченной радиусом 30 км от пункта наблюдения САЭ. Наиболее контрастное изменение сейсмического режима произошло в августе 1983 г., когда в течение трех суток зарегистрировано более 60 землетрясений ( $E = 10^5 \div 10^6$  Дж) на расстоянии  $\sim 13$  км от пункта регистрации САЭ (фоновая плотность землетрясений за период наблюдений — 1 событие в сутки).

Особенности изменения во времени параметров  $A$  и  $\gamma$  САЭ, рассматриваемые совместно с изменением сейсмичности, позволяют предположить, что уменьшение  $\gamma$  САЭ и  $\gamma$  землетрясений и увеличение параметра  $A$  САЭ в период май—сентябрь 1983 г. связано с увеличением полей напряжений, вызвавших изменение структуры неоднородностей и увеличение сейсмичности. Последнее привело к разрядке напряжений, что отразилось на увеличении параметра  $\gamma$  САЭ и наклона графика повторяемости землетрясений начиная с октября 1983 г.

Рассматривая вариации величин  $A$  и  $\gamma$  САЭ, связанные с реакцией реальной трещиноватой и раздробленной среды со сложной системой взаимодействующих разномасштабных неоднородностей на изменение ее напряженного состояния, можно сделать вывод, что отмеченные особенности поведения параметров САЭ связаны с режимом сейсмичности в районе наблюдений и содержат информацию об изменении во времени локальных полей напряжений в приразломной зоне.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Проблемы физики землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966. № 2. С. 3–24.
2. Виноградов С.Д. Об изменениях сейсмического режима при подготовке разрушения // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 169–178.
3. Мамадалиев Ю.А. Об исследовании изменений параметров сейсмического режима во времени и в пространстве // Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1964. С. 93–104.
4. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. Некоторые закономерности сейсмического режима и прогноз землетрясений // Физика очага и предвестники землетрясения. М., 1981. С. 228–242. Деп. в ВИНТИ 04.01.82, № 47.
5. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмическо-

- го районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
6. Николаев П.Н. Особенности графика повторяемости землетрясений и их геологическая обусловленность // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978. С. 199–203.
7. Кузнецова К.И., Шумилина Л.С., Белова Н.А. Об отражении сейсмического процесса в вариациях графика повторяемости землетрясений // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1984. № 5. С. 71–84.

УДК 550.348.098

И.Н. БОЛКВАДЗЕ

## ОЧАГОВЫЕ СПЕКТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА И ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ КАЖУЩИХСЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Исследование спектров сейсмических волн и пространственно-временных вариаций динамических параметров очагов землетрясений является особо важным как для изучения и понимания физических процессов, происходящих в очагах землетрясений, так и для выявления особенностей процесса подготовки сильных землетрясений.

По существующим теоретическим соображениям при подготовке сильного землетрясения должны меняться эффективные физико-механические свойства среды, что должно сопровождаться специфическим пространственно-временным ходом выделенной сейсмической энергии [1]. Для изучения этого вопроса, на наш взгляд, более подходящим параметром является кажущееся напряжение, так как оно в принципе показывает величину сейсмической энергии, приходящейся на единственный сейсмический момент землетрясения.

В данной работе на основе спектрального анализа Фурье дается общая характеристика спектров поперечных  $S$ -волн землетрясений Кавказа, изучена зависимость угловой частоты спектра от энергетического класса  $K$  и от сейсмического момента  $M_0$  землетрясения.

Исследованы временные вариации кажущегося напряжения слабых землетрясений перед сильными землетрясениями.

**Использованные материалы и их первичная обработка.** Для изучения спектров сейсмических волн были использованы сейсмограммы сейсмических станций Грузии, полученные стандартной аппаратурой СКМ-3 со скоростью развертки 240 мм/мин.

Были исследованы очаги 100 землетрясений, расположенные в земной коре (глубина не более 25 км). Интервал энергетических классов от 4 до 12. Диапазон эпицентральных расстояний  $r = 20 \div 155$  км. Приблизительно для 70% землетрясений эпицентральные расстояния не превышают 50 км.

Спектральному анализу подверглись горизонтальные компоненты записи  $S$ -волн. Измерения сейсмограмм производились в пределах участка записи, примыкавшей к первому вступлению волны  $S$ . Спектры вычислялись методом параболической интерполяции (программа "Спектр") при шаге оцифровки в  $\Delta t = 0,05$  с.

Таблица 1

Основные данные о землетрясениях

Дата	Время, в очаге, ч, мин, с	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$H$ , км	$K$	$M$	Район
8.09.71	22.35.09	41,3	44,0	5	12	4,5	Грузия
2.07.75	14.43.39	39,14	70,51	10	12	-	Таджикистан
25.05.82	8.06.04	41,33	43,97	10	12	4,4	Грузия

Все наблюдаемые спектры в настоящей работе исправлялись за характеристику приборов простым делением наблюдаемой спектральной кривой на кривую увеличения прибора. Спектральная плотность была приведена к фиксированному эпицентральному расстоянию  $r = 10$  км с учетом геометрического расхождения и поглощения волн. На основании амплитудных спектров смещения вычислялись спектры ускорения  $\ddot{\Omega}(\omega) = \omega^2 \Omega(\omega)$ .

Следуя известной методике на спектре смещения и ускорения визуально проводились две или три аппроксимирующие его прямые — горизонтальная и наклонные. Прямые проводились так, чтобы угловые частоты на соответствующих спектрах смещения и ускорения совпадали (рис. 1).

Анализ временных вариаций средних значений кажущегося напряжения в эпицентральной области сильного землетрясения нам удалось провести для трех землетрясений с энергетическим классом  $K = 12$ , эпицентры которых находятся на Джавахетском нагорье (Грузия) и на Гармском полигоне (Таджикистан). Данные о землетрясениях даются в табл. 1. Для каждого сильного землетрясения от его эпицентра в радиусе до 10–20 км изучались слабые землетрясения, происшедшие до и после главного события.

Вычисление кажущегося напряжения производили соответственно по формуле [2]

$$\bar{\eta}\bar{\sigma} = \mu E/M_0,$$

где  $E$  — сейсмическая энергия землетрясения;  $M_0$  — сейсмический момент;  $\mu$  — модуль упругости;  $\bar{\sigma}$  — эффективное напряжение, среднее между начальным и конечным напряжением;  $\eta$  — сейсмический КПД.

Сейсмический момент  $M_0$  и сейсмическую энергию землетрясения определяли на основе рассчитанных спектров поперечных сейсмических волн.

Определение сейсмического момента производили по формуле [3]

$$M_0 = 4\pi\rho r V_S^2 (\Omega_0/kR_{\theta\phi}),$$

где  $\Omega_0$  — уровень горизонтального участка спектра смещения очаговой волны  $S$ ;  $\rho$  — плотность горных пород;  $r$  — гипоцентральное расстояние;  $V_S$  — скорость поперечной сейсмической волны в окрестности очага;  $R_{\theta\phi}$  — функция направленности излучения.

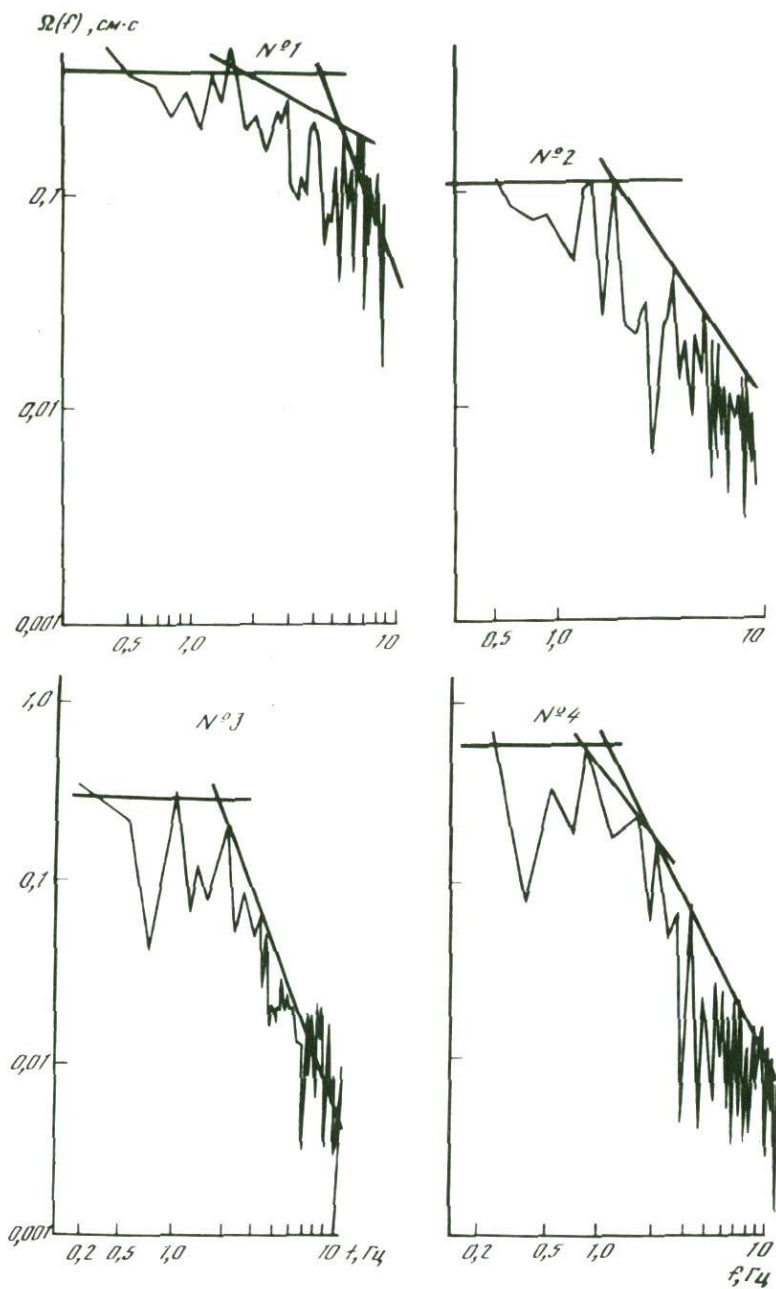


Рис. 1. Примеры очаговых спектров смещения  
 Номер спектра соответствует номеру землетрясения в табл. 2

Коэффициент  $k$  есть отношение амплитуды регистрируемой компоненты колебаний к амплитуде полного вектора в падающей волне (с учетом влияния дневной поверхности) и имеет значение  $k = 2/\sqrt{2}$ ,  $\rho$  и  $V_S$  в зависимости от глубины очага и расположения гипоцентра в той или иной области принимают различные значения. Функция  $R_{\theta\phi}$  за неизменением данных о механизме очага, согласно работе [4], была принята равной 0,6.

Для вычисления сейсмической энергии землетрясения воспользовались формулой, данной в работе [5]:

$$\lg E = 2\lg M_0 + 3\lg f_{01} + \lg (f_{02}/f_{01} - 0,33) - 26,75,$$

где  $f_{01}$  и  $f_{02}$  — соответственно первая и вторая угловые частоты спектра.

В связи с тем что не для всех слабых землетрясений изучаемых районов имеются сейсмограммы с большими развертками, определение сейсмического момента нами производилось также по амплитудам коды с использованием номограмм, построенных Э. Джибладзе и И. Шенгелия для землетрясений Кавказа [6]. Предварительные исследования слабых землетрясений показали, что разница между логарифмами сейсмических моментов, определенными по спектру поперечной волны и по номограмме, для одного и того же землетрясения не превышает 0,5. Среднеквадратическое отклонение при этом составляет 0,35. Кроме того, сравнение значений  $\lg E$ , рассчитанных по спектру поперечных волн, со значениями энергетических классов показало, что для слабых землетрясений Джавахетского нагорья разница между ними небольшая. Максимальная разница не превышает 0,4, а среднеквадратическое отклонение  $\sigma = 0,2$ . Такая точность определения сейсмической энергии и сейсмического момента по номограммам для наших задач вполне достаточна. Например, при вычислении среднего значения кажущегося напряжения при числе землетрясений 16 среднеквадратическая ошибка при данных значениях среднеквадратических отклонений не будет превышать 0,1.

Для землетрясений Гармского района вычисление сейсмической энергии и сейсмического момента проводилось по записям, полученным станцией ЧИСС, установленной в Чусале. Станция ЧИСС ведет одновременный спектрально-временной анализ сейсмических колебаний системой полосовых фильтров полуоктавной и 1/3-октавной ширины [7]. Спектральные свойства каждой волны описываются ЧИСС-спектром. Методика определения сейсмического момента по ЧИСС-спектрам подробно описывается в работе [8].

**Общая характеристика очаговых спектров местных землетрясений.** Анализ спектров показал, что высокочастотные склоны спектров убывают пропорционально  $f^{-1,5} - f^{-2,5}$ , но в среднем спад высокочастотной части спектра пропорционален  $f^{-2,0}$ . Лишь только для трех землетрясений крутизна высокочастотной части спектра  $\gamma \geq 2,7$ .

Некоторые спектры характеризуются двумя угловыми частотами, которые мы обозначаем через  $f_{01}$  и  $f_{02}$ . Появление двух угловых частот связано с наличием переходной зоны между высокочастотным склоном и низкочастотной частью спектра. Крутизна склона в этой промежуточной части варьирует между 0,5 и 1,5 и в среднем составляет 1,0. Оценка крутизны высокочастотной и промежуточной частей спектра полностью совпадает с оценками этих величин, полученных в работе [9]. Ширина

Таблица 2

Основные параметры землетрясений, очаговые спектры которых показаны на рис. 1

Номер землетрясения	Дата	Время, ч мин	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$H$ , км	$K$
1	3.11.73	10.08	41.20	43.90	5	6,9
2	5.01.74	17.10	41,10	43,90	5	6,9
3	25.05.74	15.51	42.40	43.05	25	8,2
4	25.05.74	22.28	42.40	43,03	25	9,0

промежуточной части (отношение двух угловых частот) для рассмотренного диапазона энергетических классов  $K = 4 \div 12$  варьирует от 1,0 до 4,3 и в среднем равна 2,74.

Анализ данных показал, что спектры обоих типов (с одной и с двумя угловыми частотами) наблюдаются даже при условиях, когда землетрясения имеют близкие энергетические классы, близко расположенные гипоцентры, зарегистрированные на одинаковых эпицентральных расстояниях одной и той же сейсмической станцией и одним и тем же сейсмографом. На рис. 1 показаны спектры некоторых пар землетрясений, удовлетворяющие этим условиям (№ 1–4). Основные данные об этих землетрясениях приведены в табл. 2.

При перечисленных выше условиях можно утверждать, что влияние среды на пути распространения сейсмических волн от очага к станции одинаково для каждого землетрясения. Поэтому можно считать, что наличие на спектрах второй угловой частоты имеет очаговое происхождение.

**Зависимость угловой частоты спектра от сейсмического момента  $M_0$  и от энергетического класса  $K$ .** Изучение зависимости угловой частоты спектра  $f_0$  от  $K$  и  $M_0$  интересно для оценки критериев выполнения гипотезы подобия очагов, что, со своей стороны, имеет большое значение для оценки сейсмических воздействий при ожидаемых сильных землетрясениях.

На рис. 2 показана зависимость угловой частоты  $f_0$  от энергетического класса для землетрясений Кавказа. (При спектрах второго типа с двумя угловыми частотами за  $f_0$  принимали первую угловую частоту  $f_{01}$ .) Формула, усредняющая эту зависимость, имеет вид

$$\lg f_0 = 1,0 - 0,1K;$$

коэффициент корреляции  $r = -0,6$ . Доверительная полоса  $\sigma_{\lg f_0} = \pm 0,3$  содержит  $\sim 85\%$  событий. Значения угловой частоты  $f_0$  для афтершоков Дагестанского землетрясения с  $K \geq 10$  (см. рис. 2) хорошо согласуются с нашими данными.

Интересно отметить, что если для всего Кавказа в большом диапазоне энергетических классов угловая частота слабо уменьшается с ростом  $K$ , то для слабых землетрясений  $K \leq 8$  получается большой разброс точек и коэффициент корреляции почти равен нулю —  $r = -0,07$ . В работе [11] показано, что скорость увеличения периода с магнитудой при сильных землетрясениях больше, чем при слабых. Исходя из этих резуль-

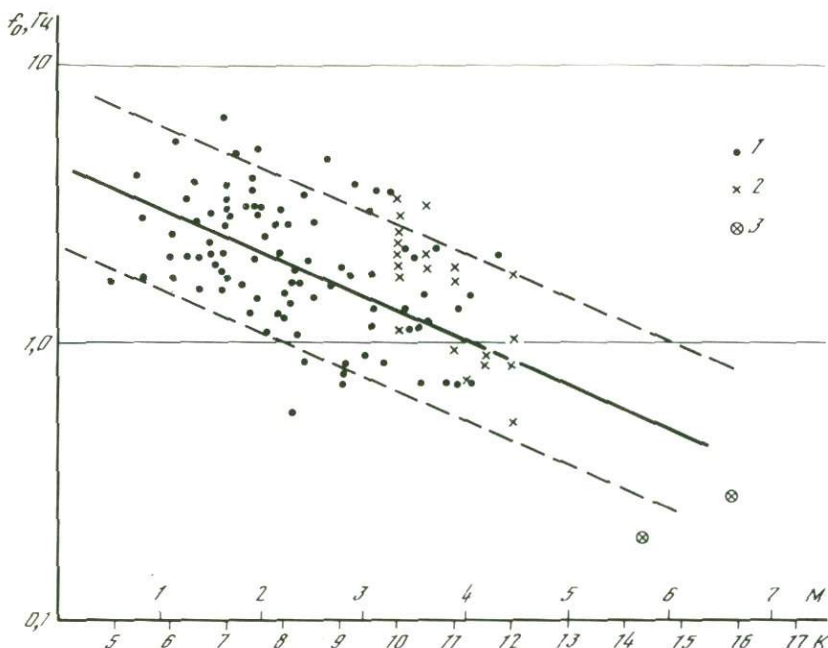


Рис. 2. Корреляция угловой частоты спектра с энергетической величиной  $K$  или с магнитудой  $M$

1, 2 — соответственно афтершоки Кавказского и Дагестанского землетрясений для  $K \geq 10$  из [10]; 3 — форшок и главный толчок Дагестанского землетрясения

татов, можно предполагать, что скорость уменьшения угловой частоты в зависимости от энергетического класса при росте сейсмической энергии постепенно увеличивается.

Изучение зависимости угловой частоты спектра от сейсмического момента показало, что, несмотря на большой разброс, все же заметна общая тенденция уменьшения угловой частоты с ростом сейсмического момента по закону  $\lg f_0 \sim \frac{1}{3} \lg M_0$ . Этот результат показывает, что гипотеза подобия очагов в среднем выполняется [12].

При изменении логарифма сейсмического момента на 3,3 ед. угловая частота может оставаться постоянной, а при постоянном сейсмическом моменте логарифм угловой частоты может меняться приблизительно на единицу. Прямую линию, ограничивающую облако точек справа, можно рассматривать как максимальную возможную величину для заданного значения сейсмического момента  $M_0$  [5].

Для этой прямой, которая проведена с наклоном (см. рис. 2), соответствующим выполнению гипотезы подобия, можно записать уравнение

$$\lg f_0 = C - \frac{1}{3} (\lg M_0 - 22).$$

Параметр  $C$ , который равен логарифму максимальной угловой частоты при  $\lg M_0 = 22$ , характеризует спектральные отличия изучаемого региона от других регионов. Для Кавказа в целом  $C = 0,60$  ( $f_{0 \max} = 4,0$  Гц).

Такое же значение параметра получено и для Тянь-Шаня в работе [5]. Если рассмотреть отдельно Джавахетское нагорье и Аджаро-Триалетский хребет, то константа  $C$  получается равной  $C = 0,02$  ( $f_{0\max} = 1,05$  Гц).

Изучение зависимости  $f_0(M_0)$  для горных ударов показало, что они гораздо лучше подчиняются гипотезе подобия очагов, чем землетрясения. При изменении логарифма сейсмического момента на 0,9 угловая частота может оставаться постоянной, а при постоянном сейсмическом моменте логарифм угловой частоты может меняться приблизительно на 0,3. В свое время С.Я. Коган и А.М. Поликарпова [13] показали, что для взрывов произведение  $M_0 f_0^3$  не зависит от мощности взрыва. Тот факт, что взрывы и горные удары лучше подчиняются закону подобия, чем землетрясения, можно объяснить тем, что при взрывах и горных ударах происходит разрушение среды, а слабые землетрясения связаны в основном с движениями по существующим в среде разрывам и трещинам.

**Вариации кажущихся напряжений слабых землетрясений в процессе подготовки сильного землетрясения.** Как было отмечено, для каждого слабого землетрясения, происшедшего до и после главного события в радиусе до 10–20 км от эпицентра сильного землетрясения, вычислялись кажущиеся напряжения. Вслед за этим вычислялись средние значения кажущихся напряжений в двух- или трехмесячных интервалах. Для того чтобы учесть зависимость кажущихся напряжений от сейсмического момента, были рассчитаны соответствующие уравнения регрессии для каждого изучаемого участка вокруг эпицентров сильных землетрясений. Уравнения регрессии имеют вид

$$\lg \eta \bar{\sigma} = 0,50 + 0,39 (\lg M_0 - 19,61), \quad (1)$$

$$\lg \eta \bar{\sigma} = 0,43 + 0,51 (\lg M_0 - 18,92), \quad (2)$$

$$\lg \eta \bar{\sigma} = -0,40 - 0,67 (\lg M_0 - 18,58). \quad (3)$$

Уравнения (1) и (2) описывают зависимость логарифма кажущегося напряжения  $\lg \eta \bar{\sigma}$  от логарифма сейсмического момента  $\lg M_0$  на участках вокруг эпицентров землетрясений, случившихся на Джавахетском нагорье в 1981 и 1982 гг., а уравнение (3) соответствует участку вокруг землетрясения, эпицентр которого находится в Гармском регионе.

Проверка значимости коэффициентов корреляции проводилась с использованием критерия Стьюдента [14]. Во всех трех случаях коэффициент корреляции является значимым с надежностью вывода, большей 0,999. Как видим, наблюдается значимая корреляция между кажущимся напряжением и сейсмическим моментом. Для учета этого эффекта и получения более чистой оценки различия средних значений кажущихся напряжений для каждого изучаемого участка средние значения кажущихся напряжений приводились к одинаковым значениям сейсмического момента.

Результаты вычисления схематически показаны на рис. 3. Стрелками указаны моменты возникновения сильных землетрясений. Сплошная прямая линия соответствует среднему значению кажущегося напряжения, изучаемого за весь период наблюдений. Пунктирные линии показывают доверительные границы для средних значений кажущихся напря-

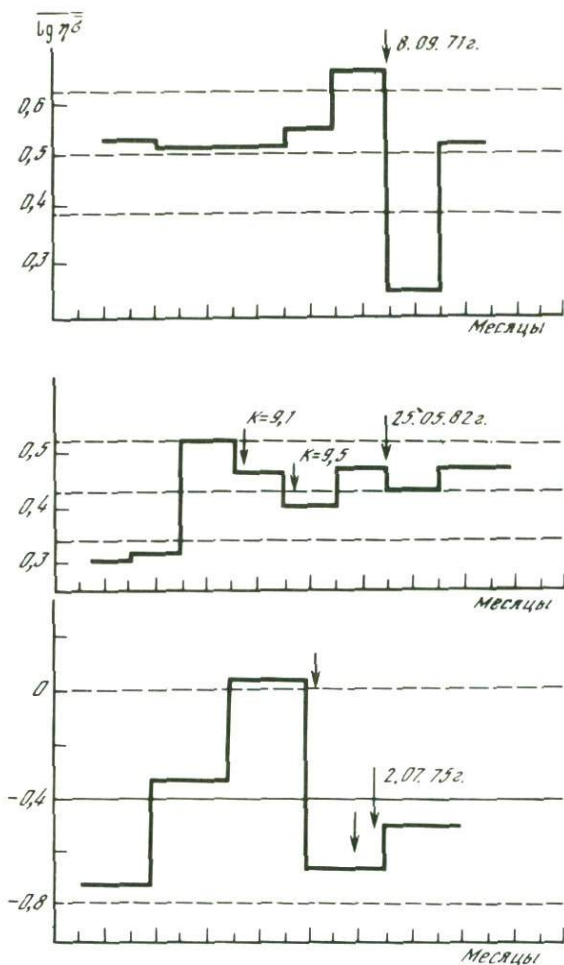


Рис. 3. Вариации по времени среднего значения кажущегося напряжения для трех землетрясений

жений. Доверительные границы соответствуют 99,7% уровня доверия. Вычисленные средние значения кажущихся напряжений для каждого изучаемого участка совместно со среднеквадратическими отклонениями  $\sigma$  и среднеквадратической ошибкой  $E = \sigma/n$ , где  $n$  – число землетрясений, приведены в табл. 3.

Из рис. 3 видно, что в районе очаговой зоны Джавахетского землетрясения, которое случилось 8.09.71 г., кажущееся напряжение вначале было близко к среднему значению. За четыре месяца перед сильным землетрясением оно начинает расти и выходит за пределы 99,7%-ной доверительной границы. После землетрясения уровень кажущегося напряжения падает и через три–четыре месяца приближается к среднему значению. Интересно отметить, что рост кажущегося напряжения совпадает

Таблица 3

Средние значения кажущихся напряжений в районах очаговой зоны изучаемых землетрясений

Очаговая зона	Год	Число землетрясений	$\lg \eta \bar{\sigma}$ , бар	$\sigma$	$E$
1	1971	136	0,50	0,46	0,036
2	1975	52	-0,40	0,94	0,13
3	1981	194	0,43	0,44	0,032

Таблица 4

Параметры двух сильных землетрясений 1975 г.

Дата	Время в очаге,			Координаты очага		$M$	$m_{PV}^{СКМ}$
	ч	мин	с	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$		
8.04.75	19	23	21	38,9	70,4		5
9.06.75	18	36	45	38,9	70,3	4,8	5,2

с уменьшением сейсмической активности. За четыре месяца (май–август) перед сильным землетрясением случилось одно землетрясение с энергетическим классом  $K = 9$  (и то в начале мая), а для остальных землетрясений энергетический класс не превышал  $K = 8,5$ , тогда как за период сентябрь–апрель случилось пять землетрясений с энергетическим классом  $K > 9$  и столько же с энергетическим классом  $K = 10$ .

Увеличение уровня кажущегося напряжения для землетрясения, случившегося 25.05.82 г. на Джавахетском нагорье, также совпадает с сейсмическим затишьем. Здесь, в районе очаговой зоны, за весь период увеличения кажущегося напряжения не случилось ни одного землетрясения с энергетическим классом  $K > 8,4$ , а землетрясений, которые имели энергетический класс  $K = 8,4$ , было всего два. Из рис. 3 видно, что в этой зоне сильное землетрясение не случается при максимальном значении кажущегося напряжения, которое здесь ведет себя немного странно: после достижения своего максимального значения оно постепенно уменьшается, а за два месяца перед сильным землетрясением опять увеличивается.

Эти уменьшения кажущегося напряжения, по-видимому, связаны с двумя землетрясениями с энергетическим классом соответственно  $K = 9,1$  и  $K = 9,5$ , которые случились в очаговой зоне перед главным событием. Незначительное уменьшение уровня кажущегося напряжения после сильного землетрясения можно объяснить тем, что землетрясение 25.05.82 г. в радиусе  $\sim 20$  км от эпицентра имело всего за два месяца три афтершока с энергетическим классом  $K = 9$ , тогда как землетрясение 8.06.71 г. за двенадцать дней имело четыре афтершока с энергетическим классом  $K > 9$ . Среди них два землетрясения имели  $K > 10$ . Видно, что в этой зоне среда осталась в напряженном состоянии.

На рис. 3 показаны временные вариации кажущегося напряжения в

очаговой зоне для землетрясения 2.07.75 г. Здесь, как и в предыдущих случаях, перед сильным землетрясением кажущееся напряжение увеличивается, но сильное землетрясение случается после уменьшения уровня кажущегося напряжения. Надо вспомнить, что для этого землетрясения мы ограничились очаговой областью радиусом  $\sim 10$  км от эпицентра, поэтому мы расширили радиус изучаемой области до 20–25 км, и оказалось, что приблизительно в 25 км от эпицентра изучаемого землетрясения произошли два сильных землетрясения. Данные об этих землетрясениях приведены в табл. 4, а на рис. 3 стрелками обозначены моменты этих землетрясений.

Из рис. 3 видно, что уменьшение значений кажущегося напряжения как раз и совпадает с моментами этих землетрясений.

Итак, изучение очаговых зон перед сильными землетрясениями в разных местах и в разные моменты времени показало, что кажущееся напряжение увеличивается перед сильным землетрясением. Рост кажущегося напряжения совпадает с сейсмическим затишьем в очаговой зоне, а уменьшение происходит после сильного землетрясения или связано с увеличением сейсмической активности. Как было показано, кажущееся напряжение пропорционально выделенной энергии, приходящейся на единичный сейсмический момент. Поэтому увеличение кажущегося напряжения показывает, что очаги слабых землетрясений становятся более жесткими, что, в свою очередь, должно быть связано с увеличением упругой потенциальной энергии системы перед землетрясением.

По современным представлениям процесса подготовки сильного землетрясения, в ходе непрерывного перемещения блоков земной коры появляются зацепления на границах этих блоков, что должно сопровождаться увеличением упругой потенциальной энергии системы и сейсмическим затишьем в этой зоне [15]. Как видно из приведенных примеров, наши результаты довольно хорошо согласуются с этой схемой подготовки землетрясений.

Таким образом, исследование очаговых спектров землетрясений Кавказа в диапазоне энергетической величины  $K = 4 \div 12$  на основании частотных спектров Фурье для смещения полученных путем оцифровки сейсмограмм и расчетов спектров поперечных волн на ЭВМ показало: 1) спектры можно разделить в основном на два типа – с одной и двумя угловыми частотами; 2) высокочастотная часть спектра спадает по закону  $f^{-2}$ ; 3) переходная часть спектра в среднем спадает по закону  $f^{-1}$ .

Оценка зависимости угловой частоты  $f_0$  спектра от сейсмического момента  $M_0$  говорит о том, что горные удары лучше подчиняются гипотезе подобия очагов, чем землетрясения.

Изучение временных вариаций кажущихся напряжений слабых землетрясений в очаговой зоне с радиусом 20–30 км от эпицентра для землетрясений с энергетическим классом  $K = 12$  показало, что средние значения кажущихся напряжений перед основным событием растут и выходят за пределы 99,7%-ного уровня доверия. Увеличение средних значений кажущихся напряжений совпадает с сейсмическим затишьем.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 6–27.
2. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 173 с.
3. *Brune J.N.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 55, N 26. P. 4997–5009.
4. *Thatcher W.R.* Regional variations of seismic source parameters in the Northern Baja, California // Ibid. 1972. Vol. 77, N 8. P. 1549–1565.
5. *Раутиан Т.Г.* и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.
6. *Джибладзе Э.А., Шенгелия И.С.* Определение энергетического класса  $K$ , макросейсмической интенсивности и сейсмического момента  $M_0$  землетрясений Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 150 с.
7. *Запольский К.К.* Частотно-избирательные станции ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 20–36.
8. *Маргынов В.Г., Молнар П., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И.* Предварительные результаты исследования спектров землетрясений Гармского района в свете проблемы прогноза сильных землетрясений // Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976. Т. 1. С. 96–139.
9. *Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С.* Изучение условий в очаговых зонах по сейсмической коде // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 224–256.
10. *Арефьев С.С., Востриков Г.А., Кузнецова К.И.* и др. Сейсмограммы и спектры // Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. М.: Наука, 1980. С. 116–138.
11. *Маргынов В.Г.* Свойства спектров – волн слабых землетрясений (к возможности их использования в сейсмическом прогнозе): Автореферат дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1982. 21 с.
12. *Aki K.* Scaling law of seismic spectrum // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 4. P. 1217–1231.
13. *Коган С.Я., Поликарпов А.М.* О динамических параметрах сейсмического очага // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 12. С. 42–59.
14. *Румшинский Л.З.* Математическая обработка результатов эксперимента. М.: Наука, 1971. 192 с.
15. *Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Добровольский И.П., Нерсесов И.Л.* Процессы подготовки, признаки и предвестники коровых землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 2. С. 59–67.

УДК 550.348

А.В. СОЛОНЕНКО, Н.В. СОЛОНЕНКО

### **ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ В АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ И РОЯХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

Во многих районах земного шара регистрируются внешне похожие группирующиеся сейсмические явления – афтершоковые последовательности и рои землетрясений. Согласно определению Ю.В. Ризниченко [1] и других исследователей, афтершоковые последовательности отличаются от роев тем, что в них главный толчок “отгорожен” от повторных событий значительным энергетическим барьером. Данное определение, удобное для

классификации явлений, касается в основном формального различия этих сейсмических феноменов. Определенный вклад в понимание их природы может внести (и вносит) изучение параметров очагов землетрясений, группирующихся в пространстве и времени.

Значительные серии афтершоков и крупные рои землетрясений — явления, характерные для сейсмического режима Байкальской рифтовой зоны. Однако до последнего времени мало уделялось внимания сравнительному анализу параметров очагов землетрясений, составляющих эти совокупности. Не вызывает сомнения, что детальное исследование этого вопроса способно дать информацию, полезную для решения широкого круга задач сейсмологии и геодинамики.

В характере проявления каждой из совокупностей группирующихся толчков отражаются как общие для данного класса явлений закономерности разрушения земного субстрата, так и реакция ограниченного сейсмоактивного объема на внешнее воздействие. Для того чтобы полнее оценить своеобразие природы возникновения афтершоковых последовательностей и роев землетрясений, необходимо отвлечься от многочисленных деталей, несущих информацию о специфических для конкретного места условиях разрядки напряжений, и основное внимание уделить общим для каждого класса явлений закономерностям.

**Механизм очагов.** Многолетние исследования механизма очагов землетрясений Байкальской рифтовой зоны позволили сделать вывод о том, что подавляющее большинство толчков характеризуется напряженным состоянием, отвечающим полю тектонических напряжений "рифтового" типа: близгоризонтальная ориентация осей растягивающих и промежуточных напряжений, действующих соответственно вкрест и вдоль основных поверхностных структур, и близвертикальная направленность осей сжатия [2,3 и др.]. Исходя из действующей системы напряжений смещения в очагах землетрясений "рифтового" типа происходят по поверхностям скольжения, простирающимся согласованно с основными разрывными нарушениями, имея существенную компоненту в направлении падения плоскости разрыва. Землетрясения с механизмом очага, отличным от "рифтового", составляют небольшую часть от общего количества регистрируемых толчков и приурочены в основном к флангам Байкальского рифта.

За двадцатилетний период наблюдений (1962–1981 гг.) на территории рифтовой зоны зафиксировано 27 афтершоковых последовательностей, содержащих от единичных повторных толчков до сотен и тысяч. Механизм очагов определен для девяти из них, включающих наибольшее количество афтершоков. При этом для ряда последовательностей (Усть-Муйская (1968 г.), Уоянская (1976–1977 гг.) и др.) очаги рассмотренных афтершоков обнаруживают устойчивый механизм, повторяющий механизм очага главного толчка. В других последовательностях (Каларская (1974–1975 гг.), Удоканская (1981 г.) и др.) наряду с афтершоками, наследующими механизм очага главного толчка, выявлены афтершоки с иным механизмом очагов. Этим афтершокам независимо от их местоположения присуща одна общая черта: напряженное состояние в их очагах, несмотря на некоторое различие в ориентации осей напряжений, сохраняет основные особенности, свойственные главному толчку.

Так, например, одна из двух групп афтершоков Баунтовского (1968 г.)

землетрясения, несмотря на иную ориентацию осей напряжений, чем в очаге наиболее сильного толчка последовательности, сохраняет "рифтовый" тип их ориентации в очагах и сбросовый характер движения по разрывам. В том случае, если в афтершоковой последовательности появляются толчки с принципиально другим механизмом очагов, чем у главного события (как это было, например, в Кодарской последовательности 1970 г.), эти землетрясения оказываются по сути форшоками следующего сильного толчка, имеющего аналогичный механизм очага.

Отмеченное для северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны "вырождение" рифтового поля напряжений, нашедшее отражение в механизме очагов сильных землетрясений (появление наклонно ориентированных осей сжимающих и промежуточных напряжений при горизонтально направленных осях растяжения и отчетливо проявляющийся сдвиговый характер движения по разрывам), наблюдается и в группах афтершоков соответствующих толчков.

При анализе данных о механизме очагов сильных землетрясений, сопровождавшихся афтершоками, обращает на себя внимание тот факт, что у толчков, имеющих "рифтовый" тип подвижек в очагах, отмечается, как правило, меньшее количество повторных событий, чем у землетрясений, в очагах которых обнаруживается существенная сдвиговая компонента движения по разрыву. Для того чтобы численно оценить значимость такой зависимости, были рассмотрены все афтершоковые совокупности, следовавшие за толчками с  $K = 14$ . Для очагов сильных землетрясений рассчитывалось отношение  $l$  компоненты подвижки по простиранию к компоненте подвижки по падению и величина этого отношения ставилась в соответствие с количеством  $N$  повторных толчков с  $K \geq 8$ , зарегистрированных в афтершоковом процессе. Расчеты показали, что связь между  $N$  и  $l$  может быть описана корреляционной формулой вида  $N \sim l^{0,6}$  при коэффициенте корреляции  $\rho = 0,65 \pm 0,15$ .

Необходимо учесть, что из-за отсутствия возможности однозначного выбора плоскости разрыва мы были вынуждены проводить расчеты для подвижек по обеим вероятным плоскостям скольжения, что, естественно, ухудшает корреляцию  $N$  с  $l$ . В связи с этим можно с достаточной степенью уверенности констатировать, что для рассмотренных последовательностей отмечается тенденция роста количества афтершоков при относительном увеличении сдвиговой компоненты смещения по разрыву в очаге главного толчка. Связь  $N$  с  $l$ , обнаруженная нами, не является, безусловно, непосредственной. По всей вероятности, оба эти параметра представляют собой производные характера напряженного состояния среды и особенностей ее физико-механических свойств.

В 1962–1981 гг. на рассматриваемой территории зарегистрировано 18 роев землетрясений, в которых максимальные по энергии толчки сосредоточены в интервале  $K = 11 \div 13$ . Проведенный анализ механизма очагов роевых землетрясений свидетельствует о господствующей роли "рифтового" типа ориентации осей напряжений, определяющего преобладание сбросовой компоненты движения по разрывам в очагах подавляющего большинства исследованных роевых землетрясений. Эта особенность очагов роевых землетрясений не позволяет провести сопоставление количества толчков в совокупности с типом подвижки в очаге наиболее сильного толчка в рое.

Другими словами, учитывая однотипность подвижек в очагах сильных толчков и широкий диапазон (от нескольких десятков до нескольких сот и тысяч) изменения количества толчков в роях, можно отметить отсутствие зависимости  $N(l)$ , обнаруженной при анализе механизма очагов афтершоковых последовательностей.

**Направления и скорости распространения разрывов в очагах.** Временные вариации скоростей и направлений распространения разрывов в очагах афтершоков и роевых землетрясений, насколько нам известно, не исследовались. Связано это с тем, что существующие методы определения этих параметров источников колебаний, как правило, весьма трудоемки и ориентированы на оценку скоростей и направлений распространения разрывов в очагах единичных землетрясений. Способ, используемый нами, основан на совместном анализе механизма очага землетрясения и распределения видимых периодов максимальных смещений в  $S$ -волнах, зарегистрированных на станциях региональной сейсмической сети [4]. При этом учитывается искажающее влияние аппаратного комплекса на параметры фиксируемых колебаний и изменение видимых периодов с ростом эпицентрального расстояния для каждой из сейсмических станций сети. Этот способ нацелен на массовое определение скоростей и направлений распространения разрывов в очагах слабых (до  $K = 11 \div 12$ ) землетрясений.

Имеющийся в нашем распоряжении материал сейсмологических наблюдений позволил рассмотреть временной ход направлений и скоростей распространения разрывов в очагах семи афтершоковых последовательностей, происшедших в разных районах зоны. В качестве примера на рис. 1 представлены данные, полученные по Каларской последовательности. На этом рисунке через  $\delta t$  обозначено время между  $i$ -м событием и первым главным толчком, данные по которому условно вынесены в точку с абсциссой, равной нулю. Поскольку афтершоки первого главного толчка ( $K = 14$ ) имели тенденцию к временному группированию, целесообразно было осреднить результаты определения скоростей распространения разрывов. На рис. 1 эллипсы ошибок дают представление о рассеянии единичных оценок  $u/v_S$  и о ширине интервала временного осреднения.

Анализ данных, полученных по семи сейсмическим совокупностям, свидетельствует о том, что не проявляется единой схемы развития афтершокового процесса с точки зрения скоростей и направлений распространения разрывов в очагах повторных землетрясений, но ряд особенностей временного хода этих параметров очагов, повторяющихся от одной последовательности толчков к другой, можно проследить.

Так, в двух случаях из трех рассмотренных, когда в последовательности отмечается повторный толчок, соизмеримый по энергии с главным событием, наблюдается рост скоростей распространения разрывов перед вторым главным толчком. В последовательностях, когда наряду с толчками, имеющими механизм очагов, совпадающий с механизмом очага главного толчка, появляются очаги с иным механизмом и высокими скоростями распространения разрывов, отмечаются сильные повторные толчки (эта закономерность хорошо видна на рис. 1). Для ряда афтершоковых совокупностей отмечается четко выраженная временная упорядоченность направлений распространения разрывов. В тех случаях, когда такой упорядоченности не

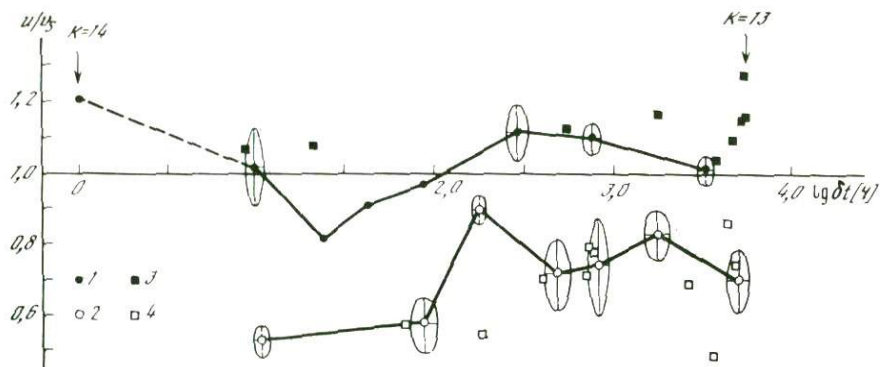


Рис. 1. Скорости распространения разрывов в очагах землетрясений Каларской последовательности

1 — землетрясения, имеющие механизм очагов, совпадающий с механизмом очага 21.06.74 г. ( $K = 14$ ), направление распространения разрывов в очагах которых имело восточную составляющую ( $Az = 64^\circ$ ); 2 — то же, что и 1, но  $Az = 244^\circ$ ; 3 — землетрясения, имеющие механизм очагов, совпадающий с механизмом очага 6.02.75 г. ( $K = 13$ ), направление распространения разрывов в очагах которых имело восточную составляющую ( $Az = 47^\circ$ ); 4 — то же, что и 3, но  $Az = 227^\circ$

обнаруживается, отчетливо проявляется зависимость скоростей вспарывания разрывов от направления их распространения.

Главной же особенностью графиков  $u/v_s$  ( $\delta t$ ), отмеченной практически во всех совокупностях повторных толчков, является существование в последовательности землетрясений с механизмом очагов, совпадающих с механизмом очага главного толчка, но с противоположным направлением распространения разрывов. Скорости распространения разрывов в таких очагах значительно ниже, чем в очагах первой группы толчков, направление распространения разрывов в которых совпадает с направлением распространения разрыва в очаге главного толчка.

Исследуя движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения 1970 г., К.И. Кузнецова и др. [5] разделили повторные толчки, связанные с перераспределением напряжений в окрестности главного разрыва, на два класса, а Б.В. Костров и Н.В. Шебалин дали теоретическое обоснование такому разделению [6]. К первому классу афтершоков, названных афтершоками развития, были отнесены толчки, возникающие из-за повышения напряжения или снижения прочности среды на разрывах, которые не испытывали подвижки в период подготовки. Механизм очагов этих афтершоков практически совпадает с механизмом главного толчка. К другому классу афтершоков отнесены афтершоки разгрузки (или последействия), характеризующиеся обратным (по отношению к главному толчку) направлением подвижки.

Экспериментальное подтверждение этой теории разрушения земной коры в афтершоковых последовательностях, полученное О.Г. Шаминой [7], позволило конкретизировать некоторые аспекты динамики образования разрывов в очагах афтершоков последействия. Ею, в частности, было показано, что импульсы нагрузки и последействия излучаются сдвигами,

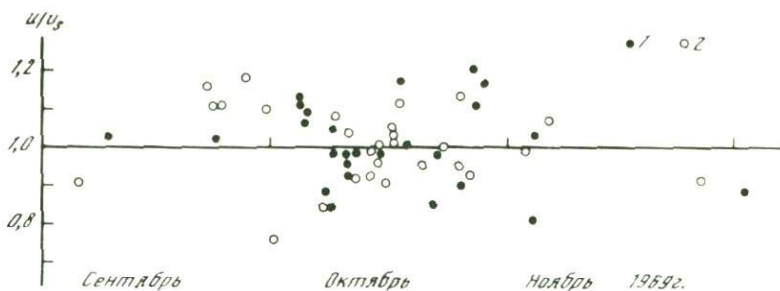
происходящими в противоположных направлениях, но распространяющимися в одну и ту же сторону вдоль разрыва.

Таким образом, сравнивая результаты работ [6,7], с одной стороны, и данные о механизме очагов и направлениях распространения разрывов в очагах афтершоковых последовательностей Байкальской рифтовой зоны – с другой, можно отметить следующее. Модель возникновения афтершоков, предложенная Б.В. Костровым и Н.В. Шебалиным, отражает, по всей вероятности, не весь возможный комплекс проявлений афтершоков последствием в реальных геологических условиях. Судя по данным, приведенным в [5, 7], эта теория достаточно хорошо отражает процесс разрушения земной коры в афтершоковых последовательностях, развивающихся в условиях сжатия субстрата. В условиях растяжения, характерных для рифтовой зоны, возможно несколько иное, чем это прогнозируется теорией [6], протекание процесса последствия.

В условиях растяжения землетрясения являются в большинстве случаев, по-видимому, следствием опускания блоков земной коры. В силу ряда причин (главные из которых, по всей вероятности, – большие действующие напряжения или пониженная прочность среды в каком-либо участке очаговой области) во время главного толчка происходит неравномерное опускание блока. Возникновение разрыва вызывает перераспределение напряжений в окружающей среде, главными чертами которого являются снятие напряжений в области, непосредственно примыкающей к поверхности разрыва, и соответствующее их увеличение на ее продолжении [6]. В связи с этим появляется возможность опускания той части блока земной коры, которая подверглась меньшему смещению при главном толчке.

Нетрудно видеть, что при данной схеме развития процесса последствия в афтершоковой последовательности механизм очагов будет оставаться практически неизменным, а направление распространения разрывов будет обратным по отношению к направлению распространения разрывов в очаге главного толчка и очагах афтершоков развития. Именно такие закономерности отмечаются при анализе временного хода направлений и скоростей распространения разрывов в очагах землетрясений афтершоковых последовательностей в Байкальской рифтовой зоне. Следовательно, можно предположить, что класс афтершоков последствия должен быть разделен по крайней мере на два подкласса согласно механизму очага главного события последовательности.

Несмотря на то что в Байкальской рифтовой зоне зафиксировано достаточно большое количество роев землетрясений, число определений механизма очагов роевых событий сравнительно невелико. В связи с этим и возможности определения направлений и скоростей распространения разрывов в очагах землетрясений, группирующихся в роевые совокупности, ограничены. Представительные данные об этих параметрах источников колебаний имеются для четырех роев землетрясений. На рис. 2 приведены результаты определения скоростей и направлений распространения разрывов в очагах землетрясений Баунтовского роя 1969 г. Для остальных трех роев графики зависимости  $u/v_S$  от времени имеют аналогичный характер. Главная особенность всех этих графиков – достаточно высокие скорости распространения разрывов, мало изменяющиеся во времени и не зависящие от направления вскрытия разрывов.



**Рис. 2.** Скорости распространения разрывов в очагах землетрясений Баунтовского роя  
 Разрывы распространялся: 1 – в северо-восточном направлении ( $Az = 70$  и  $75^\circ$ ), 2 – в юго-западном направлении ( $Az = 250$  и  $255^\circ$ ); по оси абсцисс отложено реальное время существования роя

В таблице, суммирующей изложенное, приведены данные о скоростях распространения разрывов в очагах землетрясений исследованных сейсмических совокупностей. Из этой таблицы видно, что в афтершоковых последовательностях скорости вспарывания разрывов, распространяющихся в противоположные стороны, различаются весьма существенно. Отношение  $m$  большей средней скорости к меньшей варьирует в пределах от 1,2 до 2,0, составляя в среднем 1,6. В роях же землетрясений это отношение изменяется в очень узких пределах – от 1,0 до 1,1. Скорости распространения разрывов в очагах землетрясений афтершоковых последовательностей существенно меняются не только внутри совокупности; они не остаются постоянными при переходе от одной последовательности толчков к другой. Диапазон изменения средних значений скоростей распространения разрывов в данном случае весьма широк – крайние значения составляют  $0,45 v_S$  и  $1,4 v_S$ . Намного уже этот диапазон для роевых толчков. Как можно видеть из таблицы, разность крайних значений скоростей распространения разрывов в очагах роевых землетрясений не превышает  $0,2 v_S$ .

**Линейная протяженность источников колебаний.** Для оценки размеров очагов землетрясений, входящих в афтершоковые последовательности и рои, была использована методика, предложенная авторами [8], которая по своей сути близка к способам, разработанным в [9, 10]. Расчеты, основанные на большом фактическом материале, показали, что средняя линейная протяженность источников колебаний в афтершоковых последовательностях для землетрясений с  $K=8$  составляет 180 м, в роях – 110 м. Таким образом, очаги афтершоков сильных землетрясений имеют в среднем линейные размеры, более чем в 1,6 раза превышающие соответствующие размеры очагов роевых толчков. Однако сделанный вывод следует рассматривать лишь как предварительный, поскольку ошибки определения линейных размеров источников колебаний достаточно велики.

Возможен и иной подход к оценке отношения линейных размеров источников колебаний в афтершоковых последовательностях и роях землетрясений, накладывающий, однако, более жесткие требования к исходной информации, чем в предыдущем случае.

Частотный состав зарегистрированных колебаний, как известно, существенно зависит от условий установки аппаратуры и ее амплитудно-частот-

**Скорости распространения разрывов в очагах афтершоковых последовательностей и роев землетрясений**

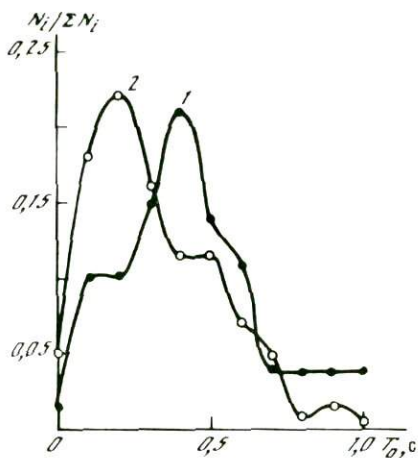
Сейсмическая совокупность	В-З			З-В			m
	$u/v_S$	$\sigma$	$\sigma_{\text{ср}}$	$u/v_S$	$\sigma$	$\sigma_{\text{ср}}$	
<b>Афтершоковые последовательности</b>							
Баунтовская (1968 г.)	0,81	0,17	0,04	1,12	0,16	0,08	1,38
Усть-Муйская (1968 г.)	0,73	0,13	0,03	0,87	0,13	0,03	1,19
Верхнеголоустинская (1970 г.)	0,62*			1,00	0,04	0,02	1,61
Кодарская (1970 г.)	0,45	0,09	0,02	0,91	0,06	0,01	2,02
Каларская (1974 – 1975 гг.)	0,72	0,14	0,02	1,06	0,12	0,02	1,47
Уоянская (1976– 1977 гг.)	1,01	0,11	0,02	0,78	0,11	0,03	1,29
Удоканская (1981 г.)	0,72	0,13	0,02	1,41	0,07	0,02	1,96
<b>Рои землетрясений</b>							
Баунтовский (1969 г.)	0,99	0,11	0,02	0,99	0,11	0,02	1,00
Циликанский (1973–1974 гг.)	0,98	0,04	0,01	0,98	0,07	0,02	1,00
Среднетомпудинский (1975 г.)	0,89	0,14	0,05	0,97	0,06	0,02	1,09
Ангараканский (1979–1983 гг.)	0,79	0,05	0,01	0,85	0,08	0,01	1,08

Примечание. Звездочкой обозначено единственное определение; В-З – в направлении распространения разрыва присутствует западная составляющая, З-В – восточная;  $\sigma$  и  $\sigma_{\text{ср}}$  – стандартное отклонение и ошибка определения среднего значения  $u/v_S$  соответственно. Данные по Уоянской последовательности, приведенные в первом столбце, – за первые 16 ч после землетрясения 14-го энергетического класса, происшедшего 2.10.76 г.

ных характеристик. В связи с этим при сравнительном анализе частотного состава колебаний, генерируемых афтершоками сильных землетрясений и роевыми толчками, необходимо располагать данными наблюдений на одних и тех же сейсмических станциях. При этом угол между направлением распространения разрыва и направлением на регистрирующую станцию при переходе от афтершоков к роевым толчкам не должен существенно изменяться. Эти условия могут быть выполнены, с одной стороны, при близости эпицентральных полей афтершоковой последовательности и роя землетрясений, и подобия механизма очагов, их составляющих, – с другой. Перечисленным требованиям удовлетворяет одна пара группирующихся событий – последовательность афтершоков Баунтовского землетрясения 1968 г. и Баунтовский рой 1969 г.

Для сравнения частотного состава колебаний, излучаемых очагами афтершоковой последовательности и роя землетрясений, были построены гистограммы  $N(T_0)$ . Здесь под  $T_0$  подразумеваются значения зарегистрированных периодов максимальных смещений в S-волнах, приведенные к нулевому эпицентральному расстоянию с помощью экспериментальных кривых  $T_m(\Delta)$ , построенных для каждой из сейсмических станций региона [4]. Количество данных для афтершоковой последовательности и роя (в обоих случаях рассматривались толчки с  $K=7$ ) не одинаковое – 71 и 181 значения  $T_0$  соответственно. В связи с этим для наглядности гистограммы  $N(T_0)$  были нормированы к суммарному для каждого случая количеству данных (рис. 3). Можно видеть, что абсциссы максимумов кривых  $N_i/\Sigma N_i$  различаются примерно в два раза. Средние же значения периодов

Рис. 3. Нормированные распределения видимых периодов максимальных смещений (приведенные к эпицентральному расстоянию  $\Delta = 0$ ) в  $S$ -волнах афтершоков Баунтовской последовательности (1) и землетрясений Баунтовского роя (2)



равны  $0,44 \pm 0,03$  с (для афтершоков) и  $0,32 \pm 0,02$  с (для роевых толчков). Следовательно,  $T_0^a/T_0^p = 1,4$  (индекс а указывает на отношение параметра к афтершокам, р — роевым толчкам).

Для того чтобы оценить степень влияния на наблюдаемые периоды колебаний в исследуемых совокупностях толчков некоторого смещения эпицентрального поля роя по сравнению с эпицентральным полем афтершоков, построены распределения  $N(\theta)$ , где  $\theta$  — угол между направлением распространения разрыва в очаге землетрясения и направлением на сейсмическую станцию. Оказалось, что эти распределения практически полностью совпадают — средние значения для афтершоков и роевых толчков равны соответственно  $105$  и  $103^\circ$ .

Средние значения скоростей распространения разрывов в афтершоковой последовательности несколько меньше, чем в рое (для землетрясений  $K = 7$   $u^a = 0,91 v_S$  и  $u^p = 1,02 v_S$ ). Учитывая, что  $T_0 = 2L_0/u [1 - (u/v_S) \cos \theta]$ , где  $L_0$  — линейная протяженность источника колебаний, и подставляя соответствующие численные значения, получаем  $L_0^a/L_0^p = 1,3$ .

Таким образом, оценки соотношения линейной протяженности источников колебаний, полученные двумя независимыми способами, указывают на то, что при одной энергии землетрясений разрывы в очагах афтершоков в среднем существенно длиннее, чем в очагах роевых толчков.

С рассматриваемых в данной работе позиций значительный интерес представляет изучение линейной протяженности очагов афтершоков с разными направлениями распространения разрывов. С этой целью были рассмотрены афтершоки Удоканской, Каларской и Кодарской последовательностей. Расчеты отношения длин разрывов в очагах афтершоков развития и последствия указанных последовательностей, проведенные согласно изложенной выше схеме, показали следующее. В Удоканской последовательности линейная протяженность разрывов в очагах афтершоков последствия в среднем в 1,9 раза больше, чем в очагах афтершоков развития, в Каларской и Кодарской — в 1,4 раза. Проведенные оценки отношения длин разрывов в очагах афтершоков двух типов позволяют предположить, что разрывы, относящиеся по своему генезису к афтершокам последствия, распространяются в среде с пониженными прочностными свойствами.

Естественно, основываясь лишь на данных о параметрах очагов землетрясений, рассмотренных выше, сложно сделать заключение о природе афтершоковых последовательностей и роевых совокупностей. Однако

если полученную информацию дополнить сведениями о пространственном распределении этих группирующихся событий и характере высвобождения в них сейсмической энергии [11], можно констатировать следующее. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений происходят в районах с разным соотношением скоростей деформирования среды и релаксации упругих напряжений. При этом, если в роях землетрясений толчки разной энергии являются в определенном смысле равноправными событиями сейсмического процесса, то афтершоки сильного землетрясения представляют собой в значительной степени следствие перераспределения напряжений, обусловленного образованием магистрального разрыва при главном толчке последовательности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Сейсмический режим и сейсмическая активность // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 6. 47–59.
2. Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М: Наука, 1972. С. 161–171.
3. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972. № 4. С. 24–36.
4. Солоненко А.В., Солоненко Н.В. Направления и скорости распространения разрывов в очагах слабых землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 79–92.
5. Кузнецова К.И., Аптекман Ж.Я., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В. Афтершоки последействия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 94–113.
6. Костров Б.В., Шебалин Н.В. Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения // Там же. С 87–94.
7. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука, 1981. 192 с.
8. Солоненко А.В., Солоненко Н.В. К использованию видимых периодов сейсмических колебаний для определения длин разрывов в очагах землетрясений Прибайкалья // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 90–97.
9. Bollinger G.A. Fault length and fracture velocity for Kyushu, Japan, earthquake of October 3, 1963 // J. Geophys. Res. 1970, Vol. 75, N 5. P. 955–964.
10. Okada Y. The difference in the duration of P and S waves from propagating fault // J. Phys. Earth. 1970. Vol. 18, N 2. P. 193–202.
11. Солоненко Н. В. Пространственное распределение и характер высвобождения энергии в афтершоковых последовательностях и роях землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Количественная сейсмология и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 69–71.

Л.Г. ЗИМАКОВ

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА БОЛЬШИХ БАЗАХ С ЦЕЛЬЮ ПОИСКОВ ПРЕДВЕСТНИКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (на примере магнитометрии)

При проведении натурных наблюдений на станциях, расположенных в сейсмоактивных областях, в ряде случаев выявилось дальное действие предвестников. Такое, казалось бы, благоприятное обстоятельство вызвало на деле много трудностей. Во-первых, далекий сигнал мешает выделению близкого события, а поскольку источник далекого сигнала известен обычно плохо, то создается неопределенная ситуация. Во-вторых, поскольку мешающих удаленных сигналов может быть больше, чем локальных, то они фактически увеличивают общий шум фона данного района. Следствием такого положения является необходимость создания наблюдательных сетей с большим разномом станций, охватывающих большую территорию, однако последнее обстоятельство усложняет систему коммуникаций между станциями и соответственно сбор необходимой информации. Альтернативным решением является анализ материалов в сравнении с данными, полученными на станциях, расположенных в сейсмически пассивных областях. Это необходимо прежде всего для того, чтобы выявить поведение полей в сейсмичной и асейсмичной областях, а также локализовать сигнал от близкого события.

В работе анализируются синхронные записи горизонтальной компоненты геомагнитного поля семи обсерваторий. Так как нас интересовали полезные сигналы (предвестники) сильных землетрясений, то в качестве обсерваторий в асейсмичных областях или так называемых "фоновых" обсерваторий были выбраны достаточно удаленные от активных областей расположенные на Русской платформе обсерватории Москва, Борок и Казань. В сейсмоактивных областях были выбраны обсерватории Львов (Карпаты), Душети (Кавказ), Ашхабад и Янги-Базар (Средняя Азия). Данные анализировались за период с 1978 по 1983 г.

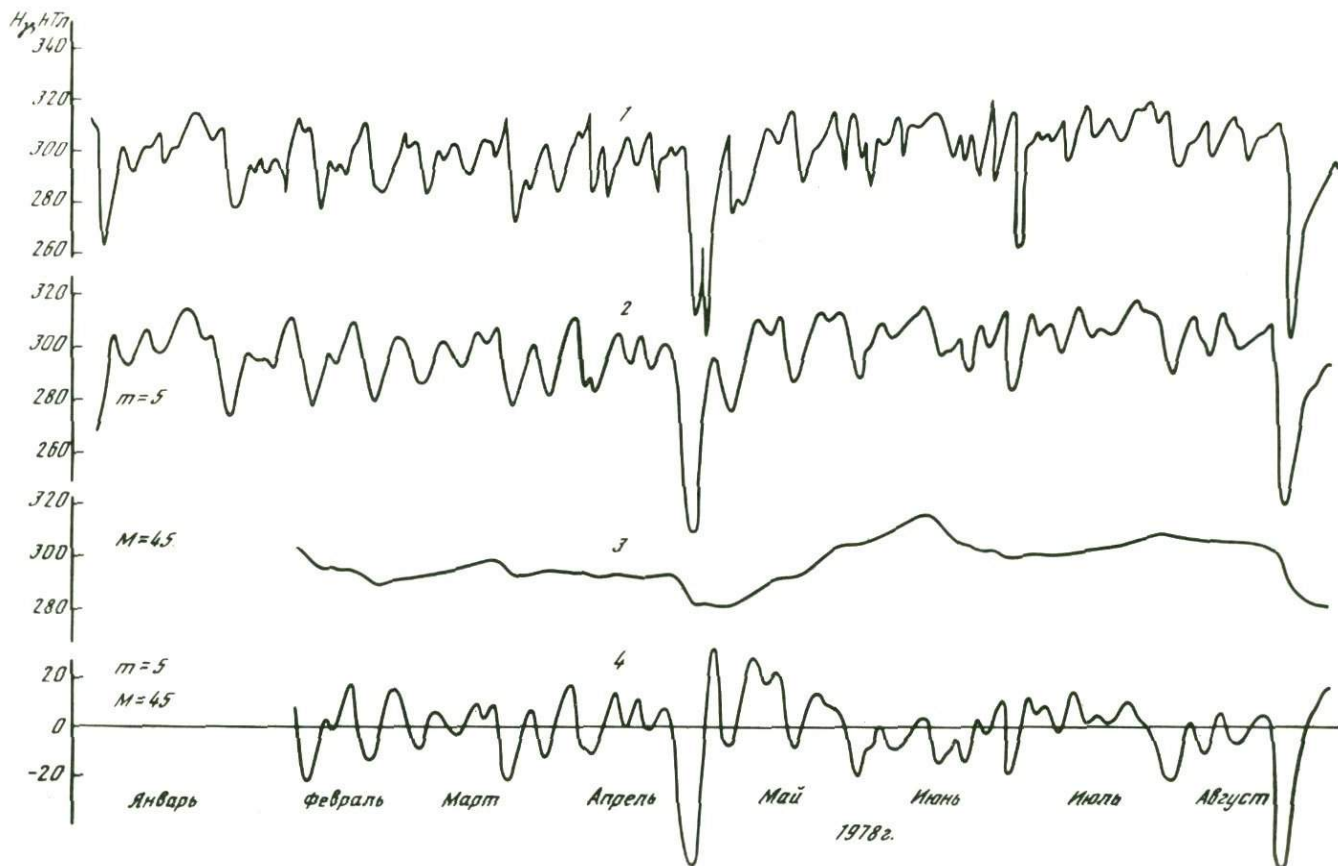
Обработка исходных данных и выделение аномальных изменений геомагнитного поля реализованы на ЭВМ БЭСМ-6 и ЕС-1055 программами "SGLAGM", являющейся модификацией программы "SGLAG" [1], разработанной в ИФЗ АН СССР для выделения аномальных изменений ЭТП, и "STATIS".

Процедура обработки состоит из двух этапов:

Первый этап – сглаживание наблюдаемых сигналов от регулярных помех. Предположим, что

$$\Delta H_i(t) = \Delta H_i^{(0)}(t) + \Delta H_i^{(1)}(t) + \Delta H_i^{(2)}(t), \quad (1)$$

где  $\Delta H_i$  – регистрируемая горизонтальная составляющая геомагнитного поля;  $\Delta H_i^{(0)}$  состоит из полезного сигнала, вызванного известными факторами, и неизученных помех;  $\Delta H_i^{(1)}$  – длиннопериодная составляющая, рассматриваемая как помеха;  $\Delta H_i^{(2)}$  – короткопериодная составляющая малой амплитуды (шум).



Если  $\omega_i^{(0)}$ ,  $\omega_i^{(1)}$ ,  $\omega_i^{(2)}$  – средние частоты, то

$$\omega_i^{(2)} \gg \omega_i^{(0)} \gg \omega_i^{(1)}. \quad (2)$$

На первом этапе необходимо исключить  $\Delta H_i^{(1)}(t)$  и  $\Delta H_i^{(2)}(t)$  исходя из (2). Введем параметр сглаживания  $T$ . На временном отрезке  $[t_0 - T, t_0]$   $t_0 \gg T$  для функции  $f(t)$  подбирается линейная зависимость  $at + b$  методом наименьших квадратов, и сглаженное значение  $f^*(t)$  в момент  $t_0 \gg T$  выглядит как  $f^*(t_0) = at + b$ . Такое сглаживание "срезает" короткопериодные по сравнению с  $T$  колебания. Отрезок  $[0, T]$  остается нетронутым и считается потерянным "на обучение". Пусть  $T = mh$ , где  $m$  – целое число и  $h$  – шаг дискретизации. Тогда в точках цифровки

$$f^*(t_0) = \frac{2}{(m+1)(m+2)} [3S_2 - (m+1)S_1], \quad (3)$$

где  $S_1(t_0) = f(t_0 - mh) + f(t_0 - mh + h) + \dots + f(t_0)$ , т.е. сумма значений  $f$  по всем отрезкам  $[t_0 - mh, t_0]$

$$S_2(t_0) = 0f(t_0 - mh) + 1f(t_0 - mh) + \dots + mf(t_0),$$

т.е. аналогичная сумма с "весами" 0, 1, 2, ...,  $m$ .

В целях экономии машинного времени  $S_1$  и  $S_2$  непосредственно вычислялись только для  $t_0 = T$ . В дальнейшем использовались рекуррентные формулы

$$\begin{aligned} S_1(t_0 + h) &= S_1(t_0) + f(t_0 + h) - f(t_0 - mh), \\ S_2(t_0 + h) &= S_2(t_0) - S_1(t_0) + mf(t_0 + h) + f(t_0 - mh). \end{aligned} \quad (4)$$

Зададим два целых числа  $m$  и  $M$  так, что  $m < M$ , и введем два параметра сглаживания,  $mh$  и  $Mh$ . Проводим сглаживание записей по каждому из этих параметров. Считаем, что сглаживание по параметру  $mh$  "срезает" шум  $\Delta H_i^{(2)}(t)$ , оставляя  $\Delta H_i^{(0)} + \Delta H_i^{(1)}(t)$  (рис. 1, кривая 2). Сглаживание по параметру  $Mh$  "срезает" полезные сигналы вместе с шумом, оставляя  $\Delta H_i^{(1)}(t)$  (рис. 1, кривая 3), тогда разность сглаженных по  $mh$  и  $Mh$  записей будет считаться горизонтальной составляющей  $\Delta H_i^{(0)}(t)$  магнитного поля в искомом диапазоне (рис. 1, кривая 4).

Выбор шага усреднения  $h$  не играет существенной роли, и можно полагать  $h = 1$ . Выбор  $m$  с целью "срезания" шума также не представляет трудностей. Выбор же  $M$  следует варьировать в довольно широких пределах в зависимости от поставленной задачи. В нашем случае были выбраны:  $m = 5$ ,  $M = 50$ ,  $h = 1$ . С такими параметрами нам удалось избавиться от суточных вариаций и двадцатисемисуточных вариаций, связанных с лунно-солнечными приливами. Это наглядно видно на спектре амплитудных вариаций, рассчитанном по программе "SPECTR" до и после сглаживания.



Рис. 1. Сглаживание наблюдаемой на obs. Москва в 1978 г. кривой геомагнитного поля (горизонтальная составляющая)

1 – наблюдаемая кривая  $\Delta H_i(t) + \Delta H_i^{(0)}(t) = \Delta H_i^{(1)}(t) + \Delta H_i^{(2)}(t)$ ; 2 –  $m = 5$ ,  $\Delta H_i(t) = \Delta H_i^{(0)}(t) + \Delta H_i^{(1)}(t)$ ; 3 –  $M = 45$ ,  $\Delta H_i(t) = \Delta H_i^{(1)}(t)$ ; 4 – сглаженная кривая  $\Delta H_i(t) = \Delta H_i^{(0)}(t)$

Второй этап – вычисление средней фоновой характеристики поля  $\Delta H_{\text{ср}}(t)$  и разностей  $\Delta H_i^{(0)}(t) - \Delta H_{\text{ср}}(t)$ .

Для вычисления среднего поля горизонтальной составляющей  $\Delta H$  геомагнитного поля необходимо было, во-первых, избежать присутствия в нем локальных аномалий, вызванных процессом подготовки конкретного землетрясения, и, во-вторых, по мере возможности сгладить ошибки единичных измерений, которые могли быть выражены в единичных "выбросах" на отдельных обсерваториях в силу аппаратурных и других причин. Исходя из этих соображений были взяты сглаженные кривые трех северных обсерваторий Москва, Борок, Казань.

Суммируя полученные сглаженные кривые  $\Delta H_i^{(0)}(t)$  по трем обсерваториям, получаем среднее фоновое региональное поле  $\Delta H_{\text{ср}}^{(0)}(t) =$

$$= \sum_{i=1}^n \Delta H_i^{(0)}(t)/n, \text{ где, как мы предполагаем, отсутствуют нами}$$

полезные локальные аномалии и ошибки единичных измерений сглажены. Далее анализируются разности полученных сглаженных текущих значений  $\Delta H_i^{(0)}(t)$  относительно среднего поля  $\Delta H_{\text{ср}}^{(0)}(t)$ :

$$F_i(t) = \Delta H_i^{(0)}(t) - \Delta H_{\text{ср}}^{(0)}(t), \quad i = 1, 2, 3, \dots, 7.$$

Анализируя разностные кривые горизонтальной составляющей геомагнитного поля на этой стадии обработки, мы обратили внимание на один интересный факт. Среднеквадратические отклонения ( $\sigma$ ) функции  $f_i^*(t)$  для северных обсерваторий значительно отличаются от  $\sigma$  для южных обсерваторий. Если для северных они варьируют в пределах 10 – 12 нТл, то для южных эти величины составляют 15–20 нТл. Такое возрастание величины разброса на южных обсерваториях может быть связано (как одно из объяснений) приближением их к экваториальному электроджету [2]. Проверкой этого предположения может послужить привлечение данных еще хотя бы одной обсерватории, максимально приближенной к экваториальному электроджету. Тогда, если причиной является именно этот факт, величина среднеквадратического отклонения на этой обсерватории должна еще больше увеличиться.

Пока же мы приняли такое увеличение  $\sigma$  на южных станциях как факт и для расчета функции  $F_i(t)$  ввели весовые коэффициенты  $K_i = \sigma_{\text{ср}}/\sigma_i$ , где  $\sigma_{\text{ср}}$  – среднеквадратическое отклонение для среднего поля  $\Delta H_{\text{ср}}^{(0)}(t)$ ;  $\sigma_i$  – среднеквадратическое отклонение для сглаженных полей на  $i$ -й обсерватории. Окончательно функция  $F_i(t)$  принимает вид

$$F_i(t) = K_i \Delta H_i^{(0)}(t) - \Delta H_{\text{ср}}^{(0)}(t), \quad i = 1, 2, 3, \dots, 7. \quad (5)$$

Для функции  $F_i(t)$  величины среднеквадратических отклонений за анализируемый период наблюдений не превышают уже 3–5 нТл. Таким образом, в процессе описанной процедуры обработки мы вышли на уровень единиц нанотесла, что позволило нам на фоне таких величин разброса выделять сигналы, не выраженные в явном виде в первичных наблюдаемых данных. Полученные кривые функции  $F_i(t)$ , представляющие собой разностные кривые между выбранными нами обсерваториями и осредненным региональным полем за исследуемый период наблюдений, уже можно было считать материалом, пригодным для окончательной интерпретации. Однако здесь возник ряд принципиальных воп-

росов, требующих своего ответа, а именно: какой сигнал можно считать полезным и с какого момента времени можно и нужно считать начало аномалии.

Поэтому на последней стадии обработки, для того чтобы анализируемые ряды данных были представлены с единых формализованных представлений, был введен по аналогии с [3] параметр  $\xi_i(t)$ , представляющий собой отношение текущих значений функции  $F_i(t)$  к величине долгосрочного среднеквадратического отношения  $\sigma_{ид}$  для каждой функции  $F_i(t)$  за исследуемый период наблюдений. Величина  $\xi_i(t)$  рассчитывалась по формуле

$$\xi_i(t) = (F_i(t) - F_{ид}) / |\sigma_{ид}|, \quad i = 1, 2, 3, \dots, 7, \quad (6)$$

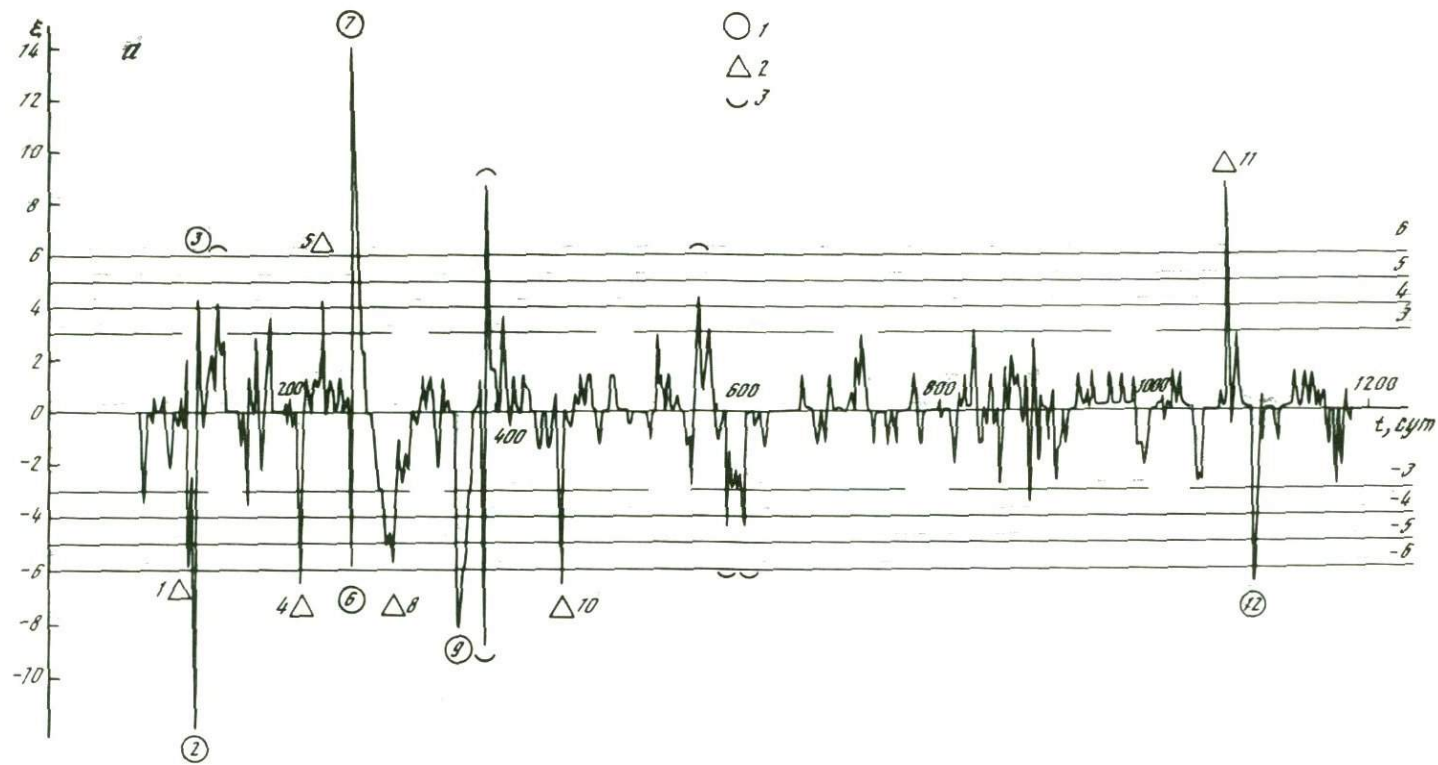
где  $F_i(t)$  – текущее значение функции  $F(t)$  для  $i$ -й обсерватории;  $F_{ид}$  – среднее значение функции  $F(t)$  для  $i$ -й обсерватории за анализируемый период наблюдений;  $\sigma_{ид}$  – долговременное среднеквадратическое отклонение для  $i$ -й обсерватории.

Анализировались графики величины  $\xi_i(t)$ . В качестве полезных сигналов рассматривались аномалии, превышающие значения  $3\xi$ ,  $4\xi$ ,  $5\xi$ ,  $6\xi$ . В силу технических возможностей ЭВМ графики  $\xi$ -параметра были разделены на два взаимопродолжающихся интервала времени с 1978 по 1980 г. и с 1981 по 1983 г. Аналогичные расчеты и построения выполнены и для вертикальной ( $z$ ) компоненты геомагнитного поля.

На рис. 2 представлены в качестве примера графики  $\xi_i(t)$  для обсерваторий Москва, Душети. Анализ графиков по всем обсерваториям показал, что наиболее надежными для интерпретации являются аномалии с  $\xi > 4$ , так как на уровне  $\xi = 3$  появляются локальные аномалии на северных обсерваториях, отражающие, очевидно, специфические условия их возникновения. Для наших целей они не представляют особого интереса, и поэтому для интерпретации были взяты лишь аномалии, для которых  $\xi > 4$ .

Из всего количества аномалий можно четко выделить три группы: аномалии, присутствующие как на северных, так и на южных обсерваториях; присутствующие лишь на ряде южных или северных обсерваторий и присутствующие лишь на одной обсерватории. Они были классифицированы нами как "глобальные", "региональные" и "локальные" аномалии.

Критерием для такой классификации служил следующий принцип. В глобальные объединялись те аномалии, которые проявлялись как минимум на трех обсерваториях, одна из которых обязательно должна быть северной; в региональную объединялись аномалии, присутствующие на двух-трех либо южных, либо северных обсерваториях, и в локальные – аномалии, присутствующие только на одной обсерватории. Наличие глобальных аномалий вызвано, очевидно, появлением индукционных токов, возникающих под воздействием внешнего магнитного поля [4]. Изменения геомагнитного поля, связанные с индукционными токами в земной коре, вызываются короткопериодными колебаниями электромагнитного поля Земли – [5–7]. Ввиду сравнительно небольшого периода они вызывают значительные индукционные токи в верхних слоях земной коры, обладающих высокой проводимостью. Для анализируемых графиков за период с 1978 по 1980 г. таких глобальных аномалий насчитывается 8, для периода с 1981 по 1983 г. – 12.



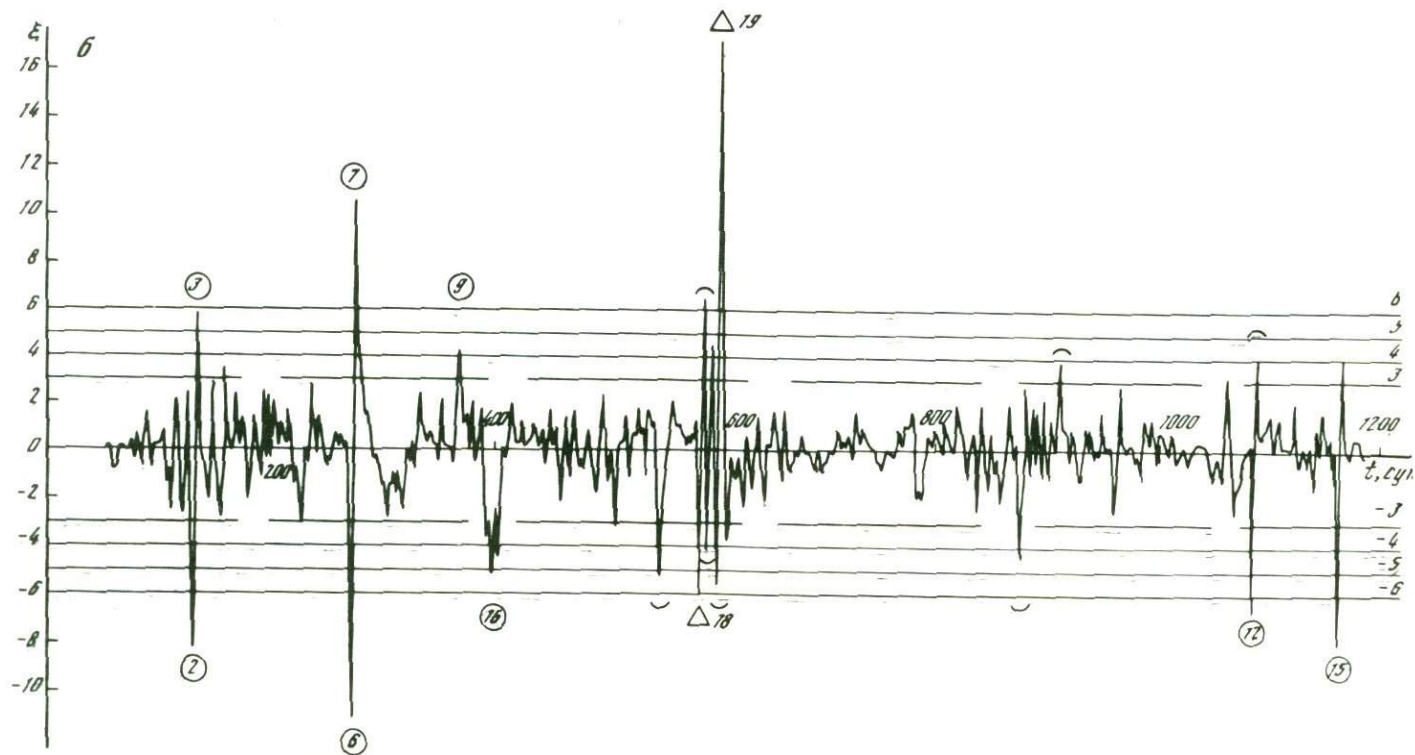


Рис. 2. Изменения  $\xi$ -параметра для обсерваторий Москва (а) и Душети (б) за 1978–1980 гг.  
 1 – глобальные аномалии; 2 – региональные аномалии; 3 – локальные аномалии

Все эти аномалии короткопериодные, их длительность составляет 2, максимум 3 дня. На уровне  $\xi \geq 4,0$  они присутствуют, как правило, на всех обсерваториях, однако при увеличении  $\xi$  их количество сокращается. Так, для уровня  $\xi \geq 6,0$  их количество равно соответственно 5 и 2. Такое сокращение количества аномалий может служить критерием для качественной оценки интенсивности внешних источников, вызывающих глобальные аномалии. В то же время при возрастании  $\xi$  часть глобальных аномалий переходит в ранг региональных и даже локальных. Так, например, аномалия 9 (см. рис. 2) для уровня  $\xi \geq 4,0$  является "глобальной" и проявляется на обсерваториях Москва, Казань, Львов, Душети, Ашхабад, на уровне  $\xi \geq 5,0$  ее уже нет на Душети и на уровне  $\xi \geq 6,0$  она остается только на обсерваториях Москва, Казань и Львов, переходя в ранг региональных.

Отдельные аномалии на уровне  $\xi \geq 0,4$ , будучи глобальными, проявляются на обсерваториях Борок, Казань, Львов, Ашхабад и Янги-Базар. На уровне же  $\xi \geq 6,0$  они остаются только на одной обсерватории, переходя тем самым в ранг локальных аномалий. Такой переход из одного типа аномалий в другой является чисто условным, так как названные аномалии остаются глобальными, но позволяет, однако, проследить наличие и интенсивность аномалий на той или иной обсерватории. А это, в свою очередь, позволяет сделать оценки (правда, опять чисто качественные) об ориентировочном положении источника возмущения.

Аномалии регионального типа наблюдаются как на северных обсерваториях, так и на южных. Так, для периода с 1978 по 1980 г. северных региональных аномалий на уровне  $\xi \geq 4,0$  насчитывается 6, южных — 2.

Количество региональных аномалий, как видно, меньше глобальных. Интенсивность их также в среднем несколько меньше. Так же как и глобальным аномалиям, региональным свойственно уменьшение количества с увеличением  $\xi$  и переход в ряде случаев на уровень локальных при возрастании  $\xi$  от 4,0 до 6,0. Это можно прокомментировать, например, на аномалиях 4 (период 1978—1980 гг.) (см. рис. 2).

Так, аномалия 4, отнесенная нами к северной региональной аномалии, на уровне  $\xi \geq 4,0$  наблюдается на обсерваториях Москва, Борок, Казань и Львов, на уровне  $\xi \geq 5,0$  ее уже нет на обс. Львов, и на уровне  $\xi \geq 6,0$  она остается только на обсерваториях Москва и Борок.

Такой переход, как и для глобальных аномалий, является чисто условным и позволяет сделать качественные оценки интенсивности и положения источника возмущения региональных аномалий. Наличие такого типа аномалий может быть связано с особенностями геолого-тектонического строения северных и южных зон, а также с изменением намагниченности горных пород за счет упругих, тепловых и химических воздействий на магнитоактивные породы [4].

И наконец, третий тип, представляющий наибольший интерес для исследований, — локальные аномалии, которые присутствуют только на отдельных обсерваториях. Такого типа аномалии присутствуют на всех графиках  $\xi_i(t)$ , но наибольшее количество их наблюдается на южных обсерваториях. Интенсивность локальных аномалий варьирует в различных пределах, но в целом они соизмеримы с первыми двумя выделенными типами и лишь в отдельных случаях превосходят все остальные аномалии.

За период с 1978 по 1980 г. локальных аномалий выделено 26, из них 17 на южных обсерваториях, для периода с 1981 по 1983 г. таких аномалий насчитывается 18, из которых 13 присутствуют на южных обсерваториях. Продолжительность локальных аномалий варьирует от 2 до 10 сут, но в подавляющем большинстве случаев она составляет 2–3 сут. Наличие такого типа аномалий определяется специфическими условиями конкретной локальной области, а наличие их на южных обсерваториях ассоциировалось у нас с тектономагнитными эффектами, связанными с процессами подготовки конкретных землетрясений в тех или иных сейсмоактивных регионах.

На рис. 3 представлены выделенные аномалии трех типов для южных обсерваторий Янги-Базар, Ашхабад и Душети и сейсмичность за период с 1978 по 1983 г. Выбирались только те землетрясения, которые удовлетворяли условию  $R \leq 10^{0,43M}$  [8]. Выборка делалась для землетрясений с магнитудами от 5 до 7.

Локальные аномалии (как региональные так и глобальные), чередующиеся одна за другой и представляющие собой синусоидальный импульс, следует считать за одну аномалию. Это связано с тем, что при вычислении функции  $F_i(t)$  при наличии некоторого смещения  $\Delta N_{cp}^{(0)}(t)$  относительно  $\Delta N_i^{(0)}(t)$  образуются области положительных и отрицательных значений и функция  $F_i(t)$  приобретает в области таких смещений синусоидальную форму, хотя сигналы  $\Delta N_i^{(0)}(t)$  и  $\Delta N_{cp}^{(0)}(t)$  могут быть только положительными или только отрицательными. Синусоидальную форму приобретает в этом случае также и  $\xi_i(t)$ . Объединяя синусоидальные рядом расположенные аномалии  $\xi_i(t)$ , мы можем сказать, что продолжительность этих аномалий увеличивается и составляет в среднем 4–7 дней.

Из рис. 3 видно, что "глобальные" аномалии можно объединить в три группы. В первую группу входят аномалии, наблюдаемые в интервале времени 130–400 сут, во вторую – в интервале 0–200 (для 1981–1983 гг.) и в третью – в интервале 600–700 сут. Между этими группами существуют "зоны затишья" продолжительностью в 2–2,5 года, когда глобальных аномалий не наблюдается. Между региональными аномалиями тоже наблюдаются интервалы приблизительно в 2 года.

Конечно, приведенная статистика безусловно мала, чтобы делать выводы о существовании цикличности в проявлении глобальных и региональных аномалий, однако сделать предположение о ее существовании, на наш взгляд, не лишено основания. Локальных аномалий на обсерваториях Янги-Базар, Ашхабад и Душети насчитывается 5, 6 и 9 соответственно. Для обс. Янги-Базар из девяти землетрясений, радиус подготовки которых удовлетворяет условию  $R \leq 10^{0,43M}$ , три землетрясения произошли после локальных аномалий, шесть независимо от их наличия, и после двух локальных аномалий землетрясений не наблюдалось.

Для обс. Ашхабад из 12 землетрясений перед тремя наблюдались локальные аномалии, девять землетрясений произошли независимо от их наличия, и после одной локальной аномалии землетрясений не было.

Для обс. Душети лишь в одном случае после наличия двух локальных аномалий (1981–1983 гг., интервал 360–400 сут) произошли три землетрясения с магнитудой от 5,5 до 6,5 в пределах предполагаемого радиуса подготовки. Надо также отметить, что в приведенной статистике определен-

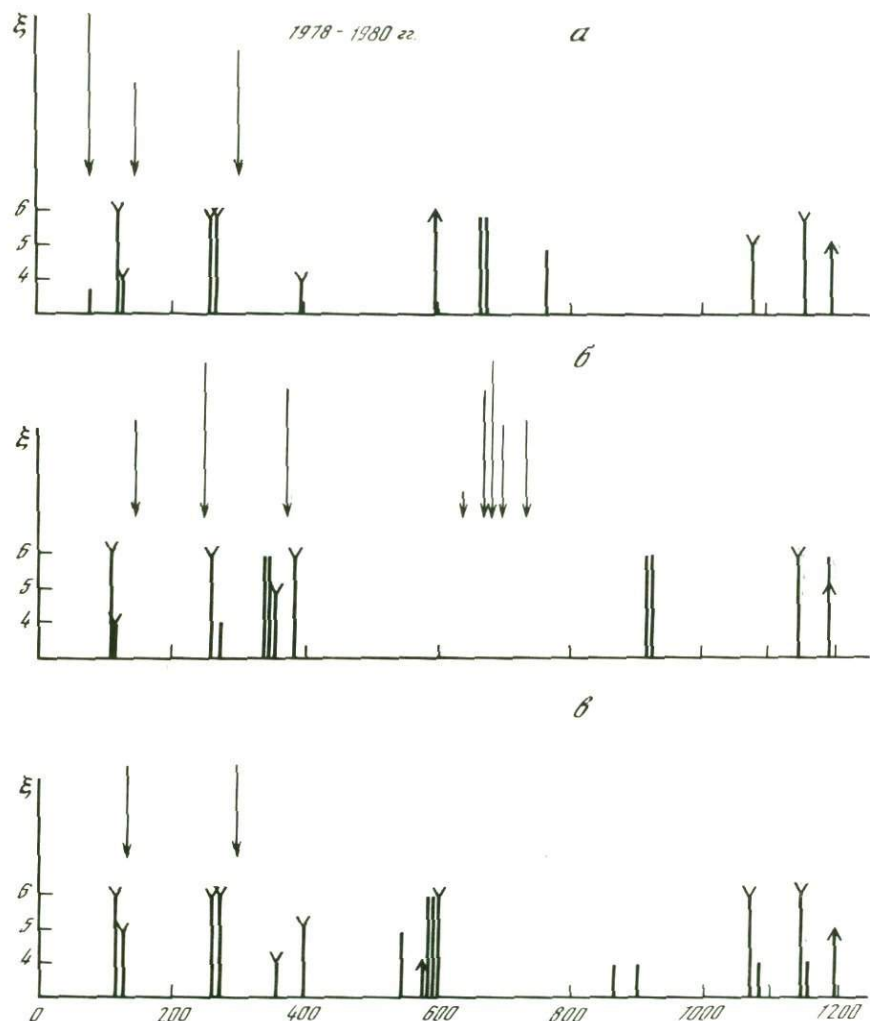
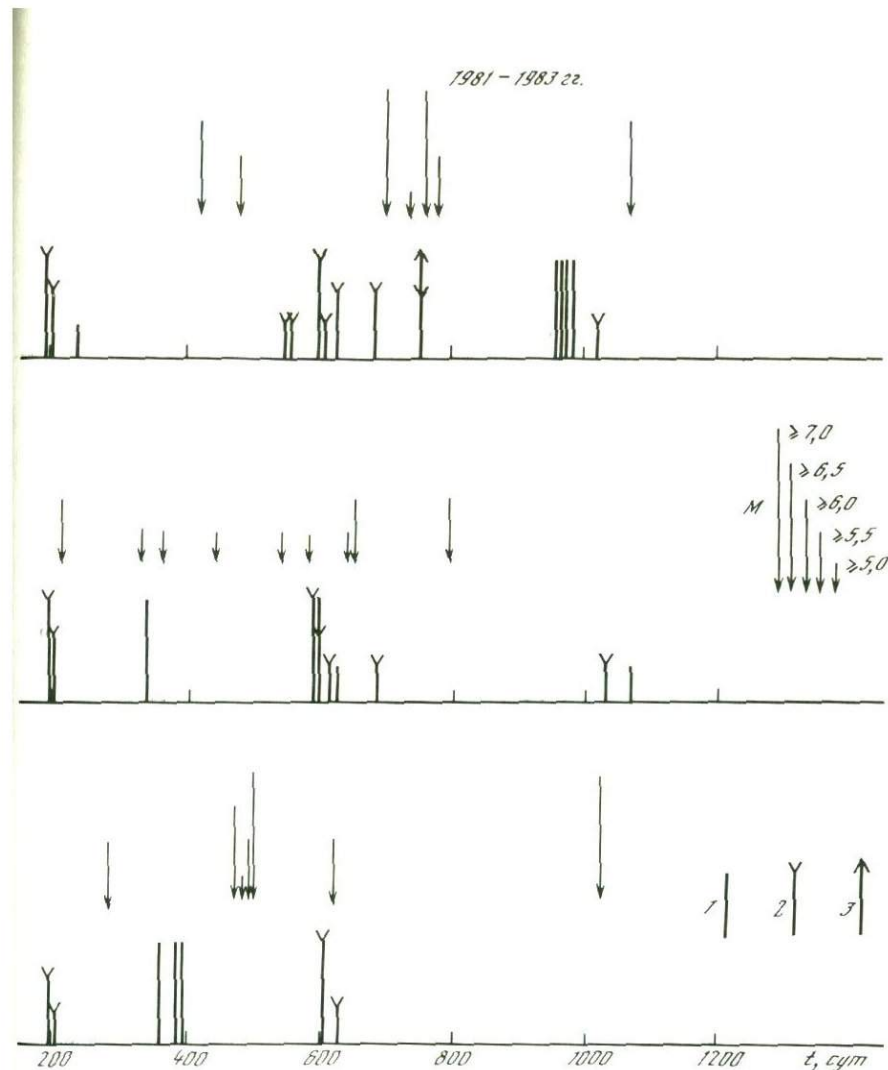


Рис. 3. Сопоставление сейсмичности с выделенными аномалиями для обсерваторий Янги-Базар (а), Ашхабад (б) и Душети (в)

Аномалии: 1 – локальные; 2 – глобальные; 3 – региональные



#### ЛИТЕРАТУРА

1. Завьялов А.Д. Инструкция и описание программ обработки данных электротеллурического поля на ЭВМ СМ-4. М.: ИФЗ АН СССР, 1983. 35 с.
2. Акасафу С.И., Чепмен С. Солнечно-земная физика. М.: Мир, 1974. Ч. 1. 382 с.
3. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // ДАН СССР. 1980. Т. 252, №1. С. 69–71.
4. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. Ташкент: Фан, 1975. 126 с.
5. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Ч. 4. 590 с.
6. Яновский Б.М. О вариациях элементов земного магнетизма в аномальном поле // Тр. ГГО, 1936. Вып. 17. С. 195–198.
7. Рихтаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л.: Недра, 1968. 331 с.
8. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 7–44.

ное количество землетрясений происходит непосредственно после глобальных аномалий. Вопрос о приуроченности сильных землетрясений к глобальным аномалиям требует дополнительных исследований.

Таким образом, по изложенной методике обработки обсерваторских данных мы можем совершенно определенно разделять наблюдаемые аномалии на глобальные, региональные и локальные, что может иметь большое практическое значение при создании сети наблюдательных пунктов и проведении режимных магнитометрических наблюдений, а также при интерпретации полученных аномалий с сейсмичностью конкретных регионов

### III. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАДАЧАХ ФИЗИКИ ОЧАГА

УДК 551.24.035+550.348

Т.С. ФЕДОРОВА

#### ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕЙ СМЕЩЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В ОКРЕСТНОСТИ СДВИГОВЫХ РАЗРЫВОВ С БАРЬЕРОМ

До настоящего времени проблема определения параметров очагов землетрясений окончательно не решена. Интерпретация сейсмологического материала, полученного традиционными методами (записи сейсмограмм, акселерограммы), в большинстве случаев неоднозначна и требует привлечения дополнительных данных. Пожалуй, наиболее достоверными могут быть данные об остаточных смещениях и деформациях земной поверхности, особенно в ближних зонах сильных землетрясений [1–3], для которых накоплен большой материал.

Для повышения надежности интерпретации материала и рационального размещения геодезических сетей особую актуальность приобретает численное и лабораторное моделирование полей, в результате которого могут быть выявлены особенности деформирования свободной поверхности для тех или иных параметров разрыва.

К последнему времени получены аналитические выражения полей смещений и деформаций для различных моделей разлома: для вертикального сдвигового и сбросового разрывов Чиннери [4] и Маруямой [5], для наклонного прямоугольного разрыва Мансинха и Смайли [6], для прямоугольного разрыва с подвижками по простиранию и падению Сато и Матсууро [7].

Существует другая серия работ, в которой приводились результаты анализа влияния различных параметров одиночного разрыва на смещения свободной границы полуплоскости [8] и полупространства [9]. В работе [9] представлены результаты совместного анализа лабораторных и численных экспериментов для одиночного взбросового разрыва.

Целью данной работы является анализ полей остаточных смещений и деформаций, вызываемых подвижками по двум разрывам типа strike-slip с барьерной зоной между ними (рис. 1). Данная система является наиболее вероятной моделью сейсмоактивных сдвиговых разломов с горизонтальной подвижкой по ним. А модель непосредственно самих разломов — модель Хаскелла — представляет собой прямоугольные вертикальные разрывы, находящиеся в упругом однородном изотропном полупространстве и заглубленные или выходящие на свободную по-

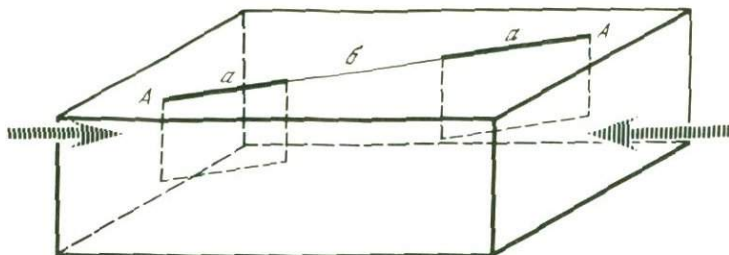


Рис. 1. Модель сейсмоактивного разлома с барьерной зоной  
 $a$  — активные участки разлома,  $b$  — барьерная зона

верхность, основными параметрами которых являются заглубленности верхней и нижней кромок разрывов  $h$  и  $H$ , ширина разрыва  $W$ , угол наклона разрыва относительно свободной поверхности  $\delta$ , величина подвижки  $D$  и угол подвижки  $\lambda$ .

Геометрия данной модели предполагает одновременное изменение сразу двух линейных размеров по глубине. А именно: если глубина верхней кромки  $h$  остается постоянной, то переменны ширина разрыва  $W$  и величина заглубленности нижней кромки  $H$ ; если постоянной остается ширина разрыва  $W$ , то меняются параметры  $h$  и  $H$ . При постоянной величине заглубленности нижней кромки разрывов  $H$  переменны  $h$  и  $W$ . Предварительные расчеты показали, что самое сильное влияние на поле деформаций оказывает изменение параметра  $h$ , а изменение величины  $W$  существенного влияния на характер поля деформаций не оказывает, изменяя только абсолютные величины. Учитывая эти обстоятельства и нужды лабораторных экспериментов по исследованию моделей с трещинами разной заглубленности [10], были проведены машинные эксперименты для последнего варианта.

Величина параметра  $h$  менялась в пределах  $\frac{1}{60}L - \frac{3}{2}L$  с шагом  $\frac{1}{6}L$ . Величина заглубленности нижней кромки разрыва  $H$  оставалась постоянной и составляла  $1\frac{2}{3}L$ , соответственно  $W$  менялось от  $\frac{4}{3}L$  до  $\frac{1}{6}L$ . Величина подвижки составляла  $0,03L$  в каждой точке разрыва и оставалась равной по величине на двух разрывах. Это допущение, по-видимому, можно считать правомерным, поскольку в [8] показано, что при фиксированном дислокационном моменте и ориентации разрыва распределение вектора скачка перемещений на разрыве практически не влияет на перемещения точек на границе полуплоскости при глубине гипоцентра, превышающей  $\frac{1}{2}L$  разрыва, или эпицентрального расстройении, большем его длины. Говоря об упрощенности данной модели, заметим, что среда в данном случае рассматривалась однородной, хотя в [11, 12] показано, что неоднородность среды (вертикальная либо горизонтальная) существенно влияет на характер поля.

Уточним, что данная модель воспроизводит лишь один период в жизни сейсмоактивного разлома, а именно: наличие подвижек по начальным разрывам — одна из стадий подготовки вспаривания барьерной зоны. А изучаемые поля остаточных смещений и деформаций, вызванные этими под-

вижками, можно рассматривать как явления, предшествующие сильному землетрясению при вспарывании барьера.

В основе расчетов лежит представление разрыва в виде совокупности точечных дислокаций. Суммарное поле деформаций (смещений) получается путем интегрирования по площади разрыва деформаций (смещений), созданных каждой дислокацией. Поле деформаций (смещений) представляет собой суперпозицию полей, вызванных подвижками по каждому разрыву. Предполагается, что поле от одного разрыва не влияет на характер формирования поля от второго разрыва.

Поля смещений строились с помощью аналитических выражений [6, 13]. Программа счета была выполнена Г.Л. Косаревым и Э.З. Ризаевым. С использованием аналитических выражений [7], были составлены алгоритмы и выполнены расчеты полей остаточных деформаций.

Остановимся на результатах моделирования остаточных смещений на свободной поверхности, вызванных подвижками по разрывам. В работе исследовались три компоненты поля: вертикальная компонента  $W$ , нормальная к свободной поверхности полупространства, горизонтальная компонента  $V$ , направленная перпендикулярно направлению простирания разрывов, и горизонтальная компонента  $U$ , совпадающая с направлением простирания разрывов. Расчеты проводились для различных случаев заглубленности разрывов, а именно:  $h = 1/6_0 L$ ;  $h = 1/3 L$ ;  $h = 1/2 L$ ;  $h = 2/3 L$ ;  $h = 5/6 L$ ;  $h = L$ ;  $h = 1/6 L$ ;  $h = 4/3 L$ .

При рассмотрении зависимости максимальной величины смещений от величины заглубленности верхней кромки разрывов отметим, что местоположение точки с максимальным значением смещения на свободной поверхности полупространства существенно не меняется. На поверхности полупространства наблюдаются как горизонтальные, так и вертикальные составляющие смещений, соизмеримые между собой при сдвиговом типе разрыва. Это подтверждает вывод, сделанный в [13], о том, что независимо от типа разрыва на поверхности полупространства наблюдаются вертикальные и горизонтальные остаточные смещения. В данном случае максимальные значения принимает горизонтальная компонента, причем, при величине заглубленности верхней кромки разрывов, равной  $1/3 L$ , величины компонент смещений становятся равными.

Были выполнены расчеты горизонтальной компоненты остаточных смещений  $U$  по профилю, параллельному направлению простирания разрывов на расстоянии  $1/3 L$  для всех случаев заглубленности разрывов. Рис. 2 является иллюстрацией полученных закономерностей и приводится для  $h = 1/6 L$ ;  $h = 1/3 L$ ;  $h = L$ .

Расчеты показывают, что вплоть до величины заглубленности верхней кромки разрывов, равной  $1/6 L$ , максимумы величин смещений наблюдаются в областях центральных частей разрывов. С увеличением глубины гипоцентра в барьерной зоне, где движение берегов запрещено, наблюдаются максимальные величины смещений. Это говорит о том, что уже при заглубленности верхней кромки  $h = 1/3 L$  формируется поле смещений, не отражающее существование системы разрывов, а качественно совпадающее с полем, сформированным при подвижке по одиночному разрыву длиной  $3 L$ . С удалением от барьерной зоны, величины смещений затухают медленнее, чем в области активных разломов.

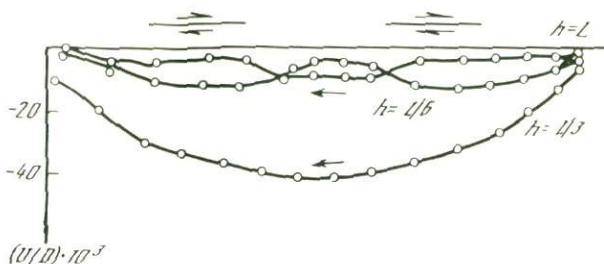


Рис. 2. Изменение составляющей смещения  $U$  вдоль разрывов в зависимости от величины заглубленности разрывов

Обратимся к результатам расчетов горизонтальной компоненты остаточных смещений  $U$ , построенных по профилю, секущему один из разрывов для двух случаев заглубленности верхней кромки разрывов  $h = 1/3 L$ ;  $h = L$ . Видно, что с увеличением заглубленности разрывов значения смещений по величине убывают. Максимумы смещений отмечаются на расстояниях от разрывов, приблизительно равных по величине их заглубленности соответственно.

Рассмотрим характер зависимости горизонтальной компоненты остаточных смещений  $V$  от местоположения точек на свободной поверхности вдоль простираения разрывов. В качестве примера выбраны два случая заглубленности верхней кромки разрыва  $h = 1/3 L$ ;  $h = L$ . С увеличением заглубленности разрывов характер поведения горизонтальной составляющей заметно меняется. Поле смещений становится более спокойным. Если при величине заглубленности верхней кромки разрывов  $h = 1/3 L$  знак горизонтальной составляющей меняется в области барьера по крайней мере трижды, то при  $h = L$  на протяжении рассматриваемого профиля составляющая смещений меняет свой знак только один раз.

В программу расчетов поля остаточных смещений входит графическое представление полученных результатов. Для каждой рассматриваемой величины заглубленности верхней кромки разрывов можно получить векторное представление суммы горизонтальных составляющих остаточных смещений; вертикальная компонента поля представляется в виде изолиний; для большей наглядности можно построить объемное изображение поля остаточных смещений свободной поверхности.

Остановимся на результатах расчетов полей остаточных деформаций в окрестности разрывов с барьерной зоной. Аналитические выражения для остаточных деформаций свободной поверхности идеально упругого однородного изотропного полупространства для одиночного разрыва были получены Сато и Матсууро [7]. На основании этих формул были составлены программы расчета остаточных деформаций точек свободной поверхности однородного полупространства, вызванных подвижками по системе разрывов.

Программы составлены на алгоритмическом языке "Фортран". В работе исследовалась составляющая поля остаточных деформаций  $E_{xx}$ , совпадающая по направлению с простираем разрывов и рассчитанная по фор-

муле [7]

$$\begin{aligned}
 E_{xx} &= \frac{\partial Ux}{\partial x} = \left( \frac{U_0}{2\pi} \right) \sin \lambda (\xi' q + J_1 \sin \delta \cos \delta) + \\
 &+ \frac{U_0}{2\pi} \cos \lambda (\xi'^2 q A \zeta' - J_2 \sin \delta) \Big|_{x-L}^{x+L}; \\
 J_1 &= \int \frac{\partial F_1}{\partial x} d\xi' = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{\xi'}{x^2 R (R+D)^2} [\eta' y^2 + R (\eta' D - q J_1')]; \\
 J_2 &= \int \frac{\partial F_1}{\partial y} d\xi' = - \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{1}{2x^2 R (R+D)^2} \{ \xi'^2 [2\xi' J_1 - q(R-D)] + \\
 &+ q(R+D)(R^2 + y^2) \}; \\
 x - \zeta &= \xi'; \quad p - \zeta = \eta'; \quad R = (\xi'^2 + \eta'^2 + q^2)^{1/2}; \quad \alpha = 1 - (V_s/V_p)^2.
 \end{aligned}$$

Исследовалась закономерность изменения характера составляющей поля остаточных деформаций  $e_{xx}$  с увеличением заглубленности верхней кромки разрывов. На рис. 3 представлены результаты для  $h = 1/6_0 L$ ;  $h = 1/6 L$ ;  $h = 1/3 L$ ;  $h = 3/4 L$ . Рассматриваемые профили располагаются параллельно простиранию разрывов и проходят на расстоянии от них, равном  $1/1_5 L$ . В рассматриваемом диапазоне величин заглубленности верхней кромки разрывов величина составляющей  $E_{xx}$  уменьшилась на порядок. При величине заглубленности разрывов, равной  $1/6_0 L$ , мы отмечаем области сжатия и растяжения, не противоречащие перемещению берегов разрывов. Уже при  $h = 1/6 L$  на концах разрывов, примыкающих к барьерной зоне, знак составляющей  $E_{xx}$  меняется на обратный, а в целом по профилю составляющая носит знакопеременный характер. Наконец, при  $h = 1/3 L$  особенности поведения составляющей  $e_{xx}$  проявляются и у противоположных концов разрывов — знаки деформаций меняются на обратные, не соответствующие движению берегов разрывов. Поле становится более спокойным.

Необходимо отметить, что подобного рода особенность была замечена в лабораторных условиях О.Г. Шаминой и при численном моделировании — Э.З. Ризаевым и Г.Л. Косаревым при исследовании особенностей горизонтальных смещений, вызванных наклонным разрывом типа взброса. Эта особенность заключалась также в противочисности направлений горизонтальных остаточных смещений свободной поверхности над разрывом и перемещении верхнего крыла разрыва. Она была названа в [9] инверсией горизонтальных смещений. Этот вопрос требует дальнейших исследований как на расчетных, так и на лабораторных моделях.

В работе исследуется изменение характера составляющей при постоянной заглубленности верхней кромки разрывов с удалением от них ( $d = 1/7 L$   $d = 1/3 L$ ), где  $d$  — расстояние рассматриваемого профиля от разрывов. При  $d = 1/7 L$  знак деформаций соответствует перемещению берегов разрывов. При  $d = 1/3 L$  знак меняется на обратный в области барьера, а значение деформаций в середине барьера практически равно нулю, т.е. конфигурация поля деформаций стремится к той, которая характерна для одной трещины длиной  $3 L$ .

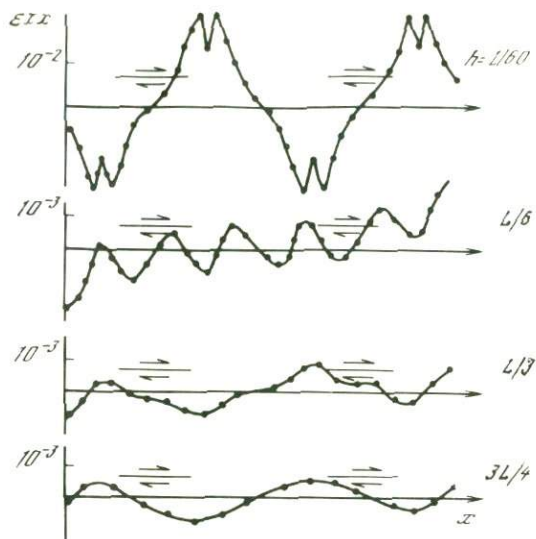


Рис. 3. Изменение составляющей остаточных деформаций  $E_{xx}$  в зависимости от заглубленности разрывов

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

Анализ поля остаточных смещений свободной поверхности полупространства показал, что при сдвиговом типе разрывов, исследуемых в лабораторных и полевых условиях, необходимо учитывать следующее:

1. При постановке лабораторных экспериментов по исследованию поля деформаций на поверхности образца, размещая тензодатчики, необходимо принимать во внимание тот факт, что с удалением от разрывов на расстояние, большее  $\frac{1}{3} L$ , деформации у кончиков трещин меняют свой знак на обратный, а в середине барьера принимают нулевые значения, т.е. поле деформаций стремится к полю деформаций, вызываемому подвижкой по единичной трещине.

2. При геодезических измерениях остаточных смещений и деформаций необходимо учитывать, что уже при величине заглубленности верхней кромки разрыва, равной  $\frac{1}{3} L$ , поля остаточных смещений и деформаций не отражают наличие системы разрывов, а именно: максимальные смещения наблюдаются в области барьера, где движение берегов запрещено. Что касается поля деформаций, то в его поведении наблюдается следующая особенность: знак деформаций у концов разрывов не соответствует направлению перемещения берегов разрывов.

3. Допуская возможность переноса полученных закономерностей изменения полей на натуру в тектонически изученном районе, следует отметить, что целесообразно разбивать геодезические профили не только вкост простирания разломов, но и параллельно им. Целесообразно проводить совместный анализ полей двух взаимно перпендикулярных горизонтальных составляющих остаточных смещений, что позволит более уверенно судить о параметрах очага.

1. Miyashiro K., Matsu'ura M. Inversion analysis of static displacement data associated with the Alaska earthquake of 1964 // J. Phys. Earth. 1978. Vol. 26. P. 333–349.
2. Slowson W.F., Savage J.C. Deformation near the junction of the creeping and locked segments of the San Andreas fault Cholame Valley, California // Bull. Seimol. Soc. Amer. 1983. Vol. 73, N 5. P. 1407–1414.
3. Berger J., Wyatt F. Measurements of strain accumulation between the San Andreas and San Jacinto Faults // Proc. Conf. Tectonic Probl. San Andreas Fault Syst. California, 1973. P. 80–86.
4. Cinnery M. The deformation of the ground around surface faults // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1961. Vol. 51, N 3. P. 355–372.
5. Maruyama T. Static elastic dislocations in an infinite medium // Bull. Earth. Res. Inst. 1964. Vol. 42. P. 289–368.
6. Mansinha L., Smylie D. The displacement fields of inclined faults // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1971. N 5. P. 1433–1440.
7. Sato R., Matsu'ura M. Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium // J. Phys. Earth. 1977. Vol. 22, N 1. P. 213–221.
8. Volynets L.N., Voevoda O.D. Fracture parameters and surface deformations // Acta geophys. pol. 1984. Vol. 32, N 3. P. 260–269.
9. Shamina O.G., Risaev E.Z., Kosarev G.L., Paylov A.A. A study of displacement and deformation fields in the vicinity of rupture by laboratory and numerical modelling // Ibid. 1986. Vol. 32, N 3. P. 219–230.
10. Shamina O.G., Fedorova T.S., Palenov A.M. et al. Seismic and strain fields in the vicinity of shear rupture // Ibid. 1986. Vol. 34, N 3. P. 233–246.
11. Matsu'ura M., Sato R. Static deformations due to the faults spreading over several layers in a multi-layered medium. Pt II // J. Phys. Earth. 1975. Vol. 23. P. 24–32.
12. Rubicki K. Static deformation of a laterally inhomogeneous half-space by a two-dimensional strike-slip fault // Ibid. 1978. Vol. 26. P. 351–366.
13. Ризаев Э.З. Определение параметров очагов землетрясений по наблюдениям остаточных смещений земной поверхности: Автореферат дис. ... канд. физ.-мат. наук. 1985. 17 с.

УДК 551.24.035 + 550.348

Д.Н. ОСОКИНА

### СМЕЩЕНИЯ ПО РАЗРЫВАМ, ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗРУШЕНИЯ МАССИВА

Формирование тектонических структур, образование зон повышенной проницаемости, размещение очагов землетрясений в значительной степени определяются напряженным состоянием массива и смещениями по разрывам. Поэтому изучение данных физических характеристик участков коры и взаимосвязей между ними представляет интерес для тектонофизики, физики очага, структурной и разведочной геологии. В работе рассматриваются три аспекта этих взаимосвязей: строение поля напряжений около разрыва, иерархические свойства поля напряжений, зависимость величины смещения берегов от характеристик внешнего поля напряжений.

Количественное исследование строения локального поля напряжений около сдвигового разрыва с трением после смещения его берегов (в статической модели очага землетрясения). Эти исследования проводились в ИФЗ АН СССР ранее с помощью моделирования [1], а затем на основе

теоретических расчетов. Рассматривалась двумерная задача теории упругости о равновесии плоскости, ослабленной разрывом длиной  $L$  и нагруженной на бесконечности однородными нагрузками. Принималось, что нормальное напряжение на разрыве — сжимающее, что на берегах разрыва отсутствуют отрывные (нормальные) смещения ( $u_y^+ = u_y^-$ ) и что (согнутые) берега взаимодействуют по закону сухого трения Кулона. Начало координат совпадает с серединой разрыва, ось  $x$  — с линией разрыва. Задаются главные напряжения на бесконечности  $\sigma_1^0$  и  $\sigma_2^0$  ( $\sigma_1^0 > \sigma_2^0$ ), коэффициент трения  $k$  и угол  $\alpha$ , который ось сжатия исходного поля составляет с разрывом. Эта задача является частным случаем задачи, рассмотренной в [2].

Решение задачи для напряжений получено В.Н. Фридманом и дается выражениями:

$$\sigma_y + \sigma_x = 2[\Phi(z) + \bar{\Phi}(z)] + 2p,$$

$$\sigma_y + i\tau_{xy} = (\bar{z} - z)\Phi'(z) + \bar{\Phi}(z) - \Phi(z) + p - \tau e^{-2i\alpha},$$

$$\Phi(z) = \frac{iT}{2} \left( 1 - \frac{z}{\sqrt{z^2 - l^2}} \right),$$

где

$$T = \tau \sin 2\alpha - kp + k\tau \cos 2\alpha = \tau_{xy}^0 - k\sigma_y^0 = \Delta\tau,$$

$$p = (\sigma_2^0 + \sigma_1^0)/2, \quad \tau = (\sigma_2^0 - \sigma_1^0)/2, \quad p^* = p/\tau.$$

На основе этого решения были рассчитаны и построены изолинии касательных и нормальных напряжений ( $\tau_{\max}$ ,  $\tau_{xy}$ ,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ) и траектории главных напряжений в окрестностях разрыва, была исследована их зависимость от ориентации разрыва (угла  $\alpha$ ), типа исходного поля напряжений (параметра нагружения  $p^*$ ), коэффициента трения  $k$  на берегах разрыва [3, 4].

Отметим некоторые из основных особенностей поля напряжений в окрестностях разрыва.

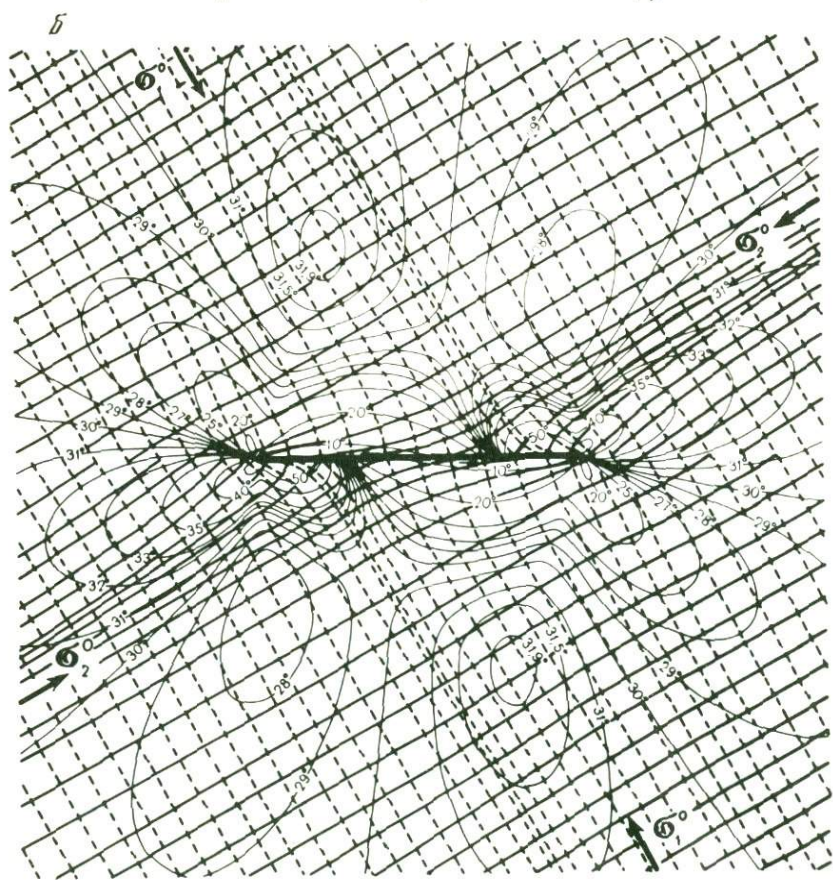
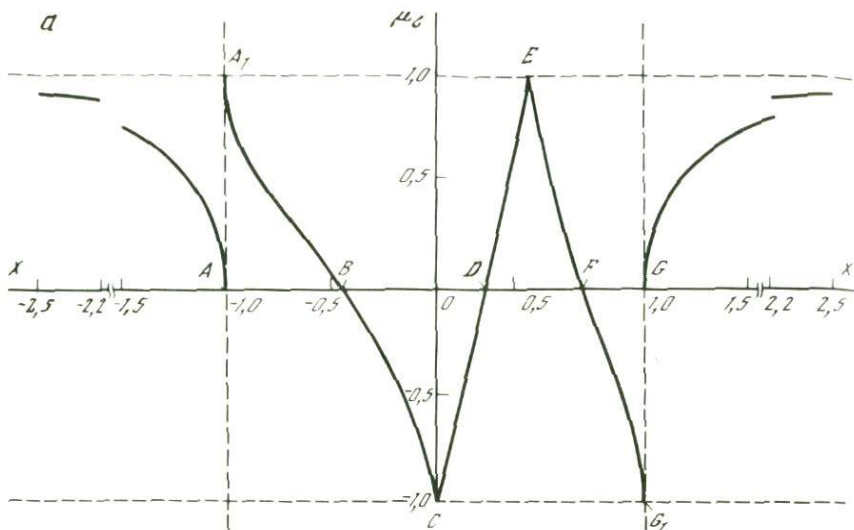
1. Поле напряжений при введении безразмерных координат и безразмерных напряжений не зависит от длины разрыва, но существенно зависит от ориентации разрыва, коэффициента трения и параметра нагружения  $p^*$ .

2. Часть поля напряжений, обусловленная наличием разрыва, связана только с одним параметром  $T$ , равным величине падения касательного напряжения на разрыве  $T = \Delta\tau = \tau_{xy}^0 - \tau_{xy}$ .

3. Величина  $\Delta\tau$  прямо пропорциональна значению относительного смещения берегов разрыва  $\Delta u_x$ , поэтому искажения исходного поля возникают только при наличии подвижки по разрыву.

4. Картины изолиний касательных и нормальных напряжений поля в окрестностях разрыва имеют ряд общих свойств. Все они имеют одинаковую морфологию при одинаковых  $\alpha$ , но различных  $T$ . Все они центрально симметричны. Размеры локального поля составляют примерно три длины разрыва (рис. 1).

5. Исследование ориентации главных напряжений около разрыва подтвердило и уточнило выводы, полученные ранее путем моделирования:



размер области заметного изменения ориентации осей около разрыва в несколько раз меньше размеров локального поля для всех других напряжений; направления осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  вблизи концов разрыва (а при малых  $k$  на всем разрыве) близки к направлениям нормали к разрыву и вектора сдвигового смещения берегов (рис. 1, б).

6. В исходном поле со сжимающими главными напряжениями вблизи концов разрыва возникают области растяжения.

7. Нормальные напряжения  $\sigma_y$  на линии разрыва не возмущаются наличием разрыва.

8. В окрестностях разрыва коэффициент Лодэ–Надаи испытывает существенные изменения. Особенно сильны эти изменения на самом разрыве. Вблизи концов разрыва в секторе растяжения  $\mu_\sigma \rightarrow -1$ , а в секторе сжатия  $\mu_\sigma \rightarrow +1$ . В приведенном примере (при  $k = 0$ ) на разрыве величина  $\mu_\sigma$  осциллирует между своими экстремальными значениями  $+1$  и  $-1$  (см. рис. 1, а).

**Иерархия полей напряжений различных рангов и способ разделения этих полей.** В последние десятилетия рядом авторов по натурным данным и на моделях при различных масштабах изучения восстанавливаются поля напряжений различных рангов или уровней [1, 5–9 и др.]. Однако в вопросах о физическом смысле полей различных рангов, способах их выделения, взаимосвязях между полями соседних рангов оставалось много неясного. Рассмотренное выше локальное поле разрыва и исходное поле представляют собой как раз поля напряжений двух соседних рангов. С этих позиций был проведен анализ результатов изучения локального поля разрыва. Он позволил ответить на ряд вопросов. Были рассмотрены следующие особенности иерархической структуры поля напряжений [10, 11].

1. Причина возникновения полей различных рангов – наличие в объеме неоднородностей резко различающихся размеров; условие обнаружения этой иерархии – использование различных масштабов осреднения.

2. Смещения по разрывам существенно различающихся размеров могут подчиняться полям напряжений различных рангов. Если в некоторой области существуют разрывы различного размера, удаленные друг от друга, то все они будут подчиняться внешнему полю напряжений. Если же где-либо мелкие разрывы окажутся в пределах локального поля крупного, то они станут подчиняться этому полю и перестанут чувствовать исходное. Крупные же разрывы всегда подчиняются исходному полю напряжений (рис. 2).

3. Способ количественного разделения полей различных рангов в окрестностях точки состоит в построении графиков зависимости средних значений каких-либо характеристик (например, инвариантов) тензора напряжений от логарифма линейного размера области, по которой проводится осреднение. Рассмотрим такие графики на примере наличия в окрестностях точки

Рис. 1. Строение поля напряжений в окрестностях разрыва с трением между берегами (исходное поле – двухосное сжатие)

а – график изменения величины  $\mu_\sigma$  на линии разрыва (на оси  $x$ ) для случая  $\alpha = 45^\circ$ ,  $k = 0$ ,  $p^* = 1$ ,  $\sigma_1^0 = 0$ ,  $\sigma_2^0 = -2$ ; б – траектории главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  для случая  $\alpha = 30^\circ$ ,  $k = 0,1$ ,  $p^* = 2$ ,  $\sigma_1^0 = -1$ ,  $\sigma_2^0 = -3$ ; 1 – оси  $\sigma_1$ , 2 – оси  $\sigma_2$ , 3 – изолинии углов  $\alpha_2$ , составляемых осями  $\sigma_2$  локального поля с осью  $x$  (с линией разрыва). Цифры – величины углов  $\alpha_2$

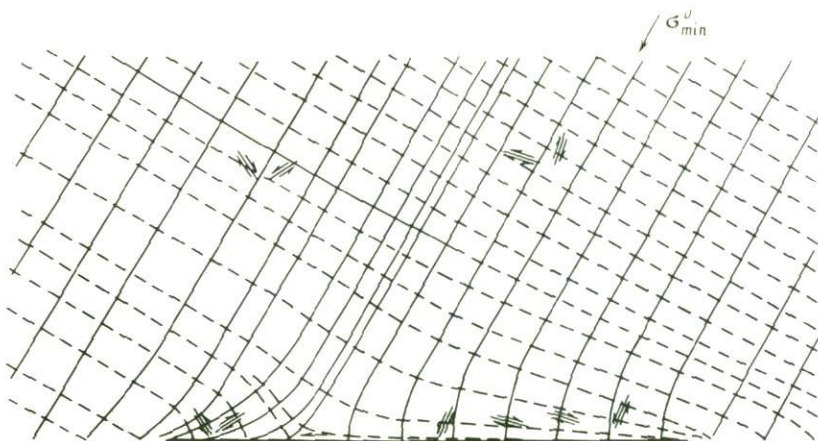


Рис. 2. Проявление полей напряжений различных рангов (смещения берегов малого разрыва вблизи крупного подчиняются локальному полю крупного разрыва, а вдали от него – исходному полю)

Траектории главных напряжений вблизи крупного разрыва для случая  $\alpha = 60^\circ$ ,  $\rho^* = 1$ ,  $k = 0$ ,  $W_0 = 0,866$ . Сплошные линии – оси  $\sigma_1$ , штриховые – оси  $\sigma_2$

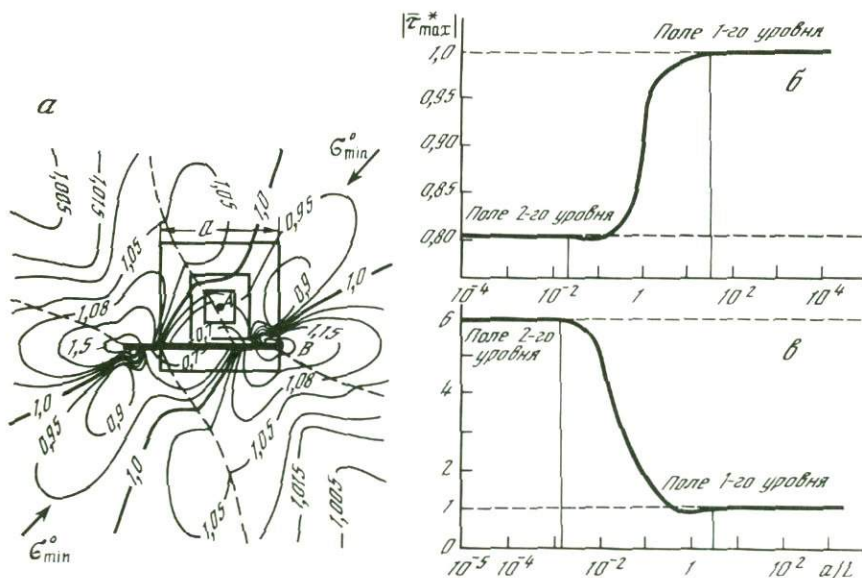


Рис. 3. Разделение полей напряжений различных рангов на примере наличия полей двух рангов – исходного и локального поля разрыва

Изолинии напряжений  $|\tau_{\max}^*|$  локального поля разрыва для случая  $\alpha = 45^\circ$ ,  $\rho^* = 1$ ,  $k = 0,2$ ,  $W_0 = 0,8$  (а) и зависимости напряжения  $|\tau_{\max}^*|$ , среднего по квадрату со стороны  $a$ , от логарифма отношения  $a/L$  для точек А ( $x=0,5$ ,  $y=0,3$ ) (б) и В ( $x=1,01$ ,  $y=0$ ) (в)

полей двух уровней: исходного поля и локального поля разрыва. Возьмем случай исходного поля одноосного сжатия  $\sigma_1^0 = 0$ ,  $\sigma_2^0 = -2$ ,  $p^* = 1$ ,  $k = 0,2$ ,  $\alpha = 0,45^\circ$ ,  $\Delta\tau/\tau = 0,8$ .

В качестве характеристики поля напряжений была выбрана величина модуля напряжений  $\tau_{\max}^*$  – наибольшего из трех главных касательных напряжений. Изолинии  $|\tau_{\max}^*|$  для данного случая показаны на рис. 3, а. Здесь же показаны точки А и В. Они были выбраны за центры областей, по которым проводилось осреднение. На плоскости  $xu$  проекции этих областей изображаются квадратами. На рис. 3, б, в приведен пример таких графиков  $|\tau_{\max}^*| = f(a/L)$ . Здесь  $a$  – длина стороны квадрата осреднения,  $L = 2l$  – длина разрыва. Верхний график отвечает точке А, нижний – точке В. Предельные значения, к которым асимптотически стремится величина  $|\tau_{\max}^*|$  при весьма больших и весьма малых значениях аргумента  $a/L$ , характеризуют значения этой величины для полей напряжений двух рангов: исходного поля и локального поля. Кривые  $|\tau_{\max}^*| = f(a/L)$  позволяют выделить характеристики и границы полей двух соседних уровней. Положение области перехода на оси  $a/L$  определяется размером неоднородности (разрыва). Если бы на аналогичном графике получилось  $n$  ступеней, то это означало бы, что число полей различного ранга в окрестности данной точки равно  $n$ . Появление на таком графике очередной ступени и является критерием перехода поля напряжений на очередной уровень.

4. Что касается взаимосвязи между величинами характеристик полей напряжений соседних рангов, то рассмотренный выше пример показывает, что значения характеристик поля более низкого ранга (исходного поля) оказываются равными среднему значению этих же характеристик поля более высокого ранга (локального поля разрыва). Это среднее получается при осреднении по объему, размеры которого существенно больше длины неоднородности (разрыва), создавшей локальное поле. В данном примере этот результат был получен для величины  $\tau_{\max}^*$ . Аналогичные зависимости выполняются для других инвариантов и компонент тензора напряжений. Все рассуждения и выводы сохраняются и в случае трехмерного поля напряжений.

5. Исходя из рассмотренных представлений следует считать, что движения по разломам и землетрясения одного региона могут принадлежать к генетически различным группам, подчиняющимся тектоническим полям напряжений различных рангов.

**Величина подвижки и снятое напряжение на разрыве, их зависимость от поля напряжений, выделение активных и неактивных разрывов.** Случай двумерного поля напряжений. Относительное смещение берегов разрыва в рассматриваемой задаче дается выражением

$$\Delta u_x = T \frac{1+k}{2G} \sqrt{l^2 - x^2}.$$

Введем безразмерное относительное смещение берегов  $W(x)$  с помощью характерной величины  $\Delta u_x^0 = \tau \frac{1+k}{2G} l$  – макси-

мального смещения берегов для разрыва данной длины при данных внешних нагрузках ( $x=0, k=0, \alpha=45^\circ$ ):  $W(x) = \Delta u_x : \Delta u_x^0$ . Получим

$$W(x) = (T/\tau) \sqrt{1 - x^2/l^2} = W_0 \sqrt{1 - x^2/l^2}.$$

Из последнего выражения следует, что безразмерное относительное смещение берегов в середине разрыва  $W_0$  равно безразмерной величине падения напряжения на разрыве  $\Delta\tau/\tau$ :

$$W_0 = \Delta\tau/\tau = f(k, p^*, \alpha) = \sin 2\alpha - k(p^* - \cos 2\alpha).$$

Условие активности разрыва можно записать в виде  $W_0 = f(k, p^*, \alpha) > 0$ . Анализируя это неравенство, можно выделить четыре области изменения параметра нагружения  $p^*$ : 1)  $p^* \geq \sqrt{1+k^2}/k$  — область неактивного поведения разрыва, смещений нет при любой ориентации разрыва; 2)  $1 \leq p^* < \sqrt{1+k^2}/k$  — область частично активного поведения разрыва,  $\sigma_y < 0$ , возможны только сдвиговые смещения; 3)  $-1 < p^* < 1$  — область частично активного поведения разрыва, возможны либо только сдвиговые (при  $\sigma_y < 0$ ), либо и сдвиговые и отрывные (при  $\sigma_y > 0$ ) смещения; 4)  $p^* \leq -1$  — область полностью активного поведения разрыва ( $\sigma_y > 0$ ), возможны и сдвиговые и отрывные смещения на разрыве при любой его ориентации [12, 13].

Рассмотрим кривые зависимости величины смещения от ориентации разрыва в области 2 [12, 13]. Эти кривые проходят через максимум, максимальное значение смещения берегов разрыва  $W_0$  достигается в середине интервала активных углов при угле  $\alpha_{\max} = \frac{1}{2} \arctg(1/k)$ . При  $k = 0$ ,  $\alpha_{\max} = 45^\circ$ . С ростом трения интервал активных углов ( $\alpha_1, \alpha_2$ ) уменьшается и смещается в сторону малых углов, угол  $\alpha_{\max}$  смещается так же. С ростом  $p^*$  длина интервала  $\alpha_2 - \alpha_1$  уменьшается. Максимальное значение  $W_0$  (при  $\alpha = \alpha_{\max}$ ) снижается с ростом как коэффициента  $k$ , так и нагрузки  $p^*$  [12, 13].

Обсудим эти результаты с точки зрения попытки приложить их к интерпретации натуральных наблюдений. По некоторым косвенным оценкам, эффективный коэффициент сухого трения  $k$  для реальных разломов меньше, чем для образцов горных пород, и составляет примерно 0,2–0,3 и ниже. В этом случае для двусосного сжатия ( $p^* \approx 2$ ) активными будут разрывы с углами  $\alpha$  примерно от 10 до 65°, а для одноосного сжатия ( $p^* = 1$ ) — разрывы с углами  $\alpha$  от 0 до 75°. Углы  $\alpha_{\max}$  при таких  $k$  составляют  $\approx 35$ –40°. Для небольших разрывов и трещин коэффициент трения, вероятно, ближе к значениям  $k$  для образцов горных пород — порядка 0,5 и выше. В этом случае при  $p^* = 2$  активными будут разрывы с углами  $\alpha$  примерно от 15 до 45°, при  $p^* = 1$  — разрывы с углами  $\alpha \approx 10$ –60°, углы  $\alpha_{\max} \leq 30^\circ$ . При значениях  $k$  порядка 2–3 углы  $\alpha_{\max}$  падают до 10–15°.

Случай трехмерного поля напряжений. Было интересно рассмотреть характер зависимости безразмерных величин падения напряжений на разрыве (или смещения его берегов) от его ориентации и других факторов для случая трехмерного поля напряжений [12] по аналогии с тем, как это было сделано выше для двумерного случая. Предполагалось, что в упругой среде с разрывом заданы: три главных напряжения на бесконечности  $\sigma_1^0, \sigma_2^0, \sigma_3^0$ , ориентация плоскости разрыва и коэффициент кулоновского трения  $k$  между его берегами. Как известно, в этом случае, как и в двумерной задаче, для сдвигового разрыва нормальное напряжение на разрыве  $\sigma_n$ , если оно сжимающее, остается равным своему значению в исходном поле:  $\sigma_n = \sigma_n^0$ .

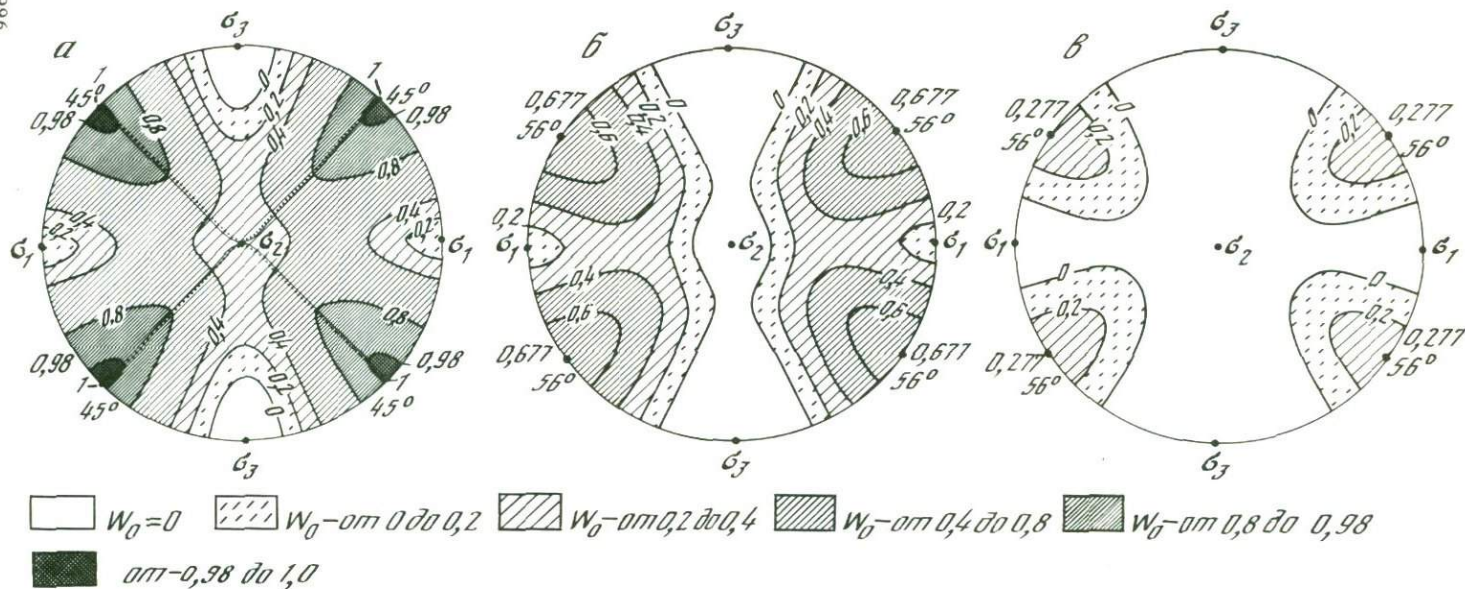


Рис. 4. Безразмерные величины смещения берегов разрыва (падения напряжений на нем)  $W_0$  в зависимости от его ориентации при различном востороннем давлении  $\sigma_m$  и одинаковых девиаторах напряжений ( $\mu_\sigma = 0$ )

Стереогаммы рассчитаны при значениях  $k = 0,4$  для следующих параметров исходного поля: а -  $\sigma_1^0 = 1, \sigma_2^0 = 0, \sigma_3^0 = -1$  (чистый сдвиг),  $\sigma_m = 0$ ; б -  $\sigma_1^0 = 0, \sigma_2^0 = -1, \sigma_3^0 = -2$  (двуосное сжатие),  $\sigma_m = -1$ ; в -  $\sigma_1^0 = -1, \sigma_2^0 = -2, \sigma_3^0 = -3$  (трехосное сжатие),  $\sigma_m = -2$ . Интервалы изменения значений  $W_0$  от 0 до 1 показаны различной штриховкой

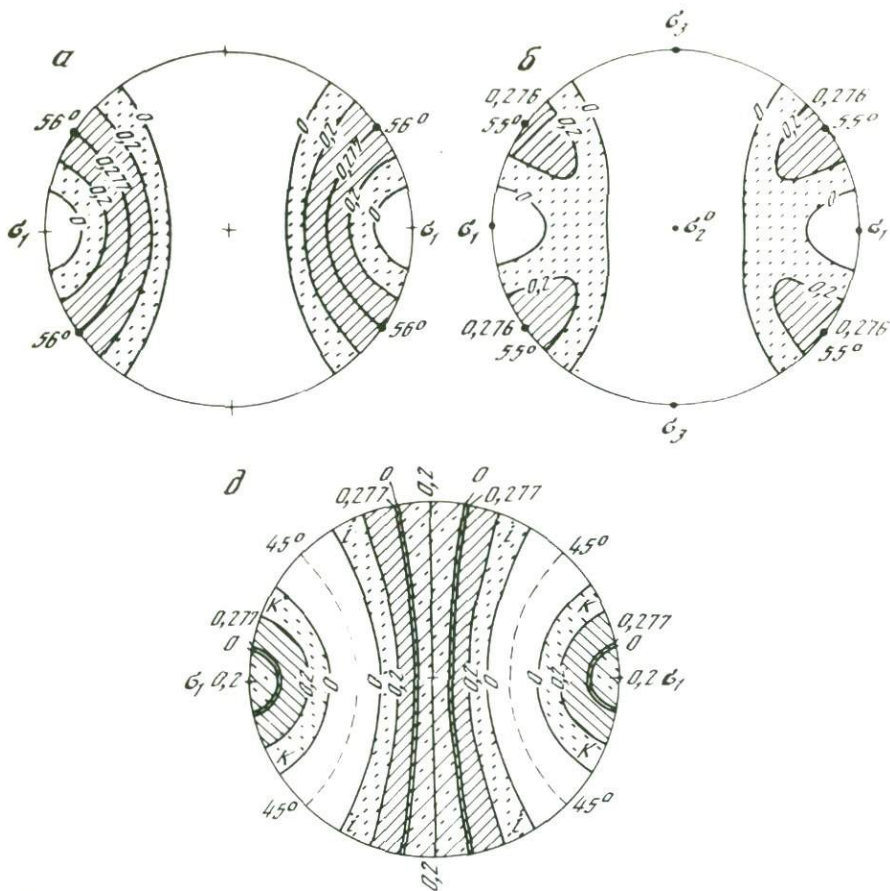
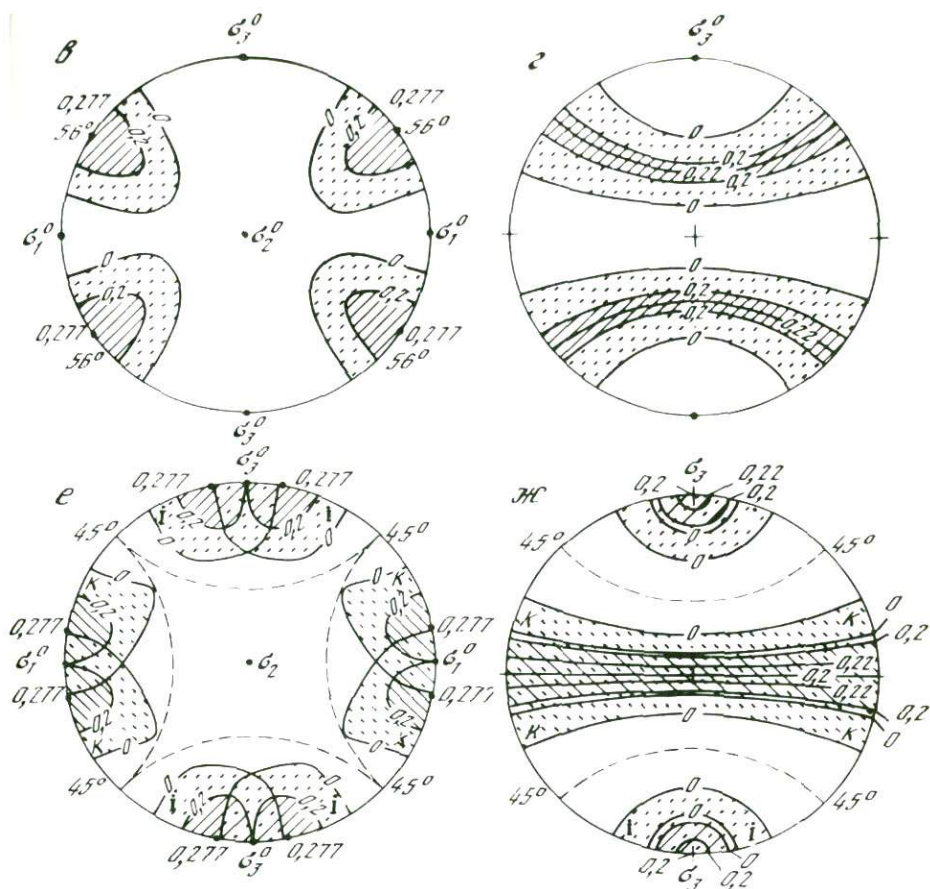


Рис. 5. Безразмерные величины смещения берегов разрыва (падения напряжений на нем)  $W_0$  в зависимости от его ориентации и от вида напряженного состояния ( $\mu_\sigma$ ) (а-г) и распределение проекций осей  $i$  и  $k$ , отвечающих плоскостям разрывов с различной величиной смещения берегов (д-ж)

Изолинии стереограмм  $d, e, ж$  отвечают разрывам, образующим изолинии стереограмм  $a, в, г$  соответственно. Стереограммы рассчитаны для следующих параметров исходного поля напряжений и разрыва:  $a, д - \mu_\sigma = -1$  ( $\sigma_1^0 = -1, \sigma_2^0 = -3, \sigma_3^0 = -3$ ),  $\sigma_m = -2,33, k = 0,4$ ;  $б - \mu_\sigma = 0$  ( $\sigma_1^0 = -1, \sigma_2^0 = -2, \sigma_3^0 = -3$ ),  $\sigma_m = -2,17, k = 0,4$ ;  $в, е - \mu_\sigma = 0$  ( $\sigma_1^0 = -1, \sigma_2^0 = -2, \sigma_3^0 = -3$ ),  $\sigma_m = -2, k = 0,4$ ;  $г, ж - \mu_\sigma = +1$  ( $\sigma_1^0 = -3, \sigma_2^0 = -3, \sigma_3^0 = -5$ ),  $\sigma_m = -3,67, k = 0,2$ . Условные обозначения те же, что на рис. 4

Использование этого условия позволяет вычислить безразмерную величину падения касательного напряжения на разрыве  $W_0 = \frac{\Delta\tau}{\tau} = \frac{\tau_n^0 - k\sigma_n^0}{\tau_{max}^0}$

через напряжения исходного поля  $\tau_n^0, \sigma_n^0, \tau_{max}^0$ . Здесь  $\tau_n^0$  и  $\sigma_n^0$  — касательное и нормальное напряжения исходного поля на плоскости, совпадающей с плоскостью разрыва,  $\tau_{max}^0$  — максимальное касательное напряжение исходного поля. Величины  $\tau_n^0, \sigma_n^0$  рассчитывались по известным формулам,



выражающим их через главные напряжения исходного поля и косинусы углов между нормалью к плоскости разрыва и осями главных напряжений ( $l, m, n$ ). Из известной в сейсмологии пропорциональности между значениями падения напряжений на разрыве и сдвигового смещения его берегов  $\Delta u_t$  следует, что величина  $W_0 = \Delta \tau / \tau_{\max}^0$  должна быть равна безразмерному смещению берегов в центре разрыва  $\Delta u_t(0, 0) / \Delta u_t^0(0, 0)$ , где  $\Delta u_t(0, 0)$  – смещение берегов в центре разрыва,  $\Delta u_t^0(0, 0)$  – максимальное смещение в центре для разрыва данных размеров при данных внешних нагрузках [12].

Зависимость величин  $W_0$  от ориентации разрыва изображалась в стереографической проекции на сетке Вульфа. Каждый разрыв изображался точкой выхода нормали на верхнюю полусферу, около точки ставились величины  $W_0$  и затем строились их изолинии. Таким образом, разделялись области ориентаций с активным и неактивным поведением разрыва. На рис. 4 показаны стереограммы с изолиниями величин  $W_0$  для трех случаев исходного поля напряжений с одинаковыми девиаторами напряжений и различным всесторонним сжатием  $\sigma_m$ . С ростом значений  $\sigma_m$  расширяется

область ориентаций разрывов, отвечающих неактивному поведению, резко падает величина смещений, тогда как форма изолиний изменяется мало. На стереограммах возникают два максимума величин  $W_0$ , центры которых лежат в плоскости  $\sigma_1^0 \sigma_3^0$ . Отвечающие этим центрам плоскости пересекаются по оси  $\sigma_2^0$  и составляют острый угол с осью  $\sigma_3^0$ .

На рис. 5 в верхнем ряду показаны четыре стереограммы, для которых исходное поле имеет различные девиаторы напряжений при близких значениях  $\sigma_m$  и  $k$ . С ростом величины  $\mu_\sigma$  резко изменяется форма изолиний  $W_0$ , тогда как размеры областей неактивного поведения разрывов и значения  $W_0^{\text{max}}$  изменяются незначительно.

Основываясь на вязкоупругой аналогии, можно отметить, что стереограммы с изолиниями  $W_0$ , которые для упругой среды описывают распределение по ориентации разрывов с различной величиной смещения берегов, для линейно-вязкой среды с высокими вязкостями (порядка  $10^{18} - 10^{21}$  Па · с) описывают распределение по ориентации разрывов с различной величиной скоростей смещения берегов  $\dot{W}_0$ , отвечающее тем же главным напряжениям исходного поля и тому же значению  $k$ .

В нижнем ряду на рис. 5 показано в изолиниях распределение осей  $i$  и  $k$ , построенных для разрывов, отвечающих изолиниям стереограмм верхнего ряда. Двум максимумам величин подвижек  $W_0$  отвечают не один, а два максимума осей  $i$  и два максимума осей  $k$ . Эти максимумы для каждой из осей частично пересекаются, так что возникают участки пересечения областей выходов осей  $i$  (или  $k$ ) для больших и малых  $W_0$ . Построение каждой точки на изолиниях осей  $i$  и  $k$  требовало построения на каждой плоскости разрыва вектора подвижки. Для этого рассчитывались направляющие косинусы этого вектора по известным значениям  $\sigma_1^0, \sigma_2^0, \sigma_3^0$  и величинам  $l, m, n$ . Затем строилась плоскость, перпендикулярная первой плоскости и подвижке по ней. Считая эти две плоскости "нодальными", определяли отвечающие им оси  $i$  и  $k$ .

Теперь попробуем рассмотреть полученные результаты с различных точек зрения.

С точки зрения геологии полученные стереограммы практически совпадают с изображением на стереографической проекции совокупностей трещин в участках массива, получавшихся многими авторами.

Как следует из рис. 4 и 5, при трехмерном поле напряжений наличие напряжений  $\sigma_2^0$  не влияет на положение плоскостей разрывов, для которых  $W_0 = W_0^{\text{max}}$ . Поэтому для трехосного сжатия углы  $\alpha_{\text{max}}$  между этими плоскостями и осью  $\sigma_3^0$  составляют, как и для двuosного сжатия, величины от 10–15 до 40–45°. Этот диапазон углов  $\alpha$  совпадает с диапазоном углов скальвания горных пород. Одновременно следует отметить, что выражение для приведенного напряжения, фигурирующего в критерии прочности О. Мора ( $\tau_{\text{пр}} = |\tau_n| + q\sigma_n \geq C_0$ ), для области нагрузок, для которых  $\sigma_n < 0$ , в точности совпадает по форме с выражением для падения напряжений на разрыве ( $|\Delta\tau| = |\tau_n| - k|\sigma_n|$ ). Оба эти факта, а также практическое совпадение интервалов изменения значений коэффициентов внутреннего трения  $q$  (0,2–3) и коэффициентов кулоновского трения  $k$  горных пород позволяют предположить, что характер разрушения горных пород и его зависимость от нормальных напряжений, отражаемые в первом приближении критерием О. Мора, объясняются тем, что разрушение массива при

различных масштабах рассмотрения обуславливается развитием и последующим объединением трещин или разрывов с максимальным смещением берегов. Таким образом, мы приходим к попытке дать простое физическое объяснение феноменологической теории прочности О. Мора.

При подходе к полученным результатам с точки зрения интерпретации современных движений и сейсмологии следует отметить три момента.

Во-первых, предлагается строить структурные рисунки, образуемые осями  $i$  и  $k$  по данным о механизмах очагов землетрясений с учетом их магнитуды для отдельных участков коры и сравнивать их с такими же теоретическими рисунками. Возможно, что в ряде случаев это поможет не только уточнить положение главных напряжений внешнего поля, но и дать оценку относительных величин этих напряжений.

Во-вторых, поскольку из решения плоской задачи следует, что величина коэффициента интенсивности напряжений пропорциональна падению напряжений на разрыве, можно ожидать, что наиболее опасными в отношении как медленного, так и быстрого развития новых разрывов и трещин будут плоскости, для которых  $W_0$  максимально, а углы  $\alpha$  близки к  $15-40^\circ$ .

И наконец, полученные результаты показывают наличие существенной зависимости смещения берегов разрыва и падения напряжений на нем от ориентации плоскости разрыва, типа исходного поля напряжений и эффективного коэффициента трения на берегах. Исходя из этого следует предполагать, что сейсмический момент и энергия землетрясения должны существенно зависеть от тех же факторов и при равных размерах разрыва в очаге могут изменяться в десятки раз. Максимальные значения сейсмического момента и энергии землетрясения должны достигаться не на плоскостях максимальных касательных напряжений, как нередко считалось ранее, а на плоскостях, на которых в данном поле напряжений достигают максимума величина подвижки и величина снятого напряжения в очаге при быстрых движениях или скорости смещения берегов разрыва при медленных.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 139–162.
2. *Костров Б.В., Фридман В.Н.* Механика хрупкого разрушения при сжимающих нагрузках // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 30–45.
3. *Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74–119.
4. *Осокина Д.Н., Фридман В.Н., Цветкова Н.Ю., Кудряшова В.В.* Количественное исследование поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной геологии. М.: МОИП, 1986. С. 59–68.
5. *Муди Дж.Д., Хилл М.Дж.* Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. С. 265–333.
6. *Гэзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
7. *Гуценко О.И.* Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 35–52.

8. Николаев П.Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 106–116.
9. Сим Л.А. Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках (на примере сочленения Мезенской синеклизы и Среднего Тимана) // Там же. 1982. № 4. С. 35–40.
10. Осокина Д.Н. Иерархическая структура тектонического поля напряжений, выделение полей различных уровней и особенности взаимосвязи между ними // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной геологии. М.: МОИП, 1986. С. 47–59.
11. Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 136–151.
12. Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Там же. С. 120–135.
13. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Взаимосвязи между смещениями по разрывам и тектоническими полями напряжений различных уровней // Современные движения земной коры. Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 97–107.

УДК 550.34 + 539.374

П.Ф. КОРОТКОВ

### **О ВОЗНИКНОВЕНИИ И РАСПРОСТРАНЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗРЫВА СОГЛАСНО МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПОСТЕПЕННОГО СДВИГОВОГО РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД**

Несмотря на многообразие, разницу во времени образования и в параметрах окружающих горных пород, в тектонических разрывах имеется и большое число общих характерных свойств. Многие из них могут наблюдаться в лабораторных экспериментах как на образцах горных пород, так и на модельных материалах. Используя механические свойства образцов, полученные в лабораторных условиях на жестких прессах, можно провести математическое моделирование природных процессов. Сопоставляя результаты такого моделирования с натурными явлениями, доступными наблюдению, можно проверить теоретические выводы и моделировать явления, происходящие в глубине земной коры.

**Модель постепенного сдвигового разрушения горных пород.** Общей особенностью всех горных пород является наличие в них большого количества трещин, пор и других неоднородностей. Проследить за развитием каждой неоднородности в отдельности нет никакой реальной возможности ни экспериментальным путем, ни путем численного моделирования из-за слишком большой информации, которую нужно хранить и обрабатывать. Обычно в этом нет и необходимости, так как наиболее важно знать суммарный эффект от наличия большого числа неоднородностей, приводящий к макроскопическому явлению. Такое явление охватывает большое число микрон неоднородностей, причем напряжения изменяются на расстояниях много больших, чем расстояния между структурными дефектами, поэтому в этом случае горные породы можно рассматривать как

сплошные среды. Основное проявление наличия структурных неоднородностей при деформировании таких тел состоит в двух главных процессах: в уменьшении сцепления, т.е. прочности, и в увеличении трещинной пористости. Из экспериментов следует, что эти два явления развиваются одновременно, но постепенно, в процессе увеличения необратимых сдвиговых деформаций. Этот вывод используется в разработанной автором модели постепенного сдвигового разрушения горных пород [1], в которой предполагается, что необратимые сдвиговые деформации являются главной причиной как уменьшения сцепления, так и возрастания трещинной пористости.

Модель состоит из нескольких основных уравнений. Для связи между девиатором скорости деформаций  $\dot{\epsilon}_{ij}$  и девиатором напряжений  $S_{ij}$  используются уравнения Прандтля–Рейсса

$$\dot{\epsilon}_{ij} = (1 / 2\mu) \overset{\circ}{S}_{ij} + \lambda S_{ij}.$$

Поверхность нагружения, учитывающая зависимость прочности среды от давления  $P$ , температуры  $T$  и параметра упрочнения  $\gamma^P$ , имеет вид

$$\tau = \Phi(\gamma^P, P, T), \quad \tau \equiv \left( \frac{1}{2} S_{ij} S_{ij} \right)^{1/2}, \quad \gamma^P \equiv \int \left( \frac{1}{2} \dot{\epsilon}_{ij}^P \dot{\epsilon}_{ij}^P \right)^{1/2} dt.$$

Величина  $\gamma^P$  вычисляется в области разрушения при не слишком высоких давлениях. Полный удельный объем среды  $V$  представляется в виде суммы объема твердого "скелета"  $V^S$ , который деформируется обратимым способом в соответствии с уравнением состояния для неразрушенной среды, и необратимой части  $V^P$ , приближенно равной по объему пустот:

$$V = V^S + V^P, \quad V^S = f(P^S, T), \quad P^S = P / (1 - V^P / V).$$

Уравнение для изменения необратимой части объема принято в виде трехчленной формулы

$$V^P / V = \Lambda(\gamma^P, P, T) \dot{\gamma}^P - \dot{P} / K_{1,2}^P - \alpha(\gamma^P, P, T) \dot{T}.$$

Здесь  $\Lambda$  – коэффициент дилатансии (разрыхления);  $K_{1,2}^P$  – модули сжатия разрушенной среды, разные при нагружении и разгрузке;  $\alpha$  – коэффициент, учитывающий изменение пористости при изменении температуры из-за необратимого затекания пор. В более ранних работах обычно использовалось одночленное выражение, в котором необратимый объем пор зависел либо только от давления (в работах по сжатию пористых тел), либо только от сдвиговых деформаций (в работах по дилатансии).

Составной частью модели постепенного разрушения является интерпретация сдвигового разрушения горных пород как процесса уменьшения сцепления среды, происходящего при необратимых сдвиговых деформациях. Так как в модели рассматривается изотропное разрушение, то оно должно измеряться скалярной величиной. За меру разрушения предложена величина  $\delta^f$  – параметр разрушения:

$$\delta^f = 1 - \Phi(\gamma^P, \theta, T) / \Phi(0, 0, T).$$

Эта величина определяется относительным изменением сцепления, т.е. сдвиговой прочностью среды при нулевом среднем напряжении. В дальнейшем параметр разрушения используется при формулировании ог-

раничительного условия разрушения, необходимого при решении задач, в которых получается локализация разрушения, и следует учитывать особенности, возникающие при распространении трещин.

**Ограничительное условие разрушения у вершины трещины.** Опытами Гриффитса было установлено и в предложенной им энергетической теории объяснено [2] наличие некоторой критической длины трещин, меньше которой при заданной нагрузке они не развиваются. В дальнейшем эта теория была усовершенствована путем введения коэффициентов интенсивности напряжений [3] и  $J$ -интегралов [4]. Так как упругопластические уравнения не содержат параметров, из которых можно составить величину с размерностью длины, то для описания явления развития малых трещин эти уравнения следует дополнить некоторым условием, имеющим постоянную соответствующей размерности.

Одним из таких является условие Мак-Клинтока [5], устанавливающее критерий перехода от упругопластического течения к разрушению. Этого скалярного условия недостаточно для общего рассмотрения разрушения, в частности, для определения направления распространения криволинейных трещин в неоднородно-напряженной среде. Кроме того, при использовании модели постепенного разрушения требуется не условие разрушения (так как там, где есть пластическое течение, разрушение есть тоже) а, наоборот, нужно условие, ограничивающее его, чтобы модель описывала и такие состояния, при которых не развиваются трещины.

Предлагаемое ограничительное условие разрушения среды для использования во всей рассматриваемой области, в том числе и около вершины трещины, имеет вид  $|\text{grad } \delta^f| \leq 1/L^f$ . Условие отражает изотропный характер постепенного разрушения и определяет его пространственную структуру при локализации. Оно может быть использовано и при рассмотрении криволинейных трещин. В соответствии с ним не только спереди, но и около боковой поверхности трещина будет окружена областью частично разрушенной среды шириной не менее  $L^f$ . Этот введенный структурный параметр является характеристикой состояния данной горной породы; он определяет минимальное расстояние от целой до полностью разрушенной среды.

Физический смысл ограничительного условия заключается в том, что из-за наличия структурных неоднородностей разрушение любой среды должно происходить на некотором интервале расстояния, не меньшем, чем размер нескольких неоднородностей. Как известно, в горных породах имеются неоднородности самых разных размеров, от десятков ангстрем в кристаллах [6] до блочных структур в сотни километров, обнаруженных при исследованиях земной коры [7]. По представлениям, развитым в работе автора [8], горные породы состоят из зерен и блоков, размеры которых проявляются при волновых явлениях в соответствии с длиной волны. Обобщая эти представления, можно сделать вывод, что при каждом явлении должен проявляться такой масштаб неоднородности, который соответствует линейному размеру основного развивающегося явления. Отсюда следует, что величина  $L^f$  может зависеть от масштаба исследуемого явления.

Опытные данные подтверждают наличие частично разрушенной породы как впереди, так и по берегам трещин [9, 10]. Если по каким-то сообра-

жениям можно считать, что разлом образовался динамическим путем, то по его ширине можно оценить величину  $L^f$ .

Для протяженных разрывов, длина которых много больше  $L^f$ , можно сделать сопоставление параметра ограничительного условия с энергетическим критерием разрушения для трещин поперечного и продольного сдвига. Для этого нужно вычислить работу разрушения по решению, полученному на основании модели постепенного сдвигового разрушения, и приравнять ее критическому значению освобождаемой упругой энергии, связанной с коэффициентами интенсивности напряжений формулой Ирвина. Отсюда, в частности, получается, что параметр  $L^f$  пропорционален квадрату критического значения коэффициента интенсивности, поэтому он является существенным параметром и не может быть равен нулю.

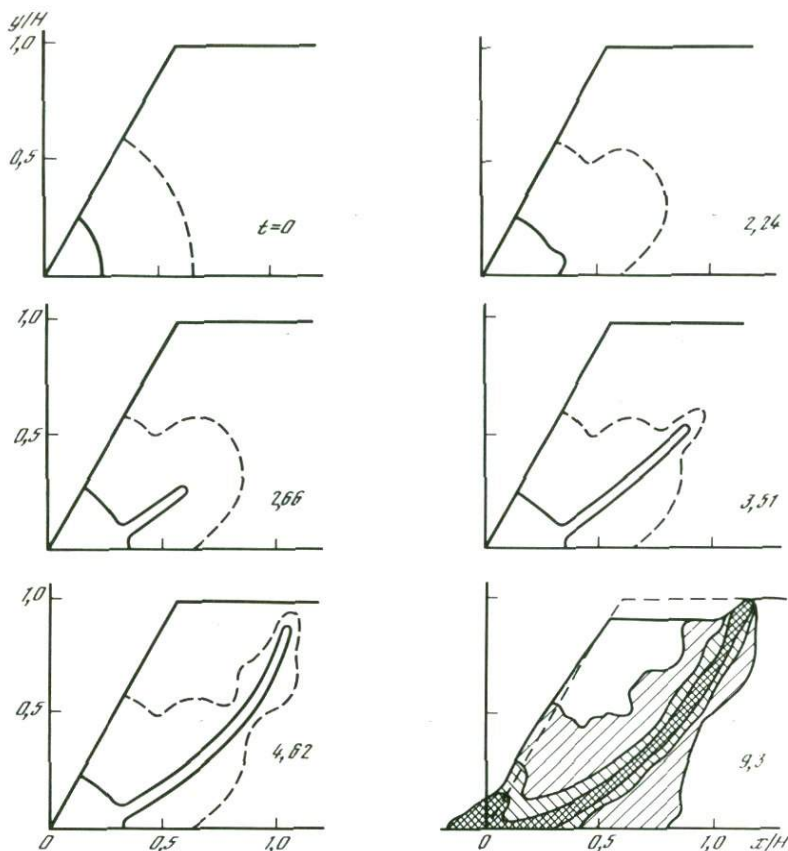
**Динамическое распространение разрыва.** Важной особенностью модели постепенного разрушения с использованием ограничительного условия является возможность расчета процессов локализации деформации и разрушения с образованием сдвиговых трещин из начального рассредоточенного объемного разрушения. Модель допускает существование и устойчивого роста трещин, когда увеличение длины происходит только при увеличении нагрузки. Естественно, что при дальнейшем нагружении может наступить и процесс неустойчивости.

Другой отличительной чертой модели является возможность рассмотрения общего случая распространения криволинейных трещин сдвига в неоднородно-напряженной среде без выделения каких-либо новых дополнительных условий, тогда как в линейной механике разрушения имеется несколько условий для определения направления распространения и разные условия приводят к разным результатам [11].

Рассмотрим количественное описание таких явлений, полученное численным интегрированием уравнений модели постепенного разрушения горных пород [12]. На рисунке показаны последовательные стадии формирования и распространения трещины поперечного сдвига при обрушении склона высоты  $H$ . В расчетах было принято следующее соотношение между начальным сцеплением среды  $k_c$ , плотностью  $\rho$  и ускорением свободного падения  $g$ :  $k_c = 0,2 \rho g H$ . На левом верхнем фрагменте рисунка показано начальное разрушение среды, которое задавалось полным в секторе радиуса  $R = 0,175 H$ , его граница обозначена сплошной линией. Далее в области до трех радиусов разрушение уменьшалось по кубическому закону, его конец отмечен пунктиром. При задании меньшего значения  $R$  и принятом значении ограничительного параметра  $L^f = 0,05 H$ , которое оставалось постоянным, обрушения склона не происходило, в расчетах наблюдался лишь местный вывал в зоне начального разрушения. Отметим аналогию этого явления с наличием области устойчивого развития трещин в упругопластических средах.

На следующих фрагментах рисунка пунктиром показано начало разрушения, а сплошной линией — граница полного разрушения для нескольких моментов времени, указанных цифрами на рисунке (в единицах  $H/C_L$ ).

Область малых неупругих деформаций (начало разрушения) сначала распространяется быстро и широким фронтом, потом скорость уменьшается. После приближения полосы больших деформаций скорость опять возрастает, а ширина области при этом уменьшается.



Развитие области разрушения и положение склона после локализации сдвиговых деформаций

Заштрихованы зоны частичного и полного разрушения, сеткой показана область локализации сдвиговых деформаций

Область больших неупругих деформаций (полное разрушение) некоторое время не развивается, затем следует распространение с относительно большой скоростью по области, где уже накопились неупругие деформации. При этом происходит их локализация и образование узкой полосы разрушения. Минимальная ее ширина определяется принятым значением параметра  $L^f$ .

По положениям фронта разрушения можно оценить скорость его распространения, она оказалась переменной и изменялась от 0,3 до 0,7 скорости продольных звуковых волн. Отметим, что распространение области разрушения происходило в неоднородно-напряженной среде, находящейся в поле тяжести.

Из расчета также следует, что в процессе увеличения области разрушения происходило перераспределение напряжений внутри склона, в частности, наиболее напряженная область перемещалась в глубину склона, и полоса

разрушений в результате этого прошла дальше от боковой поверхности, чем следовало на основании статического распределения напряжений в поле тяжести до начала разрушения.

Полученные результаты находятся в качественном согласии с опытными данными, в частности с опытами по обрушению плотины, произведенными в центрифуге [13].

Подведем итоги. Рассмотренное образование и распространение области сдвигового разрушения и ее локализация носят достаточно общий характер, поскольку опираются на механические свойства, типичные для большинства горных пород [14]. Можно предположить, что по такому механизму произошло образование части тектонических разрывов в земной коре. Пример со склоном отличается от подобных явлений определенностью необходимого для расчетов напряженного состояния среды, которое на глубине мало известно, так как прямые измерения невозможны.

В работе [15] методом отраженных волн обнаружены глубинные тектонические разрывы с углом падения от  $35^\circ$  (на глубине от 2 до 10 км) до  $20^\circ$  на глубине 13–14 км. Приведенный в работе рисунок разлома с качественной стороны подобен показанному в настоящей статье разрыву на склоне.

Быстрое распространение разрыва в земной коре сопровождается излучением упругих волн, вызывающих землетрясения. Многие из них происходят по готовым разломам, где внезапное разрушение участков, препятствовавших плавному смещению, может происходить по динамическому механизму, наблюдаемому при обрушении склона. Имеются сведения и об очагах землетрясений вне старых разломов [16], в которых динамический разрыв по относительно неразрушенной среде проходил, возможно, по подобному механизму.

Предложенная модель постепенного сдвигового разрушения горных пород допускает существование области устойчивого развития разрушения, поэтому на ее основании может исследоваться важный вопрос о выявлении предвестников землетрясений. Постепенная локализация объемного разрушения является одним из вариантов подготовки землетрясения, изучение которого представляется важным для разработки методов предсказания.

Полученное решение подтверждает некоторые представления о подготовке землетрясения, развитые с качественной стороны в модели лавинно-неустойчивого трещинообразования [17].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Коротков П.Ф.* О математической модели постепенного разрушения горных пород и превращения их в пористые сыпучие среды // ДАН СССР. 1980. Т. 253, № 6. С. 1357–1360.
2. *Griffith A.A.* The phenomenon of rupture and flow in solids // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1920. Vol. 221. P. 163–198.
3. *Irwin G.R.* Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate // J. Appl. Mech. 1957. Vol. 24. P. 361–364.
4. *Rice J.R.* A path indep. integral and the approx. anal. of strain concentr. by notches and cracks // Ibid. 1968. Vol. 35. P. 379–386.
5. *McClintock F.A.* Ductile fracture in stability in shear // Ibid. 1958. Vol. 25, N 4. P. 582.
6. *Мак-Клинтон Ф.А., Ирвин Дж.Р.* Вопросы пластичности в механике разрушения // Прикладные вопросы вязкости разрушения. М.: Мир, 1968.

7. Садовский М.А. Естественная кустоватость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–831.
8. Коротков П.Ф. О волнах в упругой среде при наличии поверхностного кулонова трения // Журн. прикл. механики и техн. физики. 1972. № 4. С. 129–132.
9. Scempton A.W. Some observation on tectonic shear zones // Proc. First Congr. Intern. Soc. Rock Mech. Lisbon, 1966. Vol. 1. P. 329–335.
10. Соболев Г.А., Кольцов А.В. Исследование процесса микротрещинообразования в образцах высокопластичной горной породы // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 99–103.
11. Морозов Е.М., Никишков Г.П. Метод конечных элементов в механике разрушения. М.: Наука, 1980. 256 с.
12. Коротков П.Ф. Образование поверхности скольжения при обрушении склона // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 818–822.
13. Roscoe L.H. Influence of strains in soil mechanics // Geotechnique. 1970. Vol. 20, N 2. P. 129–170.
14. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах. М.: Недра, 1985. 271 с.
15. Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 412–416.
16. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
17. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 6–29.

УДК 550.34.016

В.И. ПОНЯТОВСКАЯ, О.Г. ШАМИНА, А.М. ПАЛЕНОВ

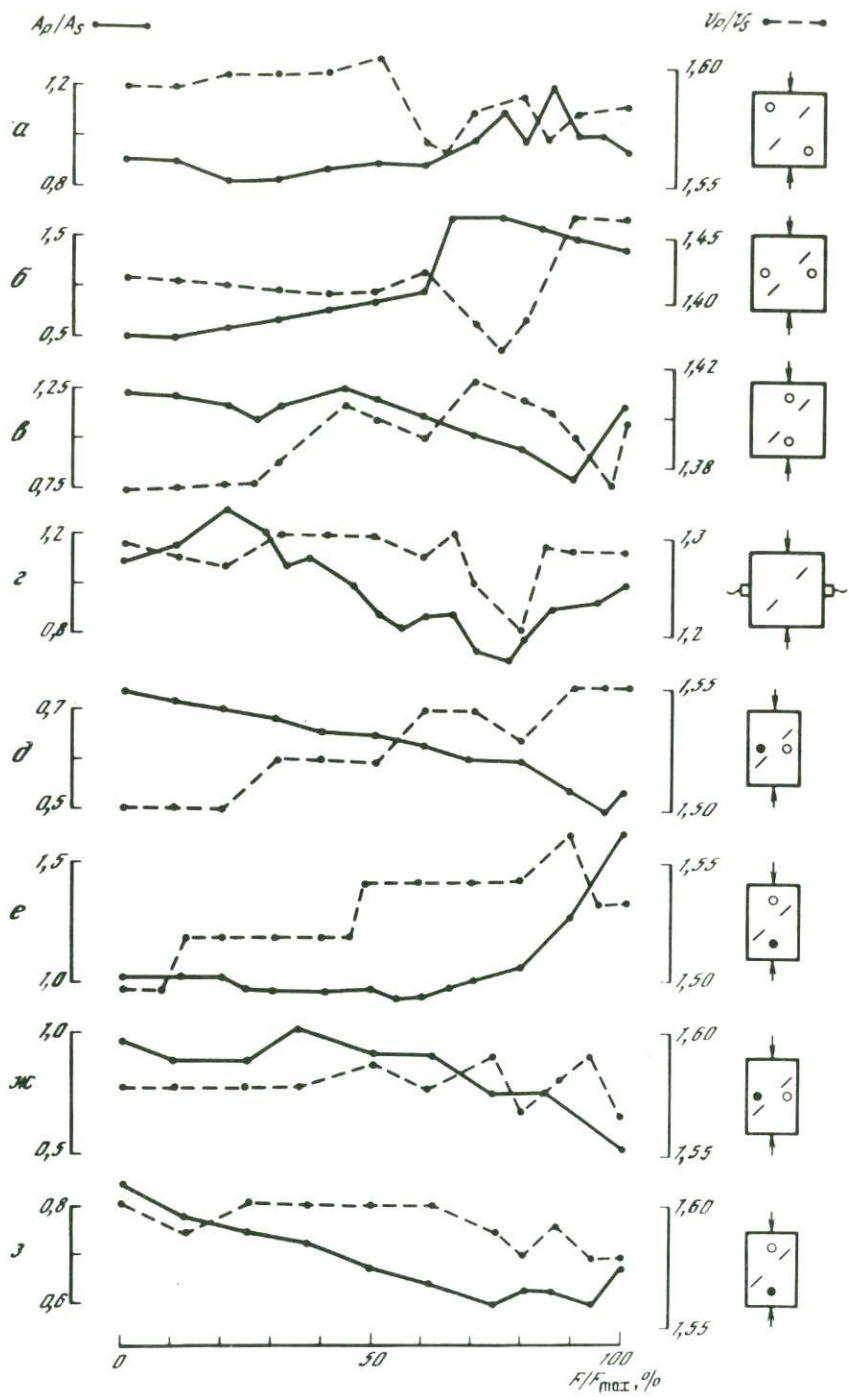
## О ВЛИЯНИИ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН НА ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ РАЗРУШЕНИЯ

В настоящее время мы располагаем обширной информацией о поведении упругих волн, распространяющихся в области подготовки сдвигового макроразрыва на разных масштабных уровнях — от разрыва в очаге сильного землетрясения до трещины в лабораторных образцах. Анализ имеющихся данных свидетельствует о многообразии характера изменения параметров упругих волн — скорости, амплитуды, периода — в процессе подготовки разрыва. Графики рис. 1 демонстрируют это заключение на примере результатов лабораторных экспериментов, проведенных нами с образцами различных материалов в условиях одноосного сжатия. Сдвиговое разрушение создавалось во всех случаях с помощью двух начальных трещин, искусственно вводимых в образец при его изготовлении. Мак-

—————>

Рис. 1. Примеры изменения отношений  $V_p/V_S$  и  $A_p/A_S$  в процессе подготовки макротрещины сдвига при одноосном нагружении образцов в лабораторных экспериментах

*a* — алебастр [1]; *б, в* — мрамор [2]; *г* — мрамор, по измерениям авторов; *д, е* — бетон, по измерениям авторов совместно с А.В. Кольцовым и В.А. Терентьевым; *ж, з* — бетон, по измерениям авторов при крупномасштабном моделировании разрушения на блоке бетона, проведенных совместно с В.А. Терентьевым



ротрещина сдвига возникала внутри образца как результат взаимодействия полей напряжений, создаваемых подвижкой по начальным трещинам при условии  $a/l \leq 1,5$  ( $l$  – длина начальной трещины,  $a$  – расстояние между ближайшими концами) [1–3].

Сопоставляя между собой графики для  $V_P/V_S(F)$  и  $A_P/A_S(F)$ , полученные в разных экспериментах, можно заметить следующее. На графике  $V_P/V_S(F)$  всегда можно выделить бухтообразный участок, выраженный более или менее отчетливо в разных экспериментах. Графики  $A_P/A_S(F)$  отличаются большим разнообразием: наблюдается бухтообразное поведение как одного, так и другого знака или вообще отсутствие отчетливых экстремумов. Таким образом, различие в поведении  $V_P/V_S$  – основном количественное, а в поведении  $A_P/A_S$  – и качественное.

Основываясь на теоретических работах [4, 5] о распространении упругих волн в трещиноватой среде, мы предположили, что наблюдаемые различия в изменениях  $V_P/V_S$  и  $A_P/A_S$  связаны с поляризацией  $S$ -волны, которая, к сожалению, для приведенных графиков неизвестна. Однако использовать известные работы для интерпретации поведения параметров волн при распространении в области подготовки макротрещины невозможно по следующей причине. В процессе подготовки макротрещины возникают трещины разного типа и разного масштаба, как меньшие длины упругих волн, так и сравнимые с нею. В теории же [4, 5] так же, как и в экспериментах [6, 7], предполагается, что длина упругих волн или много меньше, или много больше длины трещин. В связи с этим нами были поставлены специальные эксперименты, в которых изучалось распространение продольных и поляризованных поперечных волн в напряженной среде с известной трещиноватостью и размерами трещин, сравнимых с длинами упругих волн. Основное внимание уделялось выявлению зависимости от различных факторов амплитуд поляризованных поперечных волн, а также отношений амплитуд и скоростей  $P$ -волн и поляризованных  $S$ -волн.

Образцы размерами  $100 \times 100 \times 30$  мм изготавливались из алебаstra. Искусственные трещины размерами  $6 \times 30$  мм с величиной раскрытия 0,2 мм пронизывали образец по всей его толщине. В вертикальном сечении трещины были распределены хаотически в области  $30 \times 100$  мм, находящейся в средней части образца (рис. 2). Расстояние между ближайшими концами соседних трещин приблизительно равнялось длине трещины. Образцы нагружались по вертикали. Ориентация плоскостей трещин была выбрана в одной серии образцов также вертикальной, в другой – горизонтальной.

К концу эксперимента образцы доводились до нагрузки, при которой макротрещин еще не возникало, но мелкая трещиноватость между начальными трещинами уже появлялась. При горизонтальной трещиноватости наблюдалось частичное или полное смыкание берегов начальных трещин.

Ультразвуковое просвечивание трещиноватой зоны проводилось в горизонтальном направлении ультразвуковыми датчиками, изготовленными из керамики ЦТС специального среза. Они позволяли излучать и принимать  $S$ -волны с преимущественным направлением поляризации и одновременно  $P$ -волны меньшей амплитуды. Длины волн  $P$  и  $S$  в материале образца были равны соответственно 16 и 8 мм, т. е. того же порядка, что и размеры трещин.

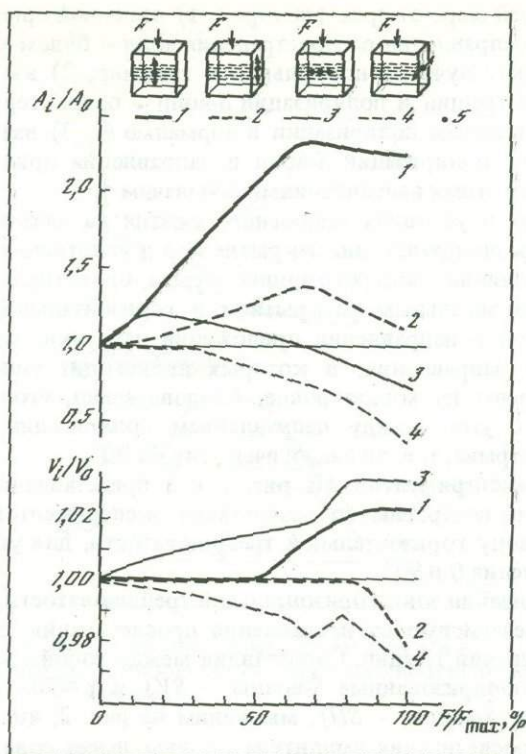


Рис. 2. Относительные изменения амплитуд  $A_i/A_0$  и скоростей  $V_i/V_0$  поперечных волн в зависимости от нагрузки  $F$  при просвечивании вдоль (1, 3) и поперек (2, 4) простирания трещин

1, 2 – вертикальная  $SV$ , 3, 4 – горизонтальная  $SH$ -поляризации  $S$ -волн; 5 – излучатель ультразвуковых волн; приемный датчик расположен напротив излучателя на параллельной грани

В зависимости от установки датчиков на образце ультразвуковое просвечивание проводилось вдоль или перпендикулярно простиранию трещин. Под "простиранием" трещин подразумевается направление, в котором трещины имеют наибольший размер. Поскольку угол падения трещин равен  $0$  или  $90^\circ$ , термин "простирание" носит условный характер.

Одновременный поворот излучателя и приемника позволял изменять направление преимущественной поляризации  $S$ -волн так, что оно могло совпадать с плоскостью трещин или составлять с ней некоторый угол. Если угол изменялся от  $0$  до  $90^\circ$ , то при этом неизбежно изменялась на  $90^\circ$  ориентация вектора поляризации относительно направления нагружения. Это обстоятельство является весьма существенным, так как в ряде случаев оно не позволяло разделить эффекты, связанные с внесенными начальными трещинами, от эффектов, обусловленных микротрещиноватостью, возникающей в образце под давлением.

В описываемых экспериментах изменения параметров  $S$ -волн как при горизонтальной, так и при вертикальной трещиноватости оказались завися-

щими по крайней мере от трех факторов: 1) взаимной ориентации плоскостей трещин и направления распространения волн — будем характеризовать ее углом  $\alpha$  между лучом и нормалью  $N$  к трещине; 2) взаимной ориентации плоскостей трещин и поляризации  $S$ -волн — охарактеризуем ее углом  $\beta$  между направлением поляризации и нормалью  $N$ ; 3) взаимной ориентации направления поляризации  $S$ -волн и направления приложения нагрузки — угол между этими направлениями обозначим  $\gamma$ .

Как известно, в условиях одноосного сжатия на начальной стадии нагружения в образце происходит закрытие пор и уплотнение материала. Одновременно возникают микротрещины отрыва, ориентированные близвертикально с максимальным раскрытием в горизонтальном направлении. Поэтому, говоря о направлении приложения нагрузки, мы, естественно, подразумеваем направления, в которых происходит уплотнение и раскрывание среды на микроуровне. Следовательно, угол  $\gamma$  можно рассматривать как угол между направлением поляризации и плоскостью микротрещин отрыва, т. е. он аналогичен углу  $\beta \pm 90^\circ$ .

**Результаты экспериментов.** На рис. 2 и 3 представлены примеры графиков, которые построены по результатам экспериментов с образцами, содержащими зону горизонтальной трещиноватости, для углов  $\beta$  и  $\gamma$ , принимающих значения 0 и  $90^\circ$ .

При просвечивании зоны горизонтальной трещиноватости угол  $\alpha$  остается равным  $90^\circ$  независимо от направления просвечивания, т. е. вдоль или поперек простирания трещин. Сопоставляя между собой графики для  $\gamma = 0$  (вертикально поляризованные  $S$ -волны —  $SV$ ) и  $\gamma = 90^\circ$  (горизонтально поляризованные  $S$ -волны —  $SH$ ), мы видим на рис. 2, что независимо от направления просвечивания амплитуда  $S$ -волны имеет совершенно различный характер изменения с нагрузкой в зависимости от направления поляризации при одинаковом поведении амплитуд  $P$ -волны. В то же время изменение с нагрузкой скорости распространения  $S$ -волны в качественном отношении не зависит от поляризации в том смысле, что изменения сводятся только к увеличению скорости как  $V_{SV}$ , так и  $V_{SH}$  при просвечивании вдоль простирания трещин и к уменьшению скорости и  $V_{SV}$  и  $V_{SH}$  при просвечивании поперек их простирания. Очевидно, это связано с различием во взаимном расположении трещин на пути волн. При используемых в опытах длинах волн в случае просвечивания вдоль простирания трещин ненарушенная среда между трещинами играет роль каналов, по которым волны распространяются от источника до приемника и не "замечают" трещин. При просвечивании поперек простирания трещин волна "осредняет" свойства вмещающей среды и неоднородностей на ее пути, в результате чего значение фазовой скорости уменьшается.

Обращает на себя внимание отсутствие каких-либо изменений скорости  $V_{SV}$  в первой половине нагружения независимо от пути распространения. Интересен также тот факт, что ход кривых  $A_{SV}$  и  $V_{SV}$  во второй половине нагружения имеет противоположные тенденции при просвечивании вдоль простирания трещин. Можно сказать, что амплитуда и скорость волны  $SV$  изменяются в этот период в противофазе.

Таким образом, что касается качественной стороны, то поведение скоростей  $S$ -волн определяется направлением просвечивания и не зависит от

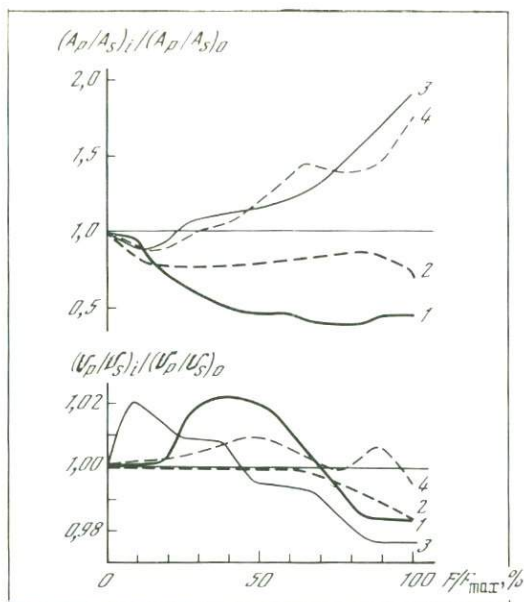


Рис. 3. Относительные изменения отношений амплитуд  $(A_p/A_S)_i / (A_p/A_S)_0$  и скоростей  $(V_p/V_S)_i / (V_p/V_S)_0$  ультразвуковых волн в зависимости от нагрузки  $F$ . Обозначения те же, что и на рис. 2

поляризации, а поведение амплитуд  $S$ -волн определяется их поляризацией и не зависит от пути распространения.

Аналогичное заключение можно сделать и по поводу отношений  $A_p/A_S$  и  $V_p/V_S$ . Соответствующие графики для волн  $SV$  и  $SH$  приведены на рис. 3.

Поскольку мы не смогли найти сколько-нибудь правдоподобного объяснения возрастанию скоростей поперечных волн при одновременном уменьшении амплитуды, ограничимся ниже анализом поведения амплитуд.

На рис.4 представлены амплитудные графики для случая горизонтальной и вертикальной трещиноватости. Видно, что качественное различие в поведении  $A_{SV}$  и  $A_{SH}$  в случае вертикальной трещиноватости подобно различию  $A_{SV}$  и  $A_{SH}$  в случае горизонтальной трещиноватости. Но наблюдается определенное количественное различие, которое по-разному проявляется в зависимости от пути просвечивания. Как указывалось выше, поведение волн в трещиноватой среде зависит по меньшей мере от трех факторов. Рассмотрим поэтому влияние каждого из них по возможности в отдельности.

В первую очередь рассмотрим влияние взаимной ориентации плоскостей трещин и направления распространения волн на примере графиков  $A_{SH}(F)$  2 и 4 (см. рис. 4), для которых углы  $\beta$  и  $\gamma$  сохраняют постоянное значение:  $\beta_2 = \beta_4 = 90^\circ$  и  $\gamma_2 = \gamma_4 = 90^\circ$ , а угол  $\alpha = 90^\circ$  (кривая 2) и  $\alpha = 0$  (кривая 4). Видно, что при  $\alpha = 0$  — распространение волн перпендикулярно трещинам — изменения амплитуды приводят к меньшим ее значения на протяжении почти всего опыта.

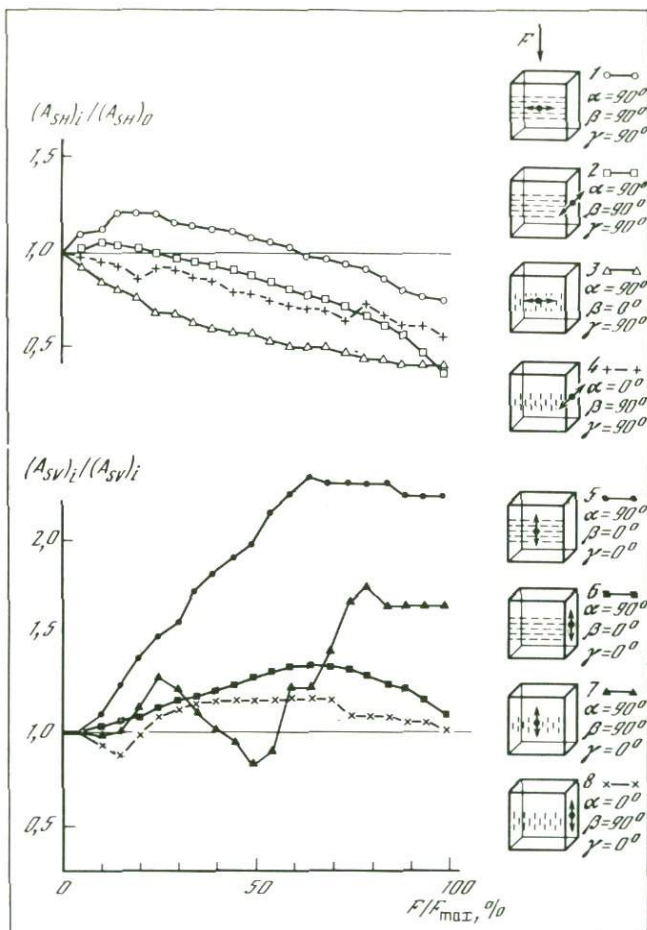


Рис. 4. Сводный график изменения с нагрузкой относительных амплитуд поперечных волн  $A_{SH}$  и  $A_{SV}$  в образцах с горизонтальной и вертикальной трещиноватостью

Влияние взаимной ориентации плоскостей трещин и поляризации  $S$ -волн можно иллюстрировать графиками  $A_{SH}(F)$  1 и 3, для которых углы  $\alpha$  и  $\gamma$  имеют следующие значения:  $\alpha_1 = \alpha_3 = 90^\circ$ ,  $\gamma_1 = \gamma_3 = 90^\circ$ , а угол  $\beta$  принимает значения  $\beta = 90^\circ$  (кривая 1) и  $\beta = 0$  (кривая 3). Совершенно очевидно, что поляризация  $S$ -волн вдоль нормали к трещинам приводит к гораздо более сильному уменьшению амплитуд по сравнению с поляризацией в плоскости трещин.

Можно рассмотреть также графики  $A_{SV}(F)$  5 и 7, для которых углы  $\alpha_5 = \alpha_7 = 90^\circ$ ,  $\gamma_5 = \gamma_7 = 0$ , а угол  $\beta$  принимает значения  $\beta = 0$  (кривая 5) и  $\beta = 90^\circ$  (кривая 7). Но по виду графика 7 можно предположить, что в образце при  $F/F_{max} \approx 30 \div 50\%$  возникло нарушение сплошности на пути волны, которое привело к временному уменьшению амплитуды  $S$ -волны. Поэтому сопоставление кривых 5 и 7 затруднительно. Тем не менее в пери-

од синхронного возрастания амплитуд  $(A_{SV})_5$  и  $(A_{SV})_7$  при  $F > 50\% F_{\max}$ , для  $\beta = 90^\circ$  (кривая 7) наблюдается относительно более сильное увеличение амплитуды  $A_{SV}$ , чем для  $\beta = 0$  (кривая 5).

Таким образом, оба рассмотренных случая свидетельствуют о том, что амплитуда распространяющихся  $S$ -волн, поляризованных вдоль плоскостей трещин, должна иметь большие значения, чем при поляризации, нормальной плоскостям трещин, как для волн  $SV$ , так и  $SH$ .

Взаимная ориентация поляризации волн и направления нагружения наиболее сильно влияет на поведение их амплитуд, приводя к уменьшению амплитуды при  $\gamma = 90^\circ$  (волна  $SH$ ) и к ее увеличению при  $\gamma = 0$  (волна  $SV$ ). Это следует из сопоставления графиков 4 и 8, для которых  $\alpha_4 = \alpha_8 = 0$ ,  $\beta_4 = \beta_8 = 90^\circ$ , а угол  $\gamma$  принимает соответственно значения  $\gamma_4 = 90^\circ$  и  $\gamma_8 = 0$ , а также графиков 3 и 5, для которых  $\alpha_3 = \alpha_5 = 90^\circ$ ,  $\beta_3 = \beta_5 = 0$ ,  $\gamma_3 = 90^\circ$  и  $\gamma_5 = 0$ . Интересно отметить, что графики 4 и 8 построены для одной и той же — вертикальной — трещиноватости, а графики 3 и 5 — для разной. В качественном отношении сопоставление кривых 4 и 8 и кривых 3 и 5 приводит к одному и тому же результату. По-видимому, такое поведение амплитуд волн  $SH$  и  $SV$  в трещиноватой зоне определяется одновременно протекающими процессами — уплотнением вмещающей среды и развитием в ней отрывных микротрещин. По отношению к этим микротрещинам угол  $\alpha$  может принимать любое значение как для волн  $SV$ , так и для волн  $SH$ ; угол  $\beta = 90^\circ$  всегда для волн  $SV$  и может изменяться от 0 до  $90^\circ$  для волн  $SH$ . Однако из сопоставления графиков 3 и 5 и графиков 4 и 8 со всей очевидностью вытекает, что количественное различие в амплитудах для случаев  $\gamma = 0$  и  $\gamma = 90^\circ$  определяется углом  $\beta$ , т. е. взаимной ориентацией поляризации поперечных волн и плоскостей трещин. При  $\beta = 0$  (кривые 3 и 5) наблюдаемое различие в амплитудах  $S$ -волн значительно больше, чем при  $\beta = 90^\circ$  (кривые 4 и 8). Интересно отметить, что, согласно [5], распространение поперечных волн, поляризованных параллельно плоскостям трещин ( $\beta = 90^\circ$ ), происходит с меньшим затуханием, чем распространение поперечных волн, поляризованных перпендикулярно плоскостям трещин.

В проведенных экспериментах не ставилась цель изучить весь процесс подготовки макротрещин сдвига. Задача была более узкая — изучить в динамике влияние трещиноватости среды на распространение поляризованных поперечных волн на той стадии, когда еще не возникали процессы лавинного трещинообразования непосредственно перед магистральным разрывом, т. е. на стадии, предшествующей выходу из бухты [8]. Результаты ультразвукового просвечивания области трещиноватости в направлении, перпендикулярном сжимающей нагрузке, позволяют сделать следующие практические выводы.

В напряженной среде, как в период микротрещинообразования, так и на последующей стадии образования мелких трещин, условия для прохождения волн  $SH$ , поляризованных в направлении, перпендикулярном приложению нагрузки, являются наименее благоприятными, чем для волн  $SV$ , поляризованных вдоль направления приложения нагрузки.

Если мелкие трещины имеют в образце преимущественную ориентацию, как, например, отрывы в концах начальных сдвиговых трещин, внесенных в образец, то просвечивание в направлении, перпендикулярном их плоскостям, приводит к более сильному затуханию как волн  $SH$ , так и

волн  $SV$  по сравнению с просвечиванием в направлении, параллельном их плоскостям.

Аналогичное влияние оказывает также поляризация поперечных волн. При одинаковой поляризации поперечных волн по отношению к направлению приложения нагрузки волны, поляризованных перпендикулярно плоскостям трещин, затухают в большей степени, чем волны, поляризованные параллельно плоскостям трещин.

Не приводя в данной работе результатов поведения параметров продольных волн, отметим, что в количественном отношении их изменения были менее значимы, чем поперечных волн. Поэтому несомненно, что характер графиков  $A_P/A_S$  и  $V_P/V_S$  в большей степени зависит от изменений параметров поперечных волн.

Несмотря на то что весь процесс формирования бухты для  $A_P/A_S$  и  $V_P/V_S$  в наших экспериментах проследить нельзя, обнаруженные закономерности поведения параметров поляризованных поперечных волн и отношений параметров волн  $P$  и  $S$  в трещиноватой среде уже позволяет более обоснованно интерпретировать особенности, отмеченные на рис. 1. Так, например, наличие во всех графиках более или менее хорошо выраженного участка уменьшения  $V_P/V_S$  естественным образом вытекает из графиков рис. 3. Разнообразие графиков  $A_P/A_S$  — увеличение этого параметра в одних случаях и уменьшение в других — также объясняется с помощью зависимостей, представленных на рис. 3.

Таким образом, результаты изучения распространения продольных и поляризованных поперечных волн в трещиноватой среде свидетельствуют о перспективности такого рода исследований для интерпретации экспериментальных данных об изменении параметров упругих волн в процессе развития трещинообразования в реальной среде.

В заключение авторы выражают благодарность В.С. Ткаченко за большую техническую помощь в подготовке и проведении экспериментов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Шамина О.Г., Стрижков С.А. Прохождение продольных и поперечных волн через область подготовки трещины // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 11. С. 46–60.
2. Шамина О.Г. Модельные исследования трещин // Прогноз землетрясений, Душанбе; М.: Дониш, 1983. № 4. С. 138–150.
3. Садовский М.А., Соболев Г.А. и др. Исследование предвестников разрушения на модели неоднородной среды // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 6. С. 1354–1357.
4. Morris R.L., Grine D.R., Arkfeld T.E. Using compressional and shear acoustic amplitudes for the location of fractures // J. Petrol. Technol. 1964. Vol. 16, N 6. P. 623–632.
5. Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media // Wave-motion. 1981. Vol. 3, N 4. P. 343–391.
6. Дзевань И.П. О распространении упругих волн в трещиноватых и кавернозных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 10. С. 31–38.
7. Nur A., Simmons G. Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74, N 27. P. 6667–6674.
8. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений М.: Наука, 1975. С. 6–29.

В.Ф. ПРИЩЕПОВ, В.К. МАРКОВ, Л.Д. ЛИВШИЦ, Б.Г. ГАВРИЛОВ

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ СРЕДЫ НА РЕЛАКСАЦИЮ СОЗДАВАЕМЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

В работе приводятся результаты измерений, выполненных в рамках комплексных исследований разрушения крупномасштабных образцов горных пород, проводившихся в период 1979–1984 гг. на Большом прессе ИФВД АН СССР коллективом сотрудников ИФЗ АН СССР совместно с ИФВД АН СССР [1, 2].

Настоящие измерения были проведены при многократном одноосном нагружении крупных образцов гранита размером  $1 \times 1 \times 1$  м, в котором на выдержке при определенном усилии производились взрывы зарядов порядка 1 г. Между нагружениями производилась полная разгрузка образца. Данные о релаксации напряжений (деформаций) приводятся как по результатам измерений деформаций на свободных поверхностях куба, так и по результатам изучения распределения усилия по площади опоры.

Делается заключение о том, что неоднородности поля напряжений (деформаций), возникающие при отколе фрагментов и взрыве в напряженном образце, снимаются только после его полной разгрузки. Это явление мы связываем со стеснением деформации. Обращается внимание на то, что неоднородность распределения нормальной нагрузки на верхней опорной поверхности передается через гранитный блок на нижнюю опору.

Устройство для измерения распределения силы по площади опоры и одновременного измерения полной приложенной силы было описано ранее [3]. Оно представляет собой многостержневую месдозу. В данной работе впервые было использовано устройство, состоящее из 16 независимых силоизмерительных элементов (месдоз).

Месдозы — изготовленные из стали закаленные цилиндры диаметром 230 мм и высотой 105 мм, на боковых поверхностях которых вдоль образующих наклеено по 4 тензорезистора, равномерно распределенных по окружности каждой месдозы. Месдозы устанавливаются на нижней опорной плите. На каждой месдозе располагается стальная квадратная пластина размером  $250 \times 250 \times 250$  мм. Эти пластины касаются друг друга боковыми гранями с возможностью независимого перемещения в вертикальном направлении. Пластины образуют составную опорную плиту, на которую устанавливается исследуемый образец. Нагрузка с каждого элемента составной опорной плиты воспринимается отдельной месдозой, в результате чего усилие измеряется независимо на каждой площадке.

Средняя сила, действующая на месдозу, определяется путем усреднения показаний всех тензодатчиков данной месдозы; полная сила на опоре определяется суммированием нагрузок на отдельные площадки.

Измерение локальных деформаций на боковых гранях гранитного куба осуществлялось с помощью тензорезисторов, наклеивавшихся в виде крестообразной розетки на расстояниях 20, 50 и 80 радиусов заряда от его цент-

ра. Целью проводимых измерений было изучение распределения деформаций в зоне заряда до и после взрыва. Для этого датчики располагались по отношению к центру заряда таким образом, чтобы обеспечить измерение продольных и поперечных деформаций на разных расстояниях от заряда по двум разрезам — в перпендикулярном и параллельном направлениях по отношению к приложенной нагрузке (горизонтальный и вертикальный разрезы соответственно).

Усилие создавалось перемещением нижнего поршня. Между образцом и верхней опорой пресса располагалась стальная опорная плита размером  $1000 \times 1000 \times 92$  мм, в центре которой имелась обращенная к опоре прессы выточка диаметром 800 мм и глубиной 2 мм. Выточка вызывала некоторую неравномерность в распределении нагрузки на верхней грани образца.

Весьма примечательно, что неравномерность распределения усилия на верхней грани передавалась через образец на нижнюю опорную плиту и была зарегистрирована силоизмерительным устройством как перегрузка угловых и недогрузка центральных площадок в среднем на 30–40% (рис. 1). Таким образом, метровая толща гранитного образца не сглаживает полностью неоднородности распределения усилия на его верхней грани и эти неоднородности проявляются на нижней грани образца.

В эксперименте с гранитным кубом  $1 \times 1 \times 1$  м было проведено 9 нагружений до усилий 6000–11000 т, что составляет 40–70% от разрушающей нагрузки. Сопоставление данных по всем нагружениям позволяет выделить две характерные черты поведения образца; 1) неоднородность распределения усилий по площади опоры воспроизводимо наблюдается во всех нагружениях; 2) с увеличением приложенной нагрузки неоднородности распределения усилия по площади опоры уменьшаются.

Отклонения усилий на площадке от среднего по всей опорной поверхности достигает 40% при нагрузке 2000 т. При увеличении нагрузки до 10 000 т эти отклонения снижаются до 10–20%, причем воспроизводимость распределения усилия по площади от нагружения к нагружению составляет 5–10%.

Та же закономерность наблюдается и на площадках, лежащих под отколовшими фрагментами. Тенденция к выравниванию распределения усилия по площади опоры при повышении полной нагрузки прослеживается и на этих площадках. Кривые нагрузки на все площадки при повышении и снижении приложенного усилия совпадают. Характерно, что совпадают также соответствующие кривые для площадок, расположенных под местами откола фрагментов; несмотря на откол фрагментов в процессе эксперимента, кривые подъема и снятия нагрузки совпадают.

Перераспределение усилия по площади опоры в связи с отколом фрагментов наглядно иллюстрируют рис. 1, *а–г*. На этих рисунках распределение усилия в разные моменты опытов показано в форме поверхностей, аппликаты точек которых над центрами площадок составной опорной плиты равны величинам нагрузки на данные площадки, выраженным в процентах от среднего значения.

Рис. 1, *а, б* относятся ко второму нагружению, в котором произошел откол фрагмента от верхнего угла грани куба (см. рис. 1, *б*). На рис. 1, *а* показано распределение усилия до откола, а на рис. 1, *б* — после откола фраг-

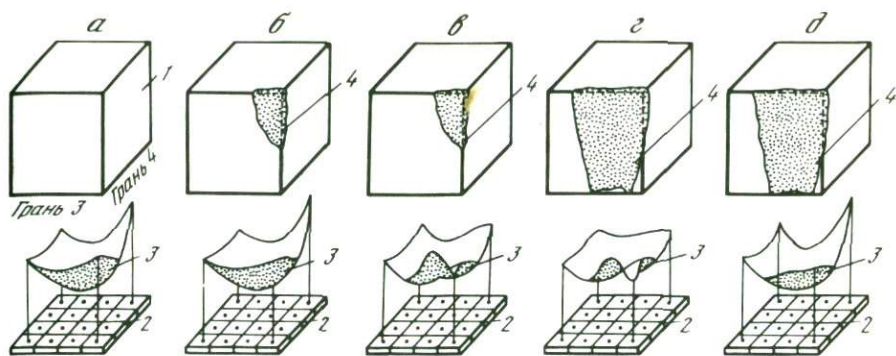


Рис. 1. Изменение распределения нагрузки по площади опоры в связи с отколом фрагментов

1 — образец, 2 — составная опорная плита, 3 — поверхность распределения нагрузки в процентах от среднего значения, 4 — место откола фрагмента образца; *а* — второе нагружение, усилие 7000 т, до откола первого фрагмента; *б* — второе нагружение, усилие 8000 т, после откола первого фрагмента, *в* — четвертое нагружение, усилие 6000 т, до откола второго фрагмента; *г* — четвертое нагружение, усилие 8500 т, после откола второго фрагмента; *д* — восьмое нагружение, усилие 5500 т

мента. Причиной откола послужила перегрузка угловых площадок (и в частности площадки № 13, расположенной под местом откола). Сравнение поверхностей распределения нагрузки показывает, что, несмотря на откол фрагмента, распределение усилия по плоскости опоры в данном нагружении сохраняется.

После разгрузки образца и при последующем нагружении отсутствие фрагмента проявляется в перераспределении усилия: нагрузка на площадке № 13 снизилась, а на соседней площадке № 14 резко возросла (рис. 1, *в*). Это привело к отколу второго фрагмента от грани куба (рис. 1, *г*), причем после откола фрагмента распределение нагрузки на этом нагружении существенно не изменяется (рис. 1, *в*, *г*). Изменение распределения нагрузки в связи с отколом второго фрагмента, как и в предыдущем случае, проявляется только после полной разгрузки образца при его последующих нагружениях (рис. 1, *г*, *д*). Установившееся распределение нагрузки близко к первоначальному.

Анализ данных по распределению нагрузки по плоскости опоры позволяет заключить следующее:

неоднородность распределения нагрузки по верхней грани куба передается через метровую толщу гранитного образца на нижнюю опорную поверхность;

при повышении приложенного усилия неоднородность распределения нагрузки на нижней опорной поверхности уменьшается;

в образце, находящемся под нагрузкой, откол фрагментов не приводит к изменению распределения нормальных напряжений на нижней опорной поверхности, зафиксированному до откола;

релаксация неоднородностей поля напряжений, вызванных отколами, обнаруживалась только при последующих нагружениях.

Аналогичные данные о замедлении релаксации напряжений в условиях стесненной деформации были получены и при создании неоднородностей

поля деформаций с помощью накладных и контактных взрывов, производившихся Н.С. Кузнецовым и В.И. Куликовым. Измерение деформаций на свободных гранях куба показало, что при взрыве заряда поле деформаций в его окрестности изменяется. Вертикальные датчики, параллельные вектору приложенной нагрузки и расположенные на расстоянии 10–20 радиусов заряда от его центра, регистрируют скачкообразное уменьшение деформации сжатия, которое составляет около 2,5% и одинаково для датчиков горизонтального и вертикального разрезов, несмотря на их различное расположение относительно воронки, образовавшейся после взрыва.

Для поперечных деформаций картина иная: если декремент деформации на датчиках горизонтального разреза составляет приблизительно 50% (рис. 2), то на датчиках вертикального разреза изменение поперечных деформаций имеет другой знак и достигает примерно +100% т.е. при взрыве в напоявленной среде изменение напряжений, направленных перпендикулярно осевой нагрузке, зависит от азимута.

Измерения, проведенные с помощью датчиков, расположенных на разных расстояниях от заряда, показали, что зона неоднородности поля деформаций, возникающая при взрыве, составляет приблизительно 30 радиусов заряда.

Приведенные на рис. 2. показания одного из горизонтальных датчиков (д.№ 212) в зависимости от приложенного усилия позволяют проиллюстрировать полученные данные о природе наблюдавшейся зоны неоднородности поля деформаций. В силу особого положения этого датчика (см. схему на рис. 2) на средней вертикали и на одной горизонтали с зарядами № 1 и 2 на одинаковых расстояниях от них на этом датчике было зарегистрировано изменение поперечной деформации при двух взрывах при близких усилиях 8000 т для взрыва № 1 и 8500 т для взрыва № 2. В третьем нагружении после взрыва № 1 деформация, измеряемая датчиком, уменьшается примерно на 50% (см. рис. 2), после чего при снижении приложенного усилия деформация в зависимости от нагрузки изменяется по кривой, проходящей ниже кривой нагружения. Это поведение характерно для всех горизонтальных датчиков, на которых в момент взрыва заряда деформация уменьшилась. Для тех горизонтальных датчиков, на которых зарегистрировано увеличение деформации после взрыва, кривая деформаций при снижении приложенного усилия проходит выше кривой нагружения. Общей чертой для всех датчиков, зарегистрировавших скачкообразное изменение деформации при взрыве, является то, что кривые разгрузки не совпадают с кривыми нагружения (например, см. рис. 2).

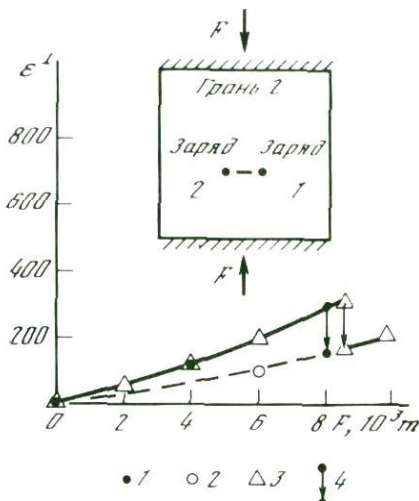
Данные по очередному, четвертому нагружению показывают следующее: зависимость локальной деформации в зоне датчика от приложенного усилия совпадает с соответствующей кривой по предыдущему опыту, т.е. неоднородности напряжений, возникающие при взрыве № 1, полностью релаксировали;

уменьшение деформации после взрыва № 2 при усилении 8500 т составило 50%, как и при взрыве № 1;

при повышении нагрузки после взрыва № 2 кривая зависимости деформации от приложенного усилия является продолжением кривой при снятии нагрузки в предыдущем опыте (третьем). Это наблюдение говорит о том, что в четвертом опыте при взрыве № 2 снова возникла неоднородность поля

**Рис. 2.** Зависимость поперечных деформаций в зоне заряда до и после взрыва от приложенной нагрузки (по данным датчика № 212)

1 — третье нагружение, подъем нагрузки; 2 — третье нагружение, снижение нагрузки; 3 — четвертое нагружение, подъем нагрузки; 4 — изменение деформации при взрыве



деформаций, которая сохраняется в образце при его дальнейшем нагружении, так же как в третьем опыте сохранялась при снятии нагрузки неоднородность от взрыва № 1.

Это позволяет сделать вывод, что релаксация неоднородности поля деформаций, возникающей при взрыве, происходит полностью лишь после снятия приложенной нагрузки. Такой вывод подтверждается данными по акустической эмиссии (АЭ). Увеличение активности импульсов АЭ наблюдается: при повышении уровня предыдущего нагружения, после динамического воздействия (взрыва) и на последней стадии разгрузки образца.

При монотонно возрастающей нагрузке превышение уровня предыдущего нагружения приводит к возрастанию активности АЭ в 4–10 раз; амплитуда импульсов может увеличиваться на порядок. Взрывы производились при выдержке на постоянном усилии после того, как активность АЭ снижалась до фонового уровня. Они сопровождались вспышками АЭ — резким ростом амплитуд и скорости счета акустических импульсов. При этом характер излучения близок к АЭ, наблюдаемой при остановке нагружения на максимальном усилии [4]. Однако период релаксации при взрыве короче, чем при остановке нагружения, и составляет от единиц до десятков секунд. В процессе разгрузки образца при величинах усилия, близких к нулю, также наблюдается значительный рост активности и амплитуд акустической эмиссии. Последнее, вероятно, связано с развитием источников, возникающих при уменьшении стеснения деформации. Это подтверждает выводы, сделанные на основе изучения полей нормальных напряжений на плоскости опоры и деформации на боковой грани образца.

Таким образом, исследования полей напряжений и акустической эмиссии показали, что при одноосном нагружении образца при большом опорном трении, неоднородности поля напряжения, возникающие после откола фрагментов или взрыва, в условиях стесненной деформации полностью не релаксируют.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Семерчан А.А. и др. Исследование крупномасштабного разрушения на большом прессе Института физики высоких давлений АН СССР // ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 2. С. 326–329.
2. Корявов В.П., Кузнецов В.М., Куликов В.И., Лившиц Л.Д. О влиянии предварительного напряженного состояния среды на разрушающее действие взрыва // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 1981. № 3. С. 80–87.
3. Гончаров А.И., Кузнецов В.М., Лившиц Л.Д., Семерчан А.А. Перераспределение нагрузки на опорной поверхности образца при крупномасштабных испытаниях на осевое сжатие // Физика Земли. 1983. № 5. С. 109–112.
4. Брагинский А.П., Гаврилов Б.Г., Иванов Б.Г. и др. Акустико-эмиссионная информация о разрушении гранита при одноосном сжатии // Техника натурального геомеханического эксперимента. Новосибирск, 1985. С. 9–19.

УДК 550.34:622.831

В.А. МАНСУРОВ, К.Т. ТИЛЕГЕНОВ

### ОСОБЕННОСТИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПРИ ХРУПКОМ РАЗРУШЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Для решения практической задачи прогнозирования землетрясений и горных ударов в рудниках необходимы согласованные исследования процессов деформирования, разрушения, выделения упругой энергии в лабораторных и естественных условиях, разработка технических средств исследований и физико-механической модели очага разрушения и его развитие. Поскольку горные породы имеют весьма широкий спектр механических свойств, это естественным образом проявляется на характере их разрушения. Определенный прогресс в изучении характера разрушения получен при исследовании деформирования и разрушения горных пород в запредельном состоянии [1], чему способствовало развитие испытаний на жестких испытательных машинах.

В настоящей работе предпринята попытка выявить различия в характере разрушения по закономерностям акустической эмиссии при деформировании и разрушении образцов горных пород. Целесообразность такого подхода вполне очевидна, поскольку акустическая эмиссия является непосредственным отражением процесса разрушения на различных его масштабных уровнях.

В качестве объектов исследований были выбраны блоки гранитов двух разновидностей: серого и розового цветов.

**Гранит серый** – катаклазированный, роговообманковый. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (50–60%), кварц (20–30%) и роговая обманка (8–10%); структура породы гипидиоморфнозернистая, гранитовая; текстура массивная. Некоторые зерна кварца и полевых шпатов, разрушаясь, теряют связь между отдельными зернами и рассыпаются в дресву. Дробленный материал является как бы цементом и связывает не тронутые катаклазом обломочные зерна. Полевые шпаты пелитизированы и серитизированы, роговая обманка сильно хлоритизирована. Отмечаются открытые трещины, рассекающие породу в различных направлениях; шири-

на трещин 12–18 мкм, форма трещин прямолинейная; число открытых трещин  $40 \text{ л/м}^2$ ; пористость по шлифу 1,5–2%. Поры вторичные, выщелачивания располагаются по ходу открытых трещин и внутри зерен полевого шпата; размер пор 0,2–0,35 мм, форма угловатая и удлинённая.

**Гранит розовый** (Картавалга). Структура среднекрупнокристаллическая, по форме минералов – гинидиоморфнозернистая; текстура массивная. Минеральный состав: кварц (30%), калиевый полевой шпат (25%) и плагиоклаз кислого состава типа альбит (30%). В подчинённом количестве в породе присутствуют темноцветные минералы – биотит (2–3%) и роговая обманка (до 5%). Акцессорные минералы представлены пертитом, магнетитом и ильменитом, которые составляют 1–2%. Вторичные изменения: зерна кварца слегка трещиноваты, полевые шпаты сильно пелитизированы, представлены ортоклазом и микроклином. Пористость – 1,5–2%; поры в основном вторичные, выщелачивания, располагающиеся внутри зерен роговой обманки и биотита. Размер пор 0,2–0,5 мм; форма неправильная, округлая, лапчатая.

Представленные граниты отличаются между собой по минеральному составу и соответственно по склонности к хрупкому разрушению. Из них были изготовлены образцы цилиндрической формы с отношением длины образующей  $h$  к диаметру  $d$ , равным  $h/d = 2$ , при  $d = 30$  мм.

Образцы испытуемых горных пород нагружали одноосным сжатием на одном и том же прессе ПР-500, изменение жесткости которого на порядок до  $2,5 \cdot 10^9$  Н/м осуществлялось за счет нагружения параллельно с образцом трех стальных колонн. Деформации и напряжение, прикладываемое к образцу, регистрировались на одной и той же аппаратуре, используя метод тензометрии [2]. Нагружение осуществлялось в обоих случаях со скоростью деформации, равной  $\dot{\epsilon} \approx 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ . Для каждой породы и типа нагружения были испытаны по шесть образцов. Для регистрации акустической эмиссии использовалась система, детально описанная в [3]. При образовании в нагруженном образце микротрещин генерировались упругие волны, которые регистрировались демпфированным пьезоприемником, а электрические сигналы усиливались затем предусилителем с  $K_{yc} = 20$  и широкополосным усилителем с  $K_{yc} = 100$ , затем они поступали на блок обработки сигналов (БОС), формирующий стандартные импульсы амплитуды и длительности огибающей поступившего сигнала.

Из-за естественного наложения продольных и поперечных составляющих и отражения волн сигнал, как правило, является достаточно сложным. Регистрация каждого сигнала происходила в реальном масштабе времени с точностью 0,01 с. Разрешающая способность блока аналоговой обработки сигнала составляла 300 мкс. Если интервал между сигналами был меньше 300 мкс или несколько сигналов накладывались друг на друга, то они регистрировались как один сигнал с общей огибающей, амплитуда которой совпадала с амплитудой наиболее мощного в этой группе сигнала. Длительность сигнала была равна длительности общей огибающей и примерно совпадала с продолжительностью такого коллективного разрушения. Для анализа использовались амплитуда огибающей сигнала и длительность сигнала или дуга, которые поступали с БОСа на входные устройства анализатора импульсов АИ-4096 ЗМВ 100 и отцифрованными передавались для обработки в ЭВМ.

## Средние значения механических характеристик образцов испытываемых горных пород

Название породы	$\sigma_{сж}$ , МПа	$E \cdot 10^4$ , МПа	$\mu$	$\epsilon_{пр}$ , $10^{-4}$ мм
На мягкой установке				
Гранит красный	152	2,70	0,15	60,3
Гранит серый	216	3,80	0,18	73,0
На жесткой установке				
Гранит красный	130	2,70	0,22	62,5
Гранит серый	175	3,20	0,09	68,8

Результаты проведенных испытаний представлены в таблице, из которой следует, что предел прочности на сжатие  $\sigma_{сж}$ , модуль упругости  $E$  и продольная деформация  $\epsilon_{пр}$  изменяются закономерным образом ( $M$  – коэффициент Пуассона).

Эти результаты позволяют сделать заключение о влиянии жесткости нагружающей машины на механические характеристики горных пород, что, по-видимому, отражает различия в процессе разрушения. Проанализируем его изменение по акустической эмиссии. Для краткости приведены результаты, полученные на образцах красного гранита, так как у серого гранита они качественно подобны. Из графиков накопления акустических сигналов (рис. 1) следует, что мягкому нагружению соответствует более интенсивное развитие процесса как на первых стадиях нагружения, так и непосредственно перед разрушением. При жестком режиме нагружения накопление акустических сигналов менее интенсивно и нечувствительно к переходу за предел прочности, и лишь в заключительной фазе, перед разделением образца на части, происходит значительный рост.

Если рассматривать такую характеристику интенсивности процесса разрушения как время набора  $T_n$  определенного числа акустических сигналов (в нашем случае 512), то можно заключить, что в мягком режиме оно меньше, чем в жестком, и такое соотношение остается постоянным вплоть до разрушения (рис. 2). Результаты, представленные на рис. 1, 2, позволяют предположить, что при жестком нагружении процесс разрушения протекает более дисперсно, в то время как при мягком нагружении резкое изменение накопления свидетельствует о переходе к стадии ускоренного развития и слияния трещин (возникновению очага). Это подтверждается зависимостями, приведенными на рис. 3 и представляющими изменение отношения кооперативных событий к одиночным за время эксперимента.

Акустические сигналы, соответствующие случаю наложения нескольких сигналов, будем называть кооперативными, поскольку они обусловлены коррелированным излучением с малыми интервалами между сигналами и происходят при возникновении ансамблей [2]. Поведение трещин в ансамблях отличается от поведения изолированных дефектов и связано с протеканием кооперативных процессов. Естественно ожидать качественных различий в излучении акустической эмиссии при образовании одиночного дефекта и кооперативного взаимодействия трещин в ансамбле. Поскольку возникновение ансамблей связано с формированием очага разрушения, то,

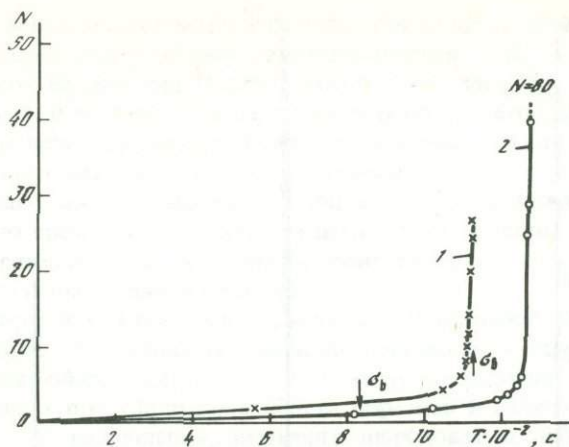


Рис. 1. Зависимости накопления акустических сигналов  $N$  от времени нагружения  $T$  образца серого гранита

1, 2 — соответственно эксперименты на мягкой и жесткой установках;  $\sigma_B$  — момент перехода через предел прочности

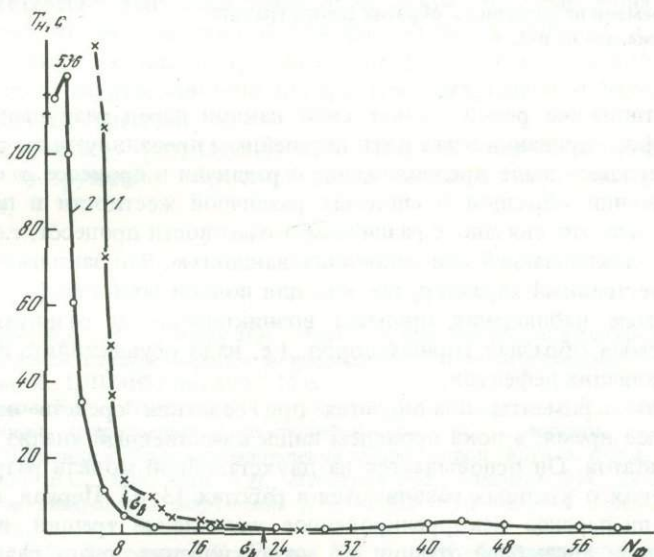


Рис. 2. Зависимости времени набора  $T_H$  акустических сигналов от числа файлов  $N_\Phi$  при нагружении образца серого гранита

1, 2 — то же, что на рис. 1

на наш взгляд, упомянутое отношение может служить степенью локализации процесса разрушения.

Таким образом, при жестком нагружении это отношение почти постоянное как перед пределом прочности, так и в запредельной области и лишь сильно меняется перед разделением образца на части. При мягком нагруже-

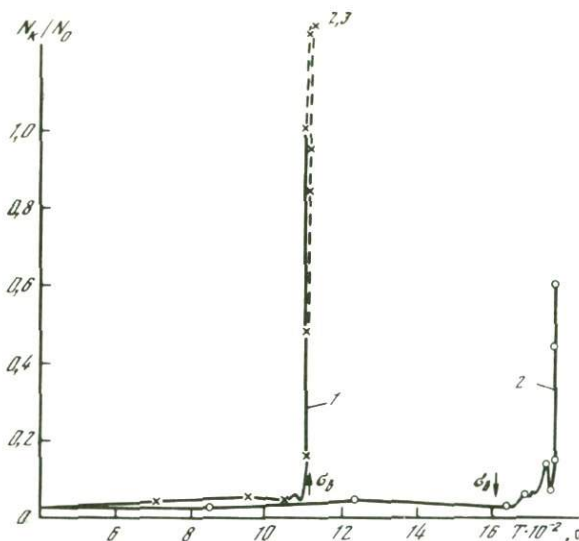


Рис. 3. Зависимости изменения отношения кооперативных сигналов к одиночным  $N_k/N_0$  от времени нагружения  $T$  образца серого гранита

1, 2 — то же, что на рис. 1

нии это отношение резко меняет свой наклон перед разрушением, что говорит о формировании очага и его дальнейшем превалирующем развитии. Это подтверждает наше предположение о различии в процессе разрушения при нагружении образцов в системах различной жесткости и позволяет заключить, что это связано с различием в очаговости процесса, т.е. фактически с его локализацией или делокализovanностью. Это заключение носит скорее качественный характер, так как для полной достоверности необходимы прямые наблюдения процесса возникновения и развития очагов в нагружаемых образцах горных пород, т.е. надо осуществлять локализацию возникающих дефектов.

Такие эксперименты планируются при создании средств измерений в ближайшее время, а пока проведем лишь качественный анализ полученных результатов. Он основывается на двухстадийной модели разрушения, представления о которых развиваются в работах [3, 4]. Первая, основная стадия — дисперсное некоррелированное накопление трещин, вторая — формирование ансамблей трещин и возникновение очага разрушения. Если первая стадия относится ко всему объему нагружаемого тела, то вторая имеет локальный характер. В общем времени до разрушения последняя стадия занимает чрезвычайно малую долю.

Поэтому если бы процесс разрушения в образцах горных пород протекал схожим образом при обоих типах нагружения, то механические характеристики не различались бы столь существенно (см. табл. 1). Следовательно, можно предположить, что происходит большая степень локализации в экспериментах по нагружению в мягкой испытательной машине, т.е. эта двухстадийная цепочка событий протекает в некоторых областях, задаваемых как неоднородным полем напряжений, так и статистическим распре-

делением существующих в материале дефектов до нагружения. Кроме того, большое значение имеет эффект подкачки энергии их нагружающей системы при мягком нагружении. При жестком нагружении материалу подводится ровно столько энергии, сколько необходимо для его деформирования на очередную величину, задаваемую скоростью деформации. Трещины при этом, даже если находятся в разных по величине полях напряжений, все равно получают лишь минимальную подкачку, необходимую для их подрастания, в то время как при мягком нагружении трещины в полях повышенных напряжений забирают энергию, суммированную с энергией, высвобождаемой из испытательной машины.

Анализ морфологии поверхности испытанных образцов показал, что при мягком режиме нагружения сколы немногочисленны и имеют достаточно гладкую поверхность, жесткому же режиму нагружения соответствует большая степень продеформированности образцов и наличие множественных плоскостей разрушения, имеющих шероховатую поверхность. Это подтверждает наше предположение, что степень локализации в первом случае выше, и повышенная прочность объясняется развитием очага по энергетически невыгодному пути, в то время как при жестком нагружении дискретно растущие трещины при своем развитии и объединении используют энергетически выгодные траектории, огибая прочные зерна и т.д. Подтверждение этому получено и при рассмотрении шлифов и аншлифов, изготовленных из образцов, прошедших разные стадии деформирования. При жестком нагружении поле шлифа перед разрушением более насыщено трещинами и их следами.

Таким образом, результаты экспериментов позволяют заключить, что хрупкое разрушение характеризуется большей степенью локализации процесса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Карташов Ю.М., Николайчук Н.А., Мансуров В.А. Методы, аппаратура и результаты исследований горных пород в запредельной области деформирования: Экспресс-информ. М.: ЦНИИУголь, 1978. 17 с.
2. Манжиков Б.Ш., Мансуров В.А., Куксенко В.С., Савельев В.Н. Связь между накоплением микротрещин и макродеформацией при одноосном сжатии горных пород // Физика и механика разрушения горных пород, Фрунзе: Илим, 1983.
3. Куксенко В.С., Манжиков Б.Ш., Мансуров В.А., Пикулин В.А. Закономерности развития микроочага разрушения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 7, С. 87–93.
4. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий разрушения твердых тел // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 78–86.
5. 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. 6–25.

С.А. СТРИЖКОВ, В.А. ТЕРЕНТЬЕВ, М.А. ПЕТРОВСКИЙ,  
А.Г. КРАЕВ, О.В. ЛУРСМАНИШВИЛИ

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПЕРИОДИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ МАТЕРИАЛА НА ХАРАКТЕР ИЗЛУЧЕНИЯ СИГНАЛОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

Напряженно-деформированное состояние земной коры на различных пространственных масштабах характеризуется наличием периодических во времени вариаций поля напряжений и деформаций, возникающих под действием лунно-солнечных приливов, собственных колебаний Земли и других причин.

Для выявления особенностей сейсмического режима, связанных с периодическими вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры, представляется целесообразным исследовать параметры акустической эмиссии (АЭ) в образцах горных пород и искусственных материалов при различных программах их немонотонного (в том числе периодического) во времени нагружения. Основанием для таких исследований служат результаты, полученные в работах [1–5].

В данной работе представлены результаты экспериментального изучения активности акустической эмиссии в искусственных образцах бетона с крупнозернистым наполнителем, подвергающихся одноосному нагружению с периодическими во времени вариациями величины действующей нагрузки.

**Методика эксперимента.** Эксперименты проводились на образцах, имеющих форму куба, размером  $10 \times 10 \times 10$  см. Образцы изготавливались из бетона, смешанного с крупным щебнем диаметром 3–4 см. Нагружение образцов осуществлялось на испытательной системе "Шенк", оснащенной ЭВМ для управления режимом нагружения, измерения параметров напряженно-деформированного состояния образца и обработки результатов измерений. В процессе одноосного сжатия в образцах регистрировалась активность акустической эмиссии ( $N$ ) — число импульсов АЭ в единицу времени. Для этого к боковой поверхности образца крепился пьезоэлектрический датчик диаметром 5 мм, работающий в полосе частот 0,05–2 МГц с неравномерностью амплитудно-частотной характеристики не более 10 дБ и чувствительностью 100 В/м. Сигналы АЭ, предварительно усиленные (40 дБ) в полосе частот 0,1–1 МГц, обрабатывались акустико-эмиссионной системой АФ-15. Общее усиление сигналов АЭ в опытах составляло 80 дБ. За единицу времени при подсчете импульсов АЭ в опытах была выбрана величина, равная 0,1 с, на порядок меньшая характерных периодов вариаций нагрузки. Текущие данные об активности АЭ и о параметрах нагрузки в образце выводились на самописец Н-338, а также накапливались в памяти ЭВМ испытательной системы "Шенк". Это позволяло после окончания опытов обрабатывать экспериментальные данные и выводить полученную информацию на печатающие устройства, в том числе на термопринт. В опытах использовались две управляющие программы нагружения образцов. В

первой управление осуществлялось по осевому напряжению ( $P$ ) в образце; во второй — по осевому перемещению ( $S$ ) нагружающих образец плит. Рассмотрим результаты экспериментов для каждой программы нагружения.

**Результаты эксперимента.** В первой серии опытов управляющая программа нагружения имела следующий вид:

$$P(t) = bt + a \cos \omega t, \quad (1)$$

где  $P$  — осевое сжимающее напряжение;  $b = 3$  МПа/мин — скорость приращения напряжения во времени;  $t$  — текущее время;  $a = 0,1$  МПа — амплитуда периодических вариаций напряжения;  $\omega = 2\pi f$ ,  $f = 1$  Гц — частота периодических вариаций.

Полученные в опытах типичные зависимости  $S$  от  $t$  и  $N$  (общего числа зарегистрированных импульсов АЭ) от  $t$ , в первом приближении, без учета их малых вариаций, вызванных вариациями поля напряжений  $P(t)$  при  $P \leq 25$  МПа, близки к линейным. При напряжении, большем 30 МПа, наблюдалось разупрочнение образца и возрастание активности АЭ во времени.

Для того чтобы выявить влияние малых периодических вариаций поля напряжений  $P$  на характер распределения (группирования) импульсов АЭ во времени, в процессе эксперимента осуществлялась отдельная запись периодической составляющей напряжения  $P(t)$  и синхронно с ней — запись величины активности АЭ в образце. Отношение амплитуды периодической составляющей нагрузки ( $a$ ) к ее общей величине ( $P$ ) на стадии разупрочнения образца достигало  $1/600$ . Полученные результаты показали, что распределение активности АЭ во времени имеет закономерный характер и коррелируется с определенной фазой периодической составляющей поля напряжений. В начальной стадии нагружения ( $P \leq 25$  МПа) практически все излучение, которое удается зарегистрировать в образце, сосредоточено вблизи максимумов периодической нагрузки: максимальные значения активности АЭ наблюдаются в окрестности максимумов напряжения; в отдельных случаях — при минимумах. В остальные промежутки времени между экстремумами нагрузки активность АЭ равна нулю. Далее по мере разупрочнения образца характер группирования импульсов АЭ во времени сохраняется прежним за исключением возникновения и заполнения импульсами АЭ промежутков времени между экстремумами.

Во второй серии опытов управляющая программа нагружения задавалась в виде

$$S(t) = ct + m \cos \omega t, \quad (2)$$

где  $c = 0,25$  мм/мин — скорость перемещения нагружающих плит;  $m = 0,005$  мм — амплитуда периодических вариаций перемещений.

Типичные зависимости нагрузочных характеристик и параметров АЭ, полученные в этих опытах, показаны на рис. 1. Переменные вариации  $S(t)$  и вызванные ими вариации  $P(t)$  и  $N(t)$  на рис. 1 не заметны в силу малости отношения амплитуды этих вариаций к текущим значениям соответствующих параметров. По зависимостям, показанным на рис. 1, в первом приближении можно выделить три стадии деформирования образца: линейная ( $S \leq 0,75$  мм), разупрочнение ( $0,75 \text{ мм} \leq S \leq 1,1$  мм); запредельная ( $S \geq 1,1$  мм). В пренебрежении малыми вариациями, в линейной стадии, зависимости  $P(t)$ ,  $N(t)$  линейны. В стадии разупрочнения активность АЭ во

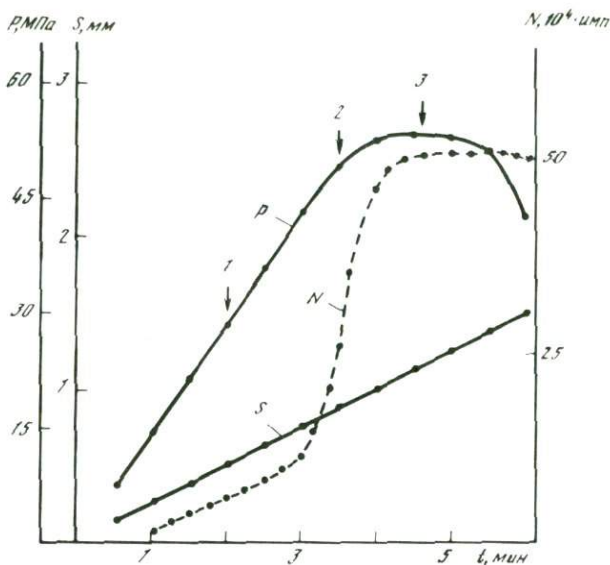


Рис. 1. Зависимость характеристик нагружения и числа импульсов АЭ от времени (управление по перемещению)

времени сначала возрастает, а затем по мере приближения к запредельной стадии деформирования образца начинает падать. Выделяемый таким образом (при  $P \approx 50$  МПа, см. рис. 1) общий для всех стадий максимум активности АЭ свидетельствует, по-видимому, о смене механизма деформирования образца.

Одновременно с записью величины активности АЭ  $\dot{N}(t)$  в образце осуществлялась запись периодической составляющей смещения  $S(t)$ . Примеры этих данных для разных стадий деформирования образца в точках 1, 2, 3 (отмечены стрелками на рис. 1) показаны на рис. 2. Отношение амплитуды периодической составляющей смещения ( $m$ ) к общей величине смещения ( $S$ ) в точках 1, 2, 3 составляет: 1/300, 1/500, 1/550 соответственно. Данные, приведенные на этом рисунке, показывают, что, как и в первой серии опытов, группирование событий АЭ во времени имеет закономерный характер и коррелируется с определенной фазой периодической составляющей смещения  $S$ : максимальные значения активности АЭ наблюдаются в окрестности максимумов периодической деформации образца. При этом, как и ранее, если в линейной стадии деформирования существуют продолжительные промежутки времени между максимумами, когда активность АЭ в образце равна нулю, то по мере разупрочнения образца длительность этих промежутков сокращается.

При сопоставлении зависимостей  $S(t)$ ,  $P(t)$ , полученных по разным программам нагружения, наблюдался количественный разброс в деформационно-прочностных свойствах исследованных образцов бетона с макровключениями. Этот разброс был естествен и связан в первую очередь с различной формой и расположением макровключений щебня в бетоне при изготовлении образцов. Тем не менее, несмотря на этот разброс, влияние пе-

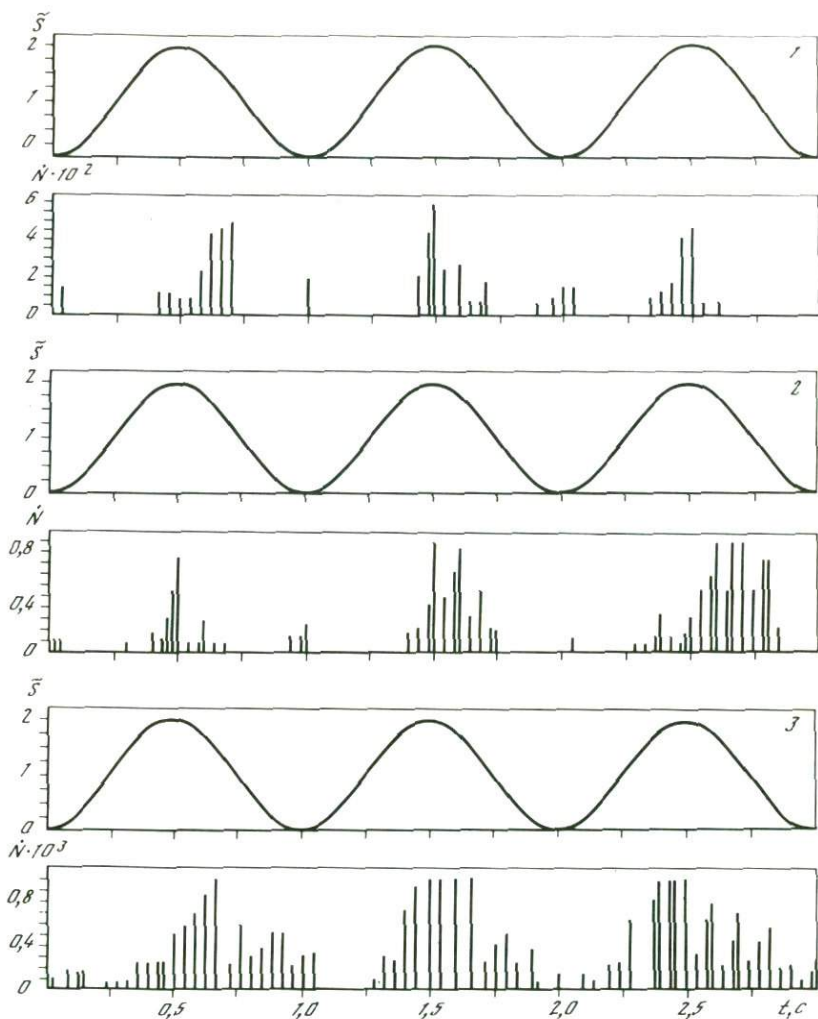


Рис. 2. Запись периодических вариаций поля деформации и активности АЭ во времени в точках 1, 2, 3

$S$  — амплитуда периодических вариаций, усл. ед.

риодических вариаций нагрузки на группирование импульсов АЭ во времени было одинаковым для разных образцов.

Подобные закономерности в распределении активности АЭ, наблюдаемые в опытах при одноосном сжатии образцов с управлением как по напряжению, так и по деформации, могут быть объяснены на основании эффекта Кайзера, заключающегося в том, что активность АЭ в образце резко возрастает, когда достигается и превышает уровень нагрузок, прикладываемых к образцу ранее. Действительно, в нашем случае излучение сигналов АЭ резко возросло тогда, когда достигался и превышался уро-

вень максимального напряжения (деформации), которые испытывал образец в предшествующие моменты времени, при этом максимальные значения активности АЭ приходились на локальные максимумы общей нагрузки, вызванные ее периодическими вариациями.

Таким образом, в результате проведенных экспериментов выявлено влияние периодических вариаций поля напряжений и деформаций на характер группирования импульсов АЭ во времени. Показано, что даже при относительно небольшой амплитуде этих вариаций их роль в распределении активности АЭ во времени является определяющей. На всех этапах деформирования образца устойчиво наблюдается периодическая структура группирования импульсов АЭ во времени с периодом, равным периоду вариации нагрузки. Текущий уровень активности АЭ в образце зависит от величины общей нагрузки и меняется в зависимости от истории нагружения на разных стадиях деформирования материала.

Таким образом, можно полагать, что наличие периодических вариаций поля напряжения и деформаций оказывает иницирующее воздействие на процесс излучения упругой энергии при деформировании твердой среды. Учитывая, что характер процесса излучения упругих импульсов отражает особенности процесса перестройки внутренней структуры материала, который, возможно, сохраняет подобие на разных масштабах, полученные данные можно использовать при анализе временной структуры сейсмичности земной коры.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Виноградов С.Д.* Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964. 84 с.
2. *Куксенко В.С., Султанов У.* Кинетика накопления микротрещин в механически нагруженных горных породах // Физика и механика разрушения горных пород. Фрунзе: Илим, 1983. С. 28–36.
3. *Петровский М.А.* Влияние предистории напряженного состояния горной породы на кинетические параметры акустической эмиссии: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук, М., 1984. 13 с.
4. *Садовский М.А.* О моделях геофизической среды и сейсмического процесса // Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1983. № 4. С. 268–272.
5. *Смирнов В.Б.* Трансмасштабные временные особенности сейсмического процесса: Автореферат дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1986. 21 с.

В.С. КУКСЕНКО, А.В. ПОНОМАРЕВ, Д.Д. БАЙЕРЛИ, Д.А. ЛОКНЕР

**СТИК-СЛИП, РАЗДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗАРЯДОВ И РЕЛАКСАЦИЯ**

**Введение.** Вызванная поляризация (ВП) была впервые описана Шлюмберже [1]. Начиная с этого времени метод ВП широко применялся как полезный инструмент для поиска рудных тел, хотя успех его использования ограничивался отсутствием полного представления о тех сложных физических процессах, которые вызывают поляризацию горной породы. Известно, что в диапазоне 0,1–1000 Гц поляризационные процессы в горной породе не могут рассматриваться как связанные просто с емкостной и омической цепями, т.е. кривые спада электрического потенциала не сводятся к простой экспоненциальной зависимости. Это заставляет обратиться к модели горной породы с импедансом, обусловленным более сложными элементами цепи; примером является модель с импедансом Варбурга [2], в которой проводимости и (или) диэлектрическая проницаемость зависят от частоты.

Т. Мадден и Е. Вильямс [3] нашли, что для электростатики электрическое поле, образованное накопившимися зарядами, будет изменяться в соответствии с рассеянием зарядов

$$q = q_0 \exp \left( - \frac{\sigma}{\epsilon_0 \epsilon} t \right),$$

где  $\sigma$  – проводимость;  $\epsilon_0$  – диэлектрическая проницаемость вакуума;  $\epsilon$  – относительная диэлектрическая проницаемость среды. Используя типичные значения параметров для влажных пород  $\sigma = 10^{-2}$  См/м и  $\epsilon = 10$  [4], получим, что время релаксации  $t_p = \epsilon_0 \epsilon / \sigma$  будет порядка микросекунд. Мы полагаем, что измерения параметров ВП, так же как и наблюдения механо-поляризационных явлений в лабораторных и полевых условиях [5–9], показывают, что приведенные значения времени релаксации нуждаются в уточнении, а электрические заряды, однажды возникнув в земле, часто сохраняются в течение многих десятков секунд.

**Методика экспериментов.** Мы выполнили эксперименты трех различных типов, измеряя в каждом опыте электрический потенциал и заряд. Во всех случаях измерительным инструментом служил электромметр модели Keithley 642, имеющий входное сопротивление больше  $10^{16}$  Ом и снабженный специальными малошумящими коаксиальными кабелями. Постоянная времени электромметра не превышает 0,2 с. Испытывались образцы гранита Уэстерли и кварцита; для получения влажных образцов они насыщались деионизированной водой в вакууме. Все эксперименты проводились при постоянной комнатной температуре и влажности около 35%.

В первой серии экспериментов образцы гранита и кварцита испытывались на двухосном прессе по схеме "сэндвич", описанной ранее [10]. Размеры полированного сухого контакта образцов составляли  $5,08 \times 5,08$  см, нормальное давление варьировалось от 1,5 до 8,4 МПа; испытывались также образцы гранита с 1,05 мм слоями глинистого состава, имитирующими

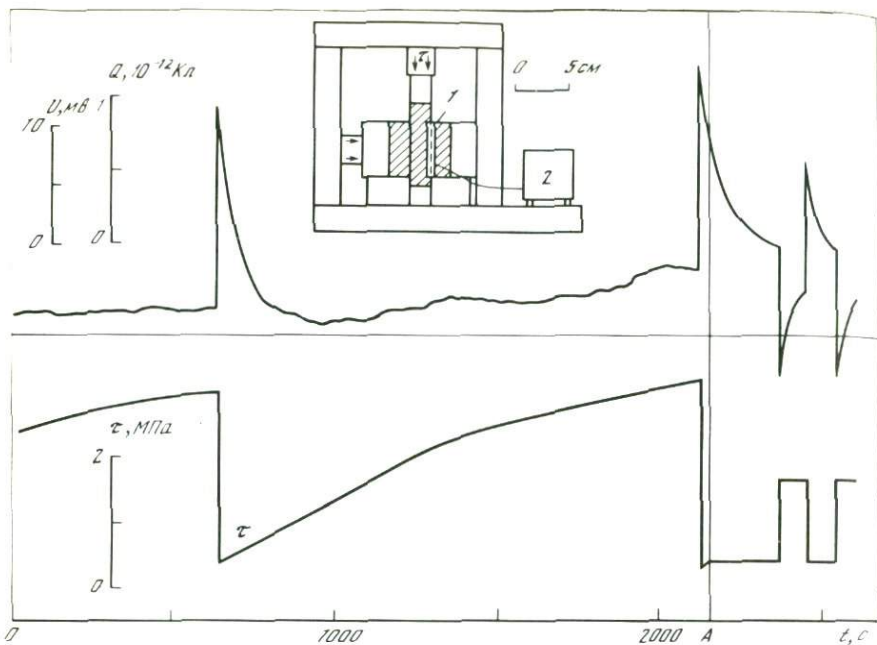


Рис. 1. Изменение электрического потенциала электрода (верхняя кривая) в сопоставлении со сдвиговым напряжением (нижняя кривая) при подвижке типа стик-слип и схема измерения

На схеме: 1 – антенна; 2 – электрометр

гауч-зону между поверхностями; в этом случае нормальное давление составляло 8,4 МПа. Указанные эксперименты проводились при постоянной скорости движения пистона, который обеспечивал сдвиг центрального образца. Антенна электрометра в виде медной пластинки  $4,5 \times 0,6$  см размещалась непосредственно над одной из плоскостей проскальзывания с зазором около 1,5 мм (рис. 1).

Во второй серии экспериментов испытывались образцы призматической формы  $5,2 \times 5,2 \times 1,2$  см. Эти образцы нагружались до половины разрушающего напряжения в условиях одноосного сжатия, выдерживались под нагрузкой до 5 мин, а затем внезапно разгружались (рис. 2). При этом непрерывно регистрировались: электрический заряд с помощью антенны-пластинки площадью  $1 \text{ см}^2$ , потенциалы (относительно земли) электродов, расположенных на образце, и токи, возникающие при деформировании и разгрузке горной породы. Электрические потенциалы и токи измерялись неполяризуемыми хлорсеребряными электродами, отобранными из группы датчиков с малой (менее 0,5 мВ) и стабильной собственной поляризацией.

В основе третьей серии опытов лежали ранее выполненные опыты по ВП горных пород. Использовались цилиндрические образцы гранита длиной 6,35 см и диаметром 2,54 см. В качестве токовых электродов применялись хлорсеребряные датчики, размещаемые на торцах образца, а измерительные

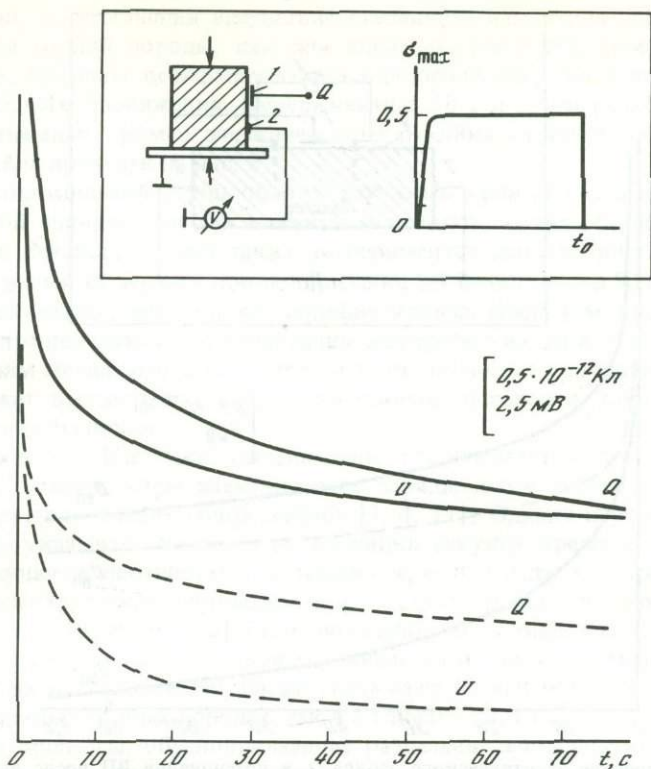


Рис. 2. Изменение электрического заряда  $Q$  и потенциала  $U$  после сброса нагрузки для сухого (сплошные кривые) и влажного (штриховые кривые) образцов гранита. На врезке — схема измерений и режим нагружения  $a$ : 1 — антенна, 2 — Ag/AgCl-электрод

электроды были изготовлены из платинированной платины и устанавливались в специально сделанные отверстия диаметром 0,6 мм и длиной 19 мм в центральной части образца с разномом 2 см (рис. 3). Гальванический контакт электродов со средой осуществлялся с помощью триэтаноламинового геля или на основе порошка окиси кремния с децимолярным раствором KCl. Образцы поляризовались постоянным напряжением 1,5 В, причем токовые электроды снимались с образца перед регистрацией  $\Delta U_{ВП}$  с целью избежать влияния некоторой поляризации этих электродов на результаты измерения. Другим важным методическим приемом явилось использование бесконтактного способа измерения электрических эффектов ВП, что позволило исключить погрешности, вносимые поляризацией измерительных электродов.

**Результаты.** В первой группе экспериментов, как и в [9], при испытании ансамблей образцов гранита и кварцита при нормальном давлении от 1,5 до 8,4 МПа и скоростях перемещения поршня 0,1, 1 и 10 мкм/с, фиксировались серии внезапных подвижек типа стик-слип. Примеры двух типичных эпизодов приведены на рис. 1. Пистон прессы двигался со ско-

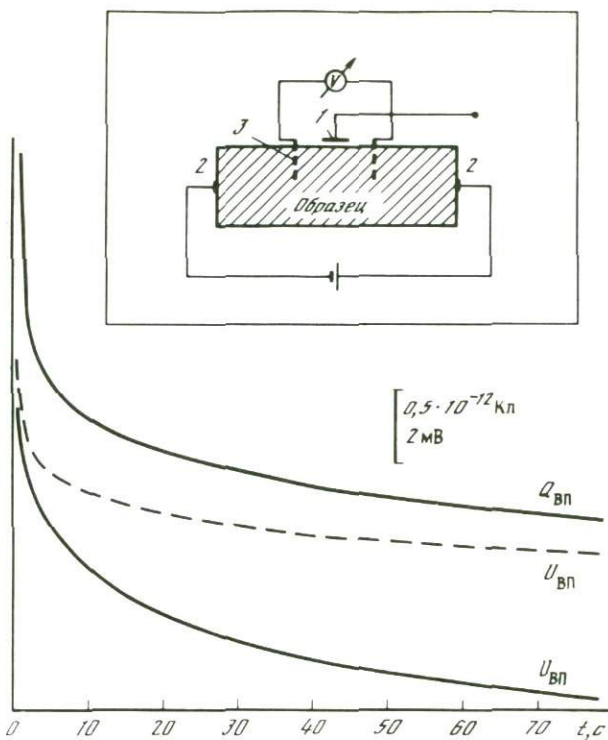


Рис. 3. Изменение электрического заряда  $Q$  и потенциалов ВП после выключения поляризующего напряжения для сухого (сплошные кривые) и влажного (штриховые кривые) образцов гранита

На врезке — схема измерений (1 — антенна электрометра, 2 — токовые Ag/AgCl-электроды, 3 — измерительные Pt-электроды)

ростью 0,1 мкм/с до момента  $A$ . При этом регистрировались электрические возмущения величиной около 20 мВ (что соответствует появлению электрического заряда порядка  $10^{-12}$  Кл при емкости входной цепи прибора около 80 пФ), возникновение которых совпадает с началом подвижек. Затем образец был подвергнут ряду ступенчатых нагрузок для того, чтобы определить, возникали ли отмеченные электрические эффекты вследствие проскальзывания образцов или были обусловлены изменением нагрузки. Как следует из результатов опытов, электрические аномалии определяются главным образом изменениями напряженного состояния.

При нормальном давлении 1,5 МПа величина подвижек оказывалась меньшей и соответственно электрический сигнал имел меньшую амплитуду. В общем это указывает на то, что величина генерируемого электрического заряда пропорциональна сброшенному напряжению.

Эксперименты, выполненные на образцах из кварцита, дали аналогичные результаты.

Результаты второй серии экспериментов позволили сопоставить электрический заряд, индуцируемый на антенне электрометра, и электрический

потенциал, возникающий вследствие внезапного изменения напряженного состояния горной породы, как для влажных, так и для комнатно-сухих образцов. Образцы деформировались одноосной нагрузкой до половины разрушающего напряжения, выдерживались 50 с и затем резко разгрузались. Типичный пример электрического отклика на такое механическое воздействие приведен на рис. 2.

В заключительной серии опытов изучались кривые спада потенциалов вызванной поляризации для влажных и комнатно-сухих образцов гранита Уэстерли. Результаты двух таких экспериментов даны на рис. 3. В обоих случаях время выдержки при поляризации 1,5 В составляло 50 с. Сопоставление полученных результатов, подобие кривых спада (см. рис. 2, 3) позволяют предположить, что релаксация электрических зарядов контролируется одним механизмом, несмотря на то что объемная поляризация последних может вызываться как механическими причинами, так и внешним электрическим полем.

**Обсуждение.** Как уже упоминалось, предполагается, что в обычных условиях земной коры электрические заряды после своего образования диссипируют в течение микросекунд [3, 4, 11]. Однако изучение ВП убедительно указывает на большие (порядка секунд) времена релаксации. Это кажущееся противоречие устраняется, если учесть, что проводимость  $\sigma$  и диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  обнаруживают явную частотную зависимость. В работе [12] было показано, что в диапазоне 0,1 – 100 Гц относительная диэлектрическая проницаемость может превышать  $10^6$ . Ряд других исследователей также указывают на высокие значения  $\epsilon$  как в изверженных горных породах, так и в глинах [13, 14].

Такие процессы, обуславливающие разделение электрических зарядов, как электронная поляризация, деформация молекулярных связей, упругий поворот полярных молекул, имеют весьма короткое время релаксации. При частотах ниже приблизительно  $10^3$  Гц более важное значение будут иметь электрохимические явления, такие, как, например, ионный обмен на поверхности твердая фаза – электролит и поляризация границы раздела, возникновение мембранных потенциалов, перемещение слабозакрепленных ионов. Подобные низкочастотные механизмы поляризации могут служить причиной длительного спада ВП, являясь термоактивационными процессами, скорость которых обусловлена энергиями активации и температурой образца. Количественные исследования характеристик спада при различных температурах позволяют оценить энергии активации этих процессов и конкретизировать картину поляризации и ее релаксации в горных породах.

Сейчас же можно лишь отметить, что в общем горная порода способна поляризоваться не только под воздействием внешнего электрического поля, но и вследствие других причин. Изменения напряженного состояния материала вызывают разделение электрических зарядов благодаря пьезоэлектрическому эффекту, возникновению потенциалов течения, деформации двойных электрических слоев на граничных поверхностях неоднородностей, существующих в горной породе (зерна, микротрещины) и другим механоэлектрическим эффектам. Эти явления могут также приводить к длительному времени рассасывания электрического поля. Кроме этого, электрические заряды могут генерироваться вследствие процессов, связан-

ных со сдвигом отдельных частей горной породы. Так, при деформировании с постоянной нагрузкой на двухосной установке образцов, имеющих естественное нарушение с глинистой прослойкой, наблюдались изменения электрического потенциала тех же порядков величины и длительности, как и показанные на рис. 1.

Поскольку глинистые минералы часто присутствуют в активных тектонических разломах, можно ожидать проявления похожих электрических аномалий в естественных условиях, тем более учитывая высокие значения  $\epsilon$  на низких частотах. Эксперименты с вызванной поляризацией убеждают, что это может наблюдаться и в случае сильно увлажненных горных пород. По-видимому, в горных породах в условиях естественного залегания электрическое поле, возникающее при внезапной деформации массива во время землетрясения, будет существовать по крайней мере десятки секунд, а не релаксирует мгновенно.

Большая часть описанных в работе экспериментов была выполнена во время командировки В.С. Куксенко и А.В. Пономарева в Геологическую службу США (Менло-Парк). Авторы признательны Д. Дитериху и Д. Конраду за содействие в работе и предоставленную возможность использования в экспериментах специального прессового оборудования, а также Д. Бартцу и Р. Саммерсу за постоянное внимание и помощь в исследованиях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Schlumberger C. Etude sur la prospection électrique du sous-sol. P.: Gauthier-Villars, 1920. 83 p.
2. Madden T., Cantwell R. Induced polarization: A review // Min. Geophys. 1967. N 2. P. 373–400.
3. Madden T., Williams E. Possible mechanism for stress associated with electrostatic effects // Abnormal animal behavior prior to earthquakes 1/ Ed. J. Evernden. Menlo Park (Cal.): US Geol. Surv. P. 427–429.
4. Olhoeft G. Tables of room temperature electrical properties for selected rocks and minerals with dielectric permittivity statistics // Open File Rep. US Geol. Surv. 1979. N 993. P. 22.
5. Куксенко В.С., Килькеев Р.Ш., Мирошниченко М.И. К интерпретации электрических предвестников землетрясений // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 4. С. 841–843.
6. Соколов Г.А. и др. Предвестники разрушения большого образца горной породы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 8. С. 38–42.
7. Килькеев Р.Н., Мирошниченко М.И. Электрические поля при механическом нагружении горных пород // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1983. № 4. С. 92–98.
8. Пономарев А.В. Электрические явления при деформации и разрушении горных пород // Прогноз землетрясений. М.; Душанбе: Дониш, 1983. № 4. С. 244–256.
9. Бакиев Муз. Х., Байерли Дж., Куксенко В.С. Электрические явления при скольжении горных пород в условиях действия высокого гидростатического давления // ДАН СССР. 1982. Т. 266, № 6. С. 1347–1348.
10. Dieterich J.H. Time-dependent Friction in rocks // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 3690–3697.
11. Finkelstein D., Hill R.D., Powell J.R. The piezoelectric theory of earthquake lightning // Ibid. 1973. Vol. 78. P. 992–993.
12. Wait J. Discussions on "a theoretical study of induced electrical polarization" // Geophysics. 1958. Vol. 23. P. 144–153.
13. Collett L.S. Laboratory investigation of overvoltage // Overvoltage research and geophysical applications / Ed. J.R. Wait. N.Y.: Pergamon press, 1959. P. 50–69.
14. Howell R.F., Licastro P.H. Dielectric behavior of rocks and minerals // Amer. 1961. Vol. 46. P. 269–288.

И.Л. ГУФЕЛЬД, А.А. РОЖНОЙ, Н.Н. НИКИФОРОВА  
М.С. СОЛОВЬЕВА, Г.Е. ЯКОВИЦКАЯ

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗБУЖДЕНИЯ ТОКОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ПРИ РАЗРУШЕНИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Постановка работ по изучению процессов разрушения электромагнитными методами в лабораторных условиях связана с обоснованием моделей источников электромагнитных предвестников землетрясений. В настоящее время предложено несколько моделей источников электромагнитных предвестников землетрясений [1]. Эти модели отличаются особенностями возбуждения в земной коре механоэлектрических преобразователей (МЭП). Рассматривается "организованное" и хаотическое (некоррелированное во времени) возбуждение МЭП.

Под организованным возбуждением МЭП понимается синхронное и коррелированное во времени включение многочисленных локальных преобразователей. Такое возбуждение МЭП может сопровождать крупномасштабные процессы подвижек или крипа по границам блоков, а также проявляться в некоторые моменты лавинного трещинообразования в области очага или на его границах. При этом множество МЭП распределено вдоль протяженных границ блоков (очага), и их синхронное включение может привести к возбуждению крупномасштабного источника тока, например дислокационной природы [1, 2].

Хаотическое возбуждение МЭП возможно в период подготовки землетрясений и в его акте, преимущественно в поверхностных слоях земной коры [1, 3].

Влияние различным способом возбужденной совокупности МЭП на поведение естественных электромагнитных полей будет различным. Так, например, при хаотическом возбуждении МЭП в поверхностных слоях земной коры возможно искажение суточных ходов атмосферного электрического потенциала и электротеллурического поля. Этот поверхностный слой может быть также источником радиочастотного излучения. При организованном возбуждении МЭП, кроме возмущений отмеченных полей, можно ожидать изменения параметров верхней атмосферы и ионосферы, что отразится в значительной мере на условиях распространения радиоволн.

Критерии выделения возмущений естественных электромагнитных полей сейсмической природы в настоящее время отсутствуют. Можно ожидать, что такие критерии, а также характеристики источников возмущений будут получены при моделировании механоэлектрических преобразований в земной коре или в лабораторных условиях. Наиболее контролируемы условия при лабораторных исследованиях. Такое моделирование проводилось на стадии подготовки разрушения образцов. Однако в этих условиях не моделируется ни состояние земной коры, ни условия деформирования. Существенно ближе к реальным условиям моделирование механоэлектрических преобразований при взрывном нагружении и вибропроецировании земной коры. Эти работы уже начаты [4].

Но один из процессов, протекающих в земной коре, может, по нашему

мнению, быть промоделирован в лабораторных условиях. Мы имеем в виду процесс разрушения, который как в образцах, так и в земной коре имеет общие черты: множественность трещинообразования, криповые подвижки и скольжение, разрушение зацеплений механической природы. При разрушении образцов также возбуждается множество МЭП. Здесь мы рассматриваем возбуждение токовых источников дислокационной природы, в которых заряд переносится дислокациями и их скоплениями, например в вершинах трещин [5].

Характеристики токовых источников, возбуждаемых в масштабе образцов, необходимо использовать для обоснования модели крупномасштабных токовых систем в земной коре. Причем, учитывая высокую проводимость земной коры, будем рассматривать возможности возбуждения крупномасштабных источников в низкочастотной области спектра, т.е. в диапазоне не более 10–20 кГц. Однако известно, что энергетический максимум спектра акустических и электромагнитных сигналов, сопровождающих деформирование и разрушение образцов, лежит в более высоком диапазоне частот. Поэтому представляет интерес исследование некоррелированности включения отдельных источников, т.е. наряду с синхронностью включения источников в пространстве необходимо рассматривать и скважность следования высокочастотных импульсов, при которой их совокупность образует низкочастотный импульс.

Для исследования характеристик токовых источников, возбуждаемых в процессах разрушения лабораторных образцов, разработана система регистрации и обработки данных. Измерения проводили на прессе "Инстрон"<sup>1</sup>. Осуществлялась регистрация нагрузки, деформации, акустической эмиссии, высокочастотного электромагнитного излучения (ЭМИ) и характеристик токовых источников на семиканальный магнитный носитель. Датчиком акустической эмиссии служил акселерометр типа 4344 фирмы "Брюль и Кьер" с полосой пропускания  $(1-2) \cdot 10^4$  Гц и чувствительностью 2,5 мВ/г.

Для регистрации ЭМИ использовалась магнитная антенна с ферритовым сердечником, устанавливаемая на расстоянии 0,2 м от образца. Измерения ЭМИ проводили в полосе 0,1–20 кГц. Для измерений характеристик токовых источников применялся бесконтактный метод с использованием антенн Роговского (РА). Использовались две взаимно перпендикулярные РА, что позволяло однозначно определять направление перемещения заряда и, следовательно, направление развития трещин. Регистрация токов проводилась в диапазоне 0,1–20 кГц. Обработка результатов наблюдений осуществлялась на микроЭВМ ДВК-2М путем оцифровки данных и спектрального анализа.

В экспериментах использовались горные породы различного состава: гранит, известняк, мрамор, песчаник, кварцевый сиенит, туф, мраморизованный известняк, магнетитовая руда и др. Всего было испытано около 70 образцов. Образцы изготавливались прямоугольной и цилиндрической формы высотой 0,06–0,17 м и поперечным размером 0,03–0,06 м.

Приведем характерные примеры возбуждения токовых источников

<sup>1</sup> Авторы благодарны за помощь в работе сотрудникам ИПМ АН СССР В.В. Викторову, А.С. Вавакину, Л.П. Степанову.

в периоды, предшествующие разрушению, акта разрушения и заключительной стадии разрушения, т.е. в период скольжения частей образца по поверхности разрыва. На рис. 1 показана общая закономерность изменения фиксируемых параметров на различных стадиях разрушения для образцов мраморизованного известняка.

Прежде чем перейти к изложению результатов, отметим, что антенна Роговского регистрирует производную тока от времени, т.е.  $di/dt$ . По знаку производной возможно определение направления переноса заряда. Для одиночного источника восстановленный ход тока ( $i-t$ ) представляется также одиночным импульсом.

Для некоррелированно включаемых источников квазипостоянная огибающая их антенной Роговского не выделяется. Поэтому весь период возбуждения тока может выделяться по регистрации двух последовательных импульсов разной полярности. Именно такая ситуация была реализована в наших экспериментах, где выделялся импульс квазипостоянного тока от начала стадии пластического деформирования, определяемой по изгибу зависимости нагрузка—время, до акта разрушения.

**Мраморизованный известняк.** На обзорном рис. 1 можно выделить все отмеченные стадии процесса разрушения. В момент  $t_1$  резко возросла амплитуда акустических импульсов (в приводимых экспериментах проследить амплитудно-временной ход акустической эмиссии не удалось), а на фоне общего увеличения нагрузки произошел ее небольшой сброс. Этому моменту соответствует возбуждение одиночного импульса тока по одной РА и всплеск ЭМИ.

В момент  $t_2$  происходит переход от упругой к пластической стадии деформирования. Здесь зафиксировано возбуждение токовых источников по двум РА и ЭМИ. Непосредственно в акте разрушения  $t_3$  фиксируются  $di/dt$  другой полярности и ЭМИ. Начало спада тока и возбуждение ЭМИ происходило за 0,5 мс до акта разрушения, т.е. сброса нагрузки.

На рис. 1 также показаны спектры токовых источников и ЭМИ для акта разрушения. Как видно, в низкочастотной области спектра имеются максимумы, а спектр ЭМИ носит дискретный характер.

**Кварцевый сиенит.** Перед разрушением наблюдалась стадия пластического деформирования, началу которой соответствовало возбуждение токов и ЭМИ. В акте разрушения фиксировали спад тока и возбуждение ЭМИ (рис. 2). Спад токов начался за 2 мс до акта разрушения, а ЭМИ — в момент акта. До акта разрушения наблюдались отдельные импульсы ЭМИ, а токи в эти моменты не выделены. На рисунке приведены также спектры токовых источников по двум каналам и ЭМИ.

Сформулируем основные результаты проведенных экспериментов.

1. В процессах разрушения образцов горных пород зафиксированы токовые источники, образованные возбуждением многочисленных локальных МЭП, по-видимому дислокационного типа. В проведенных измерениях подтверждена некоррелированность включения локальных источников тока при развитии процесса разрушения.

2. Обнаруженное возбуждение токовых источников при переходе от стадии упругой деформации к пластической дополнительно иллюстрирует некоррелированность возбуждения локальных источников в зонах деформации.

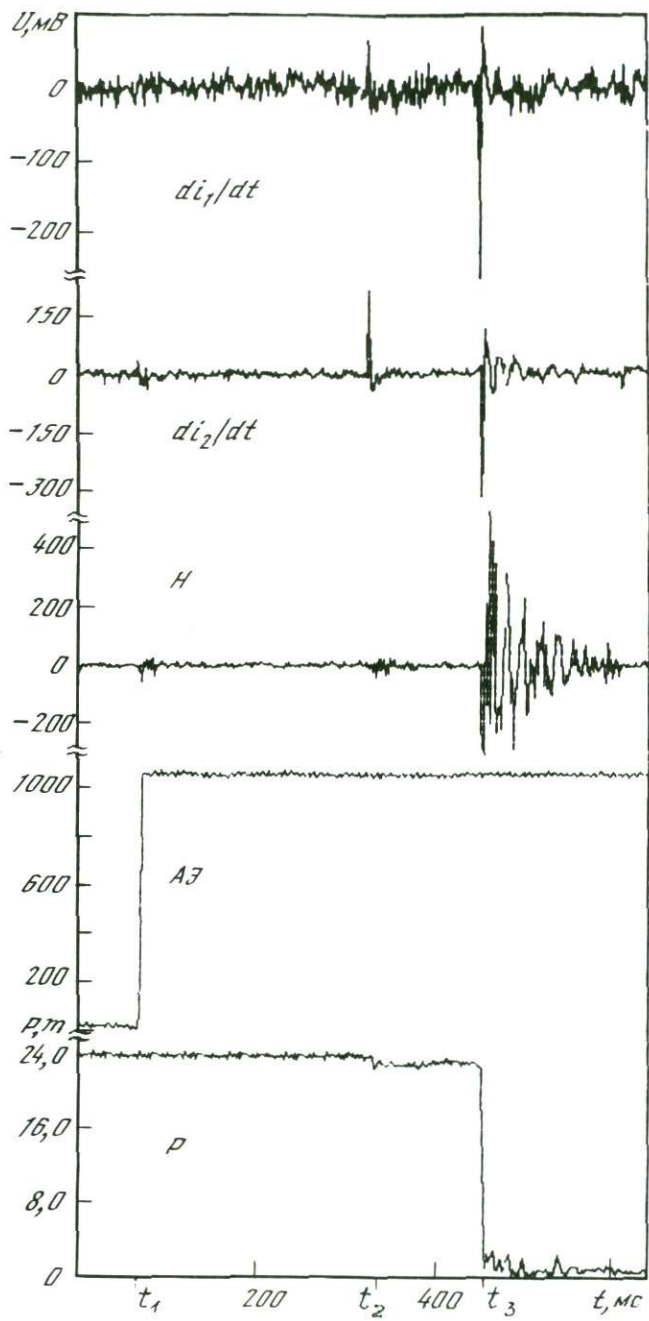




Рис. 1. Обзорная картина изменения регистрируемых параметров на различных стадиях разрушения (мраморизованный известняк)

Регистрируемые параметры:  $P$  — нагрузка,  $AЭ$  — акустическая эмиссия,  $di_1/dt$  и  $di_2/dt$  — токи по двум каналам,  $H$  — компонента ЭМИ; справа — спектры по двум токовым каналам и ЭМИ-С1, С2, СН для акта разрушения

3. Использование антенн Роговского позволяет фиксировать различную направленность процессов пластического деформирования и трещинообразования.

4. Преимущественная регистрация в наших измерениях ЭМИ в периоды скачков тока может быть связана с повышением излучательной способности источников (например, увеличением длины источников). Отсутствие же регистрации ЭМИ в промежуточные периоды мы связываем с низкой чувствительностью приемной системы.

5. Чувствительность антенн Роговского к фиксации отдельных токовых источников лимитируется удалением их относительно плоскости антенн и линейной протяженностью зоны возбуждения источников.

6. Преимущественное возбуждение токовых источников происходило в диапазоне частот 0,3–3 кГц, а максимальная амплитуда токов достигала значений  $i \approx 5 \div 10$  мА. Спектр ЭМИ лежал в этом же частотном диапазоне,

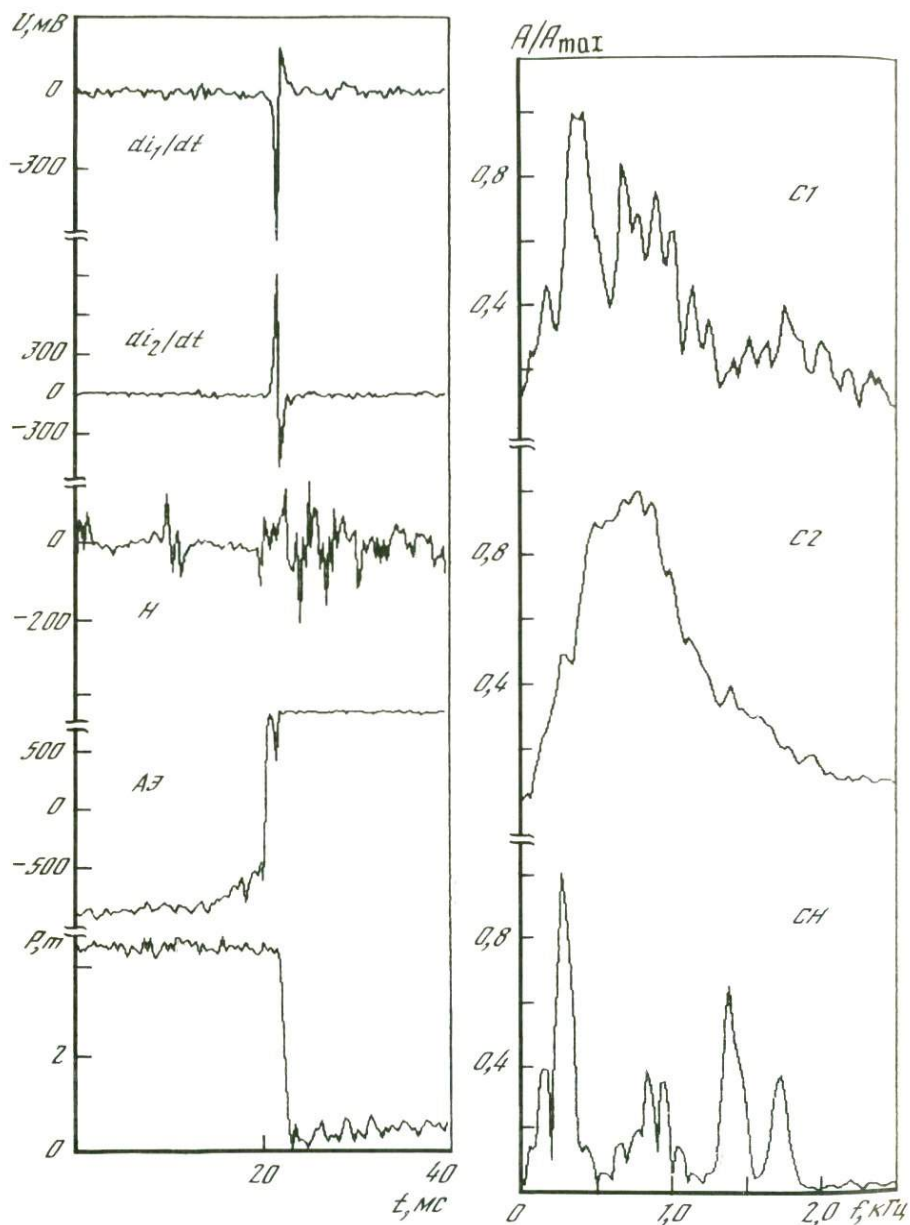


Рис. 2. Изменения регистрируемых параметров в акте разрушения кварцевого селенита  
Обозначения см. на рис. 1

однако необходимо отметить его дискретность. Максимум интенсивности ЭМИ приходился на частоту токовых источников, причем регистрация ЭМИ была приурочена к крупномасштабным (в масштабе образца) процессам, связанным с нарушением регулярности временного хода нагрузки.

На основе полученных экспериментальных данных оценим заряд, переносимый магистральным разрывом — трещиной, его электрический момент и мощность электромагнитного излучения. Трещину представляем источником дипольного типа. В оценках используем значения токов  $i \approx 10^{-4} \div 10^{-2}$  А. Величина переносимого трещиной заряда  $Q = i/\omega$ , где  $\omega$  — частота, составляет  $10^{-5} - 10^{-8}$  Кл. Отметим, что для трещин скола на кристаллах LiF получены значения  $Q = 10^{-8}$  Кл [5].

Полагая, что длина трещин имеет порядок поперечного размера образца, т.е. 0,01–0,05 м, для дипольного электрического момента магистральной трещины получим значения  $d = 10^{-7} \div 10^{-10}$  Кл · м.

Среднее за период значение мощности электромагнитного излучения магистральной трещины оценим по [6]

$$W = \frac{1}{4\pi\epsilon} \frac{(2\pi)^4 \omega^4 d^2}{3c^3},$$

где  $c$  — скорость света;  $\epsilon$  — диэлектрическая постоянная.

Для использованных значений параметров  $W = 10^{-12} \div 10^{-18}$  Вт.

Проведем оценку дипольных моментов и мощности электромагнитного излучения крупномасштабных токовых источников, которые могут формироваться в процессах подвижек, крипа или динамических разрывов. Полученные в лабораторных исследованиях значения  $d$  и  $Q$  будем относить к объему образцов, равному  $10^{-4}$  м<sup>3</sup>. Для источников в земной коре принимаем следующие размеры: длина  $10^4 - 10^5$  м, сечение  $10^4$  м<sup>2</sup>, объем источника  $10^8 - 10^9$  м<sup>3</sup>. Отсюда дипольный момент крупномасштабного источника имеет порядок  $d = 10^2 \div 10^5$  Кл · м, а мощность ЭМИ при единичном акте деформации с периодом  $10^{-3} - 10^{-4}$  с составит  $W = 10 \div 10^6$  Вт. Такие источники могут быть обнаружены современными средствами контроля.

Характеристики крупномасштабных токовых источников, полученные на основе данных лабораторных исследований, близки к теоретическим, использованным при построении модели [7]. Однако в проведенных измерениях существенно уточняется частотный диапазон проявления некоррелированного включаемых источников.

Таким образом, исследования показывают перспективность бесконтактных методов измерения характеристик пролетных зарядов дислокационной природы, формирующихся в процессах деформирования и разрушения. Измерения свидетельствуют о возбуждении некоррелированного множества локальных источников, распределенных по всей области деформирования. Использование антенн Роговского позволило впервые провести точные измерения дипольного момента магистральных трещин и величины заряда, переносимого трещиной или скоплениями дислокаций. Подчеркиваем последнее в связи с тем, что по измерениям электромагнитных полей магнитными (электрическими) антеннами в ближней зоне источников

нельзя с достаточной точностью оценить их характеристики из-за трудностей калибровки этих антенн.

Авторы благодарны М.А. Садовскому и М.Б. Гохбергу за внимание к работе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Электромагнитные предвестники землетрясений / Под ред. М.А. Садовского. М.: Наука, 1982. 89 с.
2. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Добровольский И.П., Нерсесов И.Л. Процессы подготовки. Признаки и предвестники землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983. № 2. С. 59–67.
3. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Добровольский И.П. Источники электромагнитных предвестников землетрясений // ДАН СССР. 1980. Т. 250, № 2. С. 323–326.
4. Гуфельд И.Л., Никифорова Н.Н., Рожной А.А., Федотов А.Я. Модельные исследования источников электромагнитных излучений при деформации и разрушении горных пород: Тез. докл. III Всесоюз. съезда по геомагнетизму, февр. 1986. Ялта: ИГ АН УССР, 1986. 72 с.
5. Финкель В.М. Физические основы торможения разрушения. М.: Металлургия, 1977. 358 с.
6. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория поля. М.: Физматгиз, 1962. 213 с.
7. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Гершензон Н.И., Пилипенко В.А. Электромагнитные эффекты при разрушении земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 72–87.

УДК 550.32 : 541.12.01 : 551.24.01

В.А. КАЛИНИН, И.С. ТОМАШЕВСКАЯ, М.В. РОДКИН,  
А.Д. РАССКАЗОВ

### ВЗАИМОСВЯЗЬ ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ С ТЕКТОНИКОЙ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Происходящие в Земле разнообразные физико-химические и геологические процессы сопровождаются изменениями в ее недрах полей механических напряжений и температуры. Эти изменения наиболее интенсивные в тектонически активных областях, где они вызывают различного рода твердотельные превращения в породообразующих минералах (фазовые переходы, дегидратацию, метаморфизм и т.п.). Такие превращения изменяют как физико-механические свойства горных пород, претерпевающих превращения, так и пространственное расположение внутриземных границ раздела, обусловленных этими превращениями. Изменение геометрии и свойств среды, в которой протекают процессы, оказывает влияние на развитие самих процессов.

На рис. 1 показаны области давления и температуры, характерные для тектонически активных регионов (верхняя заштрихованная область) [1]. Там же показана линия равновесия  $\alpha$ - $\beta$ -превращения в кварце [2] и линии дегидратации серпентинитов, частично серпентинизированных пегидротитов, хлоритов и гипса [3, 4]. Из рисунка следует, что реакции дегидратации и  $\alpha$ - $\beta$ -превращения в кварце свойственны активным областям,

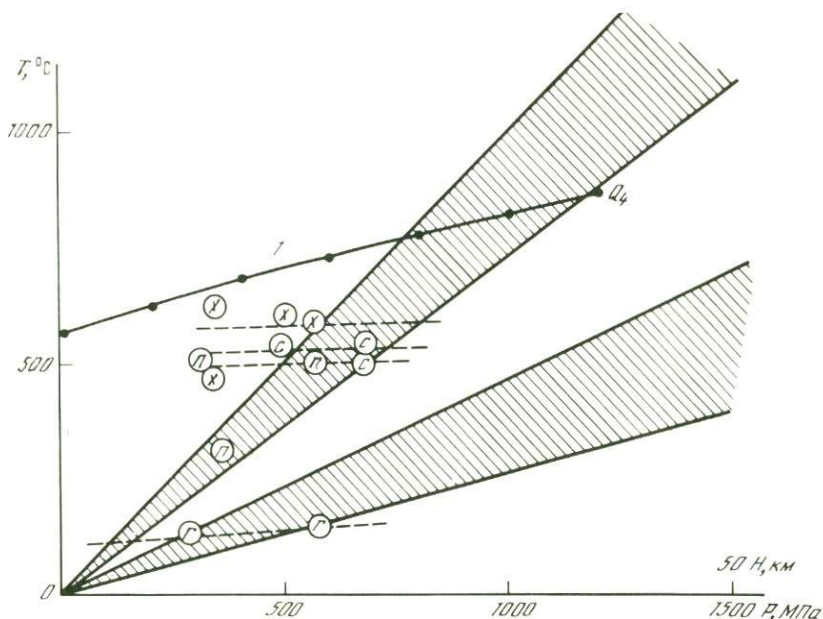


Рис. 1. Поля давлений и температур на разных глубинах

Нижняя заштрихованная область для щитов, верхняя — для активных зон [1]; 1 — фазовая граница  $\alpha$ - $\beta$ -превращения в кварце по [2]; кружки с буквами — экспериментальные данные, при которых происходила дегидратация в лабораторных экспериментах [3, 4] (x — хлориты, с — серпентиниты, n — частично серпентинизированные перидотиты, z — гипс)

и их следует учитывать при изучении геодинамических процессов в этих регионах.

Из всей совокупности физических свойств горных пород наибольший интерес при анализе тектонических процессов представляют их деформационно-прочностные свойства. Особое внимание при этом следует обратить [5, 6] на аномальное изменение деформационно-прочностных свойств при фазовых переходах, обнаруженное первоначально у металлов и сплавов и известное под названием трансформационной сверхпластичности.

В [7, 8] на примере сегнетовой соли показано, что даже при фазовом переходе второго рода предел текучести понижается на 10–15% по сравнению с пределом текучести в стабильных состояниях по обе стороны от перехода. Очевидно, что в процессе полиморфных превращений и химических реакций, когда происходит перестройка кристаллической решетки, изменение прочности должно быть еще большим. В [9] определена податливость монокристалла кварца для разных кристаллографических направлений при  $\alpha$ - $\beta$ -превращении. Обнаружено, что в процессе превращения податливость в три–пять раз выше, чем в стабильных состояниях. В [10] также для монокристаллов кварца получены аномальные изменения деформируемости в процессе фазового перехода при испытаниях на изгиб.

Следует, однако, отметить, что изучению деформационно-прочностных свойств горных пород и минералов при твердотельных превращениях посвящены лишь единичные работы. Но и в них, как правило, эти свойства определяются только для стабильных состояний, а изменения свойств в процессе превращения не исследуются [3, 4].

В данной работе рассмотрены деформационно-прочностные свойства двух горных пород: Шокшинского кварцита в процессе  $\alpha$ - $\beta$ -превращения в кварце и измененного габбро в процессе дегидратации. Опыты ставились на образцах горных пород, имеющих форму прямоугольных параллелепипедов со сторонами  $2 \cdot 2 \cdot 5$  см. Образцы подвергались одноосному сжатию вдоль наибольшей стороны. Термодинамические условия твердотельных превращений создавались повышением температуры.

В опытах с Шокшинским кварцитом изучалось тепловое расширение образца в направлении приложения постоянной одноосной нагрузки. Основное внимание уделялось интервалу температур вблизи температуры  $\alpha$ - $\beta$ -превращения в кварце. Поэтому вначале образец без нагрузки нагревался от комнатной температуры до  $400^\circ\text{C}$  со скоростью 2–3 град/мин и выдерживался при этой температуре около часа. Затем к нему прикладывалась осевая нагрузка, которая медленно увеличивалась от нуля до заданной величины. В течение опыта одноосное напряжение поддерживалось постоянным с точностью  $\pm 1$  МПа, а температура медленно поднималась. При этом нагревании измерялось удлинение образца.

На рис. 2 показаны результаты опытов при трех значениях осевого напряжения: 51, 76 и 125 МПа. Нижние и верхние линейные участки этих графиков соответствуют тепловому расширению стабильных  $\alpha$ - и  $\beta$ -фаз кварца. На каждом графике имеется узкий интервал температур с аномальным изменением длины образца. Интервалы соответствуют фазовому переходу в кварце. Деформация на этих интервалах изменялась так быстро, что использованный для ее записи шестиканальный самописец типа КСП не успевал регистрировать все детали процесса деформирования и они фиксировались визуально по показаниям приборов.

Из рис. 2 также следует, что с увеличением одноосного напряжения интервалы аномального деформирования смещаются вправо, т.е. температура фазового перехода возрастает. Экспериментальные значения температуры перехода  $T_{\text{п}}$  приведены ниже.

$\sigma$ , МПа	51	76	105	125	130
$T_{\text{п}}$ , $^\circ\text{C}$	$580 \pm 3$	$583 \pm 4$	$585 \pm 5$	$593 \pm 4$	$587 \pm 5$

Эти значения в пределах точности эксперимента описываются линейной зависимостью  $T_{\text{п}}(\sigma) = 573 + 0,13 \sigma$ .

Температура  $573^\circ\text{C}$  при  $\sigma = 0$  совпадает с температурой  $\alpha$ - $\beta$ -перехода в кварце при нормальном давлении. Полученный коэффициент наклона 0,13 град/МПа сопоставим с аналогичными коэффициентами для монокристалла кварца при его одноосном сжатии в различных кристаллографических направлениях [9].

Особенности деформирования кварцита при фазовом переходе обусловлены резким увеличением коэффициента теплового расширения  $\alpha$ -кварца вблизи температуры перехода [2] и значительным повышением податли-

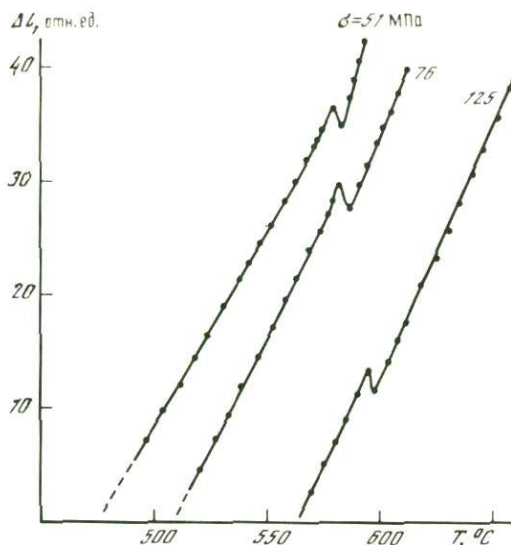


Рис. 2. Изменения длины образцов Шокшинского кварцита при увеличении температуры при постоянном значении осевого напряжения  $\sigma$

ности кварца в процессе  $\alpha$ - $\beta$ -превращения [9]. Отметим также, что образцы кварцита после опыта оставались такими же монолитными, как и до опыта. Каких-либо признаков их растрескивания при этом не обнаружено.

В опытах с измененным габбро моделировались земные условия, в которых горная порода, находящаяся в сложном напряженном состоянии, медленно нагревается до температуры дегидратации. Используемые в опытах образцы измененного габбро содержали гидратированные минералы и гидроокислы. Исследования образцов до и после опытов с помощью дифференциального термического анализа (ДТА) и рентгенографического анализа показали, что в образцах во время опытов происходили необратимые изменения, связанные с дегидратацией. Так, на кривых ДТА после опыта исчезал эндотермический пик при температуре  $560^{\circ}\text{C}$ , а на дериватограммах исчезали рефлексы минерала альандита и значительно уменьшались по величине рефлексы гидроокиси железа.

Схема проведения опытов была следующей. Вначале вертикально поставленный образец вместе с верхней и нижней надставками из жаропрочной стали медленно (со скоростью 2–3 град/мин) нагревался до температуры  $420$ – $440^{\circ}\text{C}$ . При этой температуре он выдерживался более часа, а затем к надставкам прикладывалось медленно увеличивающееся одноосное усилие. После достижения заданного осевого напряжения положение плит пресса фиксировалось, и расстояние между ними в дальнейшем не менялось, а температура системы образец–надставка снова повышалась.

При этом осевое напряжение в образце возрастало. При температуре  $560$ – $610^{\circ}\text{C}$  образцы из измененного габбро теряли несущую способность и разрушались при различных значениях осевого напряжения. Причем разрушение вызывалось напряжениями, которые были как близкими,

так и достаточно далекими от разрушающих напряжений при испытаниях при температурах несколько ниже температуры начала дегидратации.

Таким образом, результаты опытов показали, что разрушение образцов определяется не столько величиной осевого напряжения, сколько температурой, вызывающей реакцию дегидратации.

Из рассмотренных экспериментов следует, что не только минералы, но и горные породы проявляют аномальные деформационно-прочностные свойства при твердотельных превращениях. В этих условиях породы становятся более пластичными и менее прочными. А это означает, что горные породы, находящиеся во фронте твердотельного превращения, становятся ослабленными в смысле их механических свойств. Вдоль таких фронтов наиболее легко могут осуществляться относительные подвижки земных толщ и происходить разрушения горных пород.

Отметим еще раз, что вещество проявляет аномальные свойства только в процессе твердотельного превращения. До и после завершения превращения зависимость этих свойств от давления и температуры остается нормальной. Поэтому, несмотря на то что границы раздела, обусловленные твердотельными превращениями, существуют в земле повсеместно, слои с аномальными физическими свойствами, возникающими при таких превращениях, следует искать в тектонически активных областях, где изменяющиеся термодинамические условия вызывают фазовые и химические превращения вещества.

Далее рассмотрим, как изложенные представления согласуются с натурными данными.

За последние годы в геологии интенсивно развивается концепция тектонической расслоенности литосферы [11, 12]. Согласно этой концепции, литосфера тектонически активных поясов сложена сравнительно жесткими квазигоризонтальными пластинами различной мощности. Пластины отделены друг от друга механически ослабленными, легко деформируемыми слоями, по которым происходят относительные перемещения пластин. Горизонтальные смещения вдоль этих слоев достигают сотен километров. Для ряда регионов было показано, что ослабленные слои приурочены к фронтам метаморфизма [13].

Изложенная концепция основана на геологических данных. Использование геофизических методов исследования позволило установить существование в литосфере квазигоризонтальных слоев, характеризующихся повышенной сейсмичностью [13] и пониженными скоростями сейсмических волн [14]. В ряде случаев было показано, что в субгоризонтальных слоях повышенной сейсмичности плоскости подвижек в очагах землетрясений лежат в плоскости слоя [15].

Таким образом, ядром концепции тектонической расслоенности литосферы является представление о квазигоризонтальных механически ослабленных слоях, характеризующихся повышенной деформируемостью, повышенной сейсмичностью, пониженными скоростями сейсмических волн. Эти слои в ряде случаев приурочены к фронтам метаморфизма. Генезис таких слоев в настоящее время не ясен.

Из изложенного нетрудно заметить, что все характерные особенности механически ослабленных слоев в тектонически активных областях естественным образом объясняются аномальными свойствами веществ,

проявляющимися в процессе твердотельных превращений. Причина приуроченности таких слоев к тектонически активным областям была рассмотрена выше. Понижение предела прочности в процессе твердотельного превращения означает, что в этих слоях наиболее легко разрушаются горные породы и в них наиболее часто должны происходить землетрясения, т.е. такие слои обладают повышенной сейсмичностью.

Повышенная деформируемость вещества во фронте твердотельного превращения соответствует понижению эффективной вязкости таких слоев, что создает условия для скольжения более жестких литосферных пластин друг относительно друга. Наконец, понижение скоростей упругих волн в процессе твердотельного превращения наблюдалось экспериментально [5], что согласуется с наблюдаемыми в природе волноводами, приуроченными к ослабленным слоям.

В заключение отметим, что данной работой мы хотели не только продемонстрировать новые физические модели сеймотектонических процессов в литосфере тектонически активных областей, но и показать важную роль твердотельных превращений для интерпретации происходящих в земле макропроцессов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Любимова Е.А., Любощиц В.М., Парфенюк О.И. Численные модели тепловых полей Земли. М.: Наука, 1983. 126 с.
2. Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969. 543 с.
3. Murrell S.A.F., Ismail I.A.H. The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures // *Tectonophysics*. 1976. Vol. 31, N 3/4. P. 207–258.
4. Raleigh C.B., Paterson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1965. Vol. 70, N 16. P. 3965–3985.
5. Калинин В.А., Томашевская И.С. Фазовые переходы и землетрясения // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1983. № 4. С. 150–158.
6. Калинин В.А., Родкин М.В. Физическая модель очагов глубоководных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 8. С. 3–10.
7. Калинин В.А., Томашевская И.С. О пластичности минералов при фазовых переходах // ДАН СССР. 1982. Т. 268, № 1. С. 59–61.
8. Kalinin V.A., Tomashevskaya I.S. Stress-strain characteristics of substances under phase transition // *Physical properties of the mineral system of the Earth's interior*. Prague, 1985. P. 95–98.
9. Coe R.S., Paterson M.S. The  $\alpha$ - $\beta$  inversion in quartz. A coherent phase transition under nonhydrostatic stress // *J. Geophys. Res.* 1969. Vol. 74. P. 4921–4948.
10. Chaklader A.C.D. Deformation of quartz crystals at the transformation temperature // *Nature*. 1963. Vol. 197. P. 791–792.
11. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
12. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
13. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // *Геотектоника*. 1987. № 1. С. 25–38.
14. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
15. Berberian M. Aftershock tectonics of the 1978 Tabas–e–golshan (Iran) earthquake sequence. A documented active "thin-and-thick-skinned tectonic" case // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1982. Vol. 68, N 2. P. 499–530.

И.В. ДЯТЛИКОВА, М.А. ЯРОСЛАВСКИЙ

## ОБРАЗОВАНИЕ ХАРАКТЕРНЫХ РАЗМЕРОВ И ФОРМ ОТДЕЛЬНОСТЕЙ В ПРОЦЕССЕ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

**Введение.** Известны многочисленные факты существования преимущественных размеров в распределении по величине различных природных объектов: планет, блоков земной коры, кусков, образующихся при дроблении пород взрывами, а также частиц, слагающих грунты, и т.д. [1–4]. Это свойственно широкому диапазону процессов в природе: от тысяч километров (блоки земной коры) до миллиметров и микрометров. Представляет интерес с этой точки зрения распределение размеров частиц в продуктах диспергированного реологическим взрывом (РВ) материала [4]. РВ как способ диспергирования характеризуется тем, что материал подвергается предварительному воздействию большой сдвиговой деформации под давлением, при этом его структура изменяется и в значительной степени формируется в процессе эксперимента.

В соответствии с концепцией автомодельности в широком диапазоне размеров можно считать, что образец, подвергшийся большому сдвигу под давлением на поворотных наковальнях [5], является моделью геофизической среды. В этом случае изучение образования структур в образце может дать информацию о процессах, происходящих в естественных условиях.

Таким образом, исследование материалов в условиях высокого давления и сдвиговой деформации является важным для понимания самоорганизации геофизической среды, а также для проблемы реологии литосферы, поскольку она определяется в значительной степени процессами, происходящими на границах между отдельными блоками, перемещающимися как целое.

**Описание эксперимента<sup>1</sup>.** Исследование вещества (в нашем случае каменного угля и мела) в условиях всестороннего давления и сдвига проводилось следующим образом: образцы изготавливались из монолита в виде таблеток и помещались в рабочую область между поворотными наковальнями [5], затем наковальни сближались, после чего одна из них поворачивалась относительно другой. РВ регистрировался после обжатия образца на наковальнях под давлением порядка десятков килобар и при сдвиговых деформациях порядка единиц.

Диспергированный РВ материал разлетался из зоны высоких механических напряжений и оседал на специальном полимерном экране, после чего фотографировался с помощью сканирующего электронного микроскопа. Проекция частиц диспергированного материала на photographиях измерялась с помощью измерительного металлографического микроскопа МПБ-2 [4].

Исследованный диапазон размеров частиц включал несколько порядков величин. Были построены гистограммы распределения по размерам проек-

<sup>1</sup> Более подробное описание см. в [4, 5].

ций частиц на плоскость для диспергированного РВ каменного угля, при этом исследован диапазон размеров около трех порядков и статистически достоверно показано существование выделенных размеров частиц диспергированного угля в микрометровом диапазоне.

Подобным образом был рассмотрен другой диспергированный материал – в нашем случае пиччий мел [6]. РВ мела и угля проводился в сходных условиях.

Далее представляло интерес расширить диапазон размеров фрагментов. С этой целью был проведен следующий эксперимент: образец (пиччего мела) сдавливался между поворотными наковальнями, производился поворот на такой угол, при котором РВ еще не происходит, неразрушенный образец осторожно снимался с наковален и помещался в полистироловую пробирку. Снятый с наковален образец представлял собой плоскую таблетку диаметром  $\sim 20$  мм с характерной толщиной в центре около 0,7 мм, истончающуюся к краям до толщины  $10^{-1}$ – $10^{-2}$  мм, со структурой из системы радиальных и концентрических трещиноподобных дефектов, являвшихся ослабленными зонами, по которым он впоследствии распался при потряхивании пробирки. Полученный таким образом обломочный материал рассматривался с помощью оптического микроскопа, при этом непосредственно измерялись размеры всех частиц в соответствии с методикой, описанной в [4].

**Результаты и обсуждение.** Размеры частиц диспергированного РВ мела варьировали в пределах от 0,3 до 80 мкм. Распределение частиц мела по размерам оказалось существенно неоднородным, в то же время размах колебаний относительной частоты размеров частиц оказался менее выраженным, чем в случае угля. Характерные размеры в случае мела различаются на множитель 2–2,5. Сводная гистограмма для диспергированных частиц мела приведена в [6]. Спектры выделенных размеров частиц угля и мела совпадают неточно, хотя в большинстве случаев наблюдается хорошее согласие.

В другом варианте эксперимента проводился анализ размеров и форм более крупных частиц мела, когда образец испытал большую деформацию под давлением, но не участвовал в РВ. Если дробление при РВ приводит к конечному состоянию образца, то материал, не испытавший РВ, находится в промежуточном состоянии. Таким образом, мы видим различные этапы формирования полидисперсной структуры в сильно меняющихся условиях. Следует отметить, что первоначальный материал образца (пиччий мел) проявляет тенденцию к сильному уплотнению и в высокой степени забывает первоначальную структуру уже на стадиях больших пластических деформаций в условиях сдвига под давлением. Действительно, материал образца на этой стадии мало напоминает первоначальный: белая полусвязная маркая порода, обладающая сгустковатой микрокомковатой структурой, превращается в стеклообразную массу, на что обращалось внимание в [5].

Можно отметить также, что частицы, в зависимости от формы, распадаются на две группы, отличающиеся друг от друга: одни вытянутые, остроугольные, с существенной разницей максимального  $D$  и минимального  $d$  размера проекций, другие – с относительно небольшой разницей  $D$  и  $d$ , приближающиеся к квадратным. Отсутствует мелкодиспергированный материал в виде пыли. Весь образец распался на различимые невооруженным

глазом частицы, представляющие собой квазидвумерные образования с толщиной  $h$ , значительно меньшей других размеров ( $h \ll D, d$ ). Была построена гистограмма размеров частиц в диапазоне от 500 мкм до 7 мм. При этом квантованность размеров наиболее ярко выражена в диапазонах долей миллиметров — 0,1; 0,2; 0,3 и 1 мм (рис. 1). Менее ярко выраженные максимумы наблюдаются в диапазоне больше 1 мм.

Гистограмма величины  $\bar{l} = \sqrt{Dd}$  для обломочного материала более сглажена, чем гистограмма  $D$  и  $d$ . Коэффициент формы  $K = D/d$  у длинных серповидных отдельностей, на которые распался образец, достаточно велик. Наблюдается выраженная квантованность размеров этих плоских обломков.

Сравнение распределения  $K$  по размерам для мелкодиспергированного РВ материала и для крупной фракции, полученной при разрушении по ослабленным зонам (трещинам) образца, не испытывавшего РВ после деформации под давлением, показывает следующее: частицы мела в обоих случаях проявляют четкую тенденцию к кластеризации в области  $K = 1$ , причем это особенно ярко проявляется для малых размеров  $\bar{l} = 0,2 \div 1$  мкм, что может быть связано с ростом численности обломков при уменьшении размеров.

Возможность артефакта, связанного с тем, что при больших увеличениях малые частицы на фотографии кажутся грубо сферическими, опровергается тем, что оптические измерения всех сравнительно крупных обломков одного образца мела дали сходную кластеризацию.

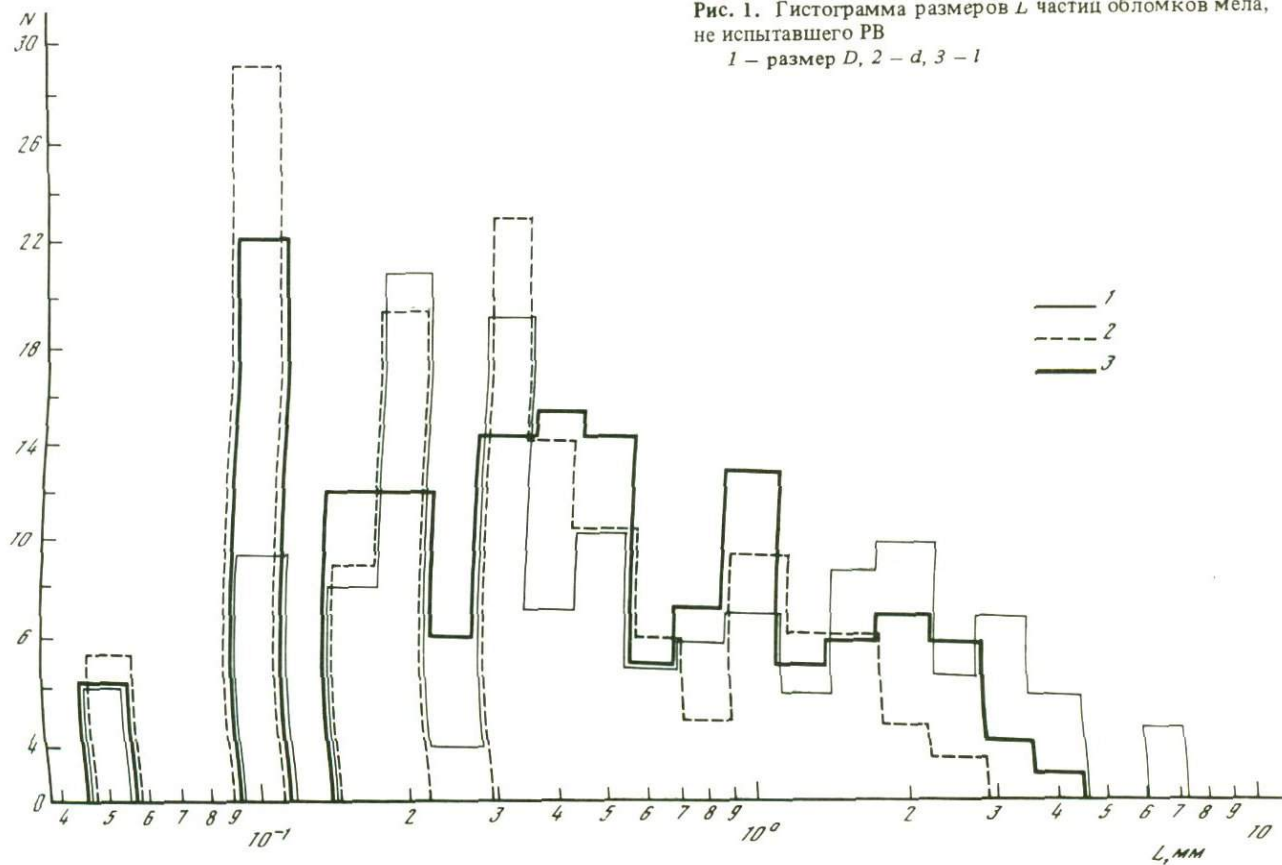
Распределение коэффициента формы для частиц диспергированного РВ угля в сравнении с аналогичным распределением для мела не показывает столь ярко выраженной кластеризации. Это также подтверждает истинность этих распределений, т.е. отсутствие артефакта, связанного с большим увеличением. Помимо того, имеет место тенденция к периодичности коэффициента форм (рис. 2); вероятно, сравнительно большое количество обломков с  $K \approx 1$  можно связать с дроблением более вытянутых, т.е. мы имеем наложение структур нескольких рангов.

Можно предположить, что различие распределений  $K$  и  $\bar{l}$  для частиц диспергированного РВ материала и для обломков образца связано как с различием механизма образования отдельностей, так и с топологическими факторами. Здесь имеется в виду геометрическая размерность фрагмента: образец является эффективно плоским, характерная его толщина  $\sim 10^{-1}$  мм и менее, т.е. много меньше характерного размера обломков, в то время как размеры частиц диспергированного РВ материала порядка и менее толщины образца перед диспергированием, когда реализуется скорее не плоское, а объемное разрушение.

С той же точки зрения можно пытаться интерпретировать квантованность размеров и коэффициента формы плоских обломков. Этот фактор представляет собой интерес для дальнейших исследований механизмов образования природной кусковатости в различных условиях. Видимо, задачей является определение эффективных размерностей при формировании каждой структуры.

**Итоги.** В наших работах [4, 6] и настоящей статье исследовался диспергированный РВ материал (уголь, мел) в диапазоне микрометровых размеров, а также материал, подвергшийся большому сдвигу под давлением,

Рис. 1. Гистограмма размеров  $L$  частиц обломков мела, не испытывавшего РВ  
 1 — размер  $D$ , 2 —  $d$ , 3 —  $l$



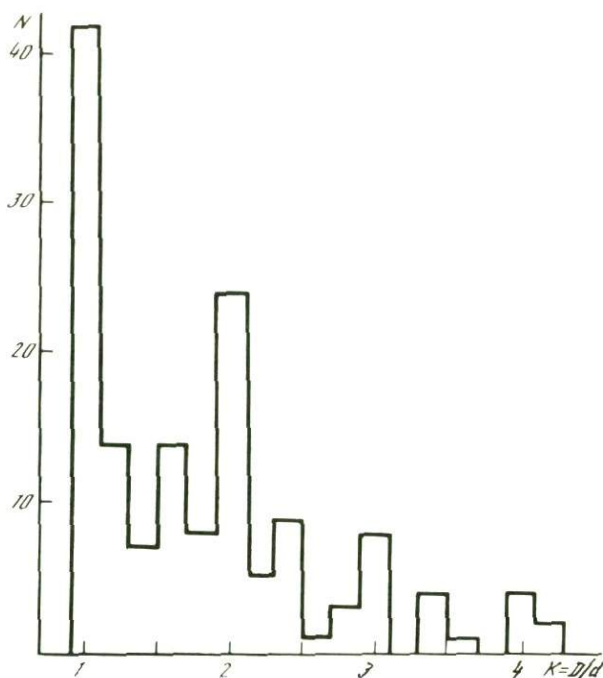


Рис. 2. Гистограмма распределения коэффициента формы  $K$  для фрагментов обломочного мела (в линейном масштабе)

но не испытывавший РВ. Были построены гистограммы распределений размеров и форм частиц диспергированного и обломочного материала, на которых более или менее выделяется последовательность в распределении частиц по размерам. Существование выделенных размеров показано в [1–6].

Размеры частиц, исследованные нами, проявляют тенденцию к такой последовательности для различных материалов (осадочных горных пород), помещенных в аналогичную экспериментальную ситуацию. Сходство спектров выделенных размеров частиц различных материалов, диспергированных в сходных условиях при освобождении запасенной в образце механической энергии после значительного деформирования, может означать, что возникновение этих спектров определяется кинетикой процесса диспергирования.

Расширен в сторону больших диапазонов исследованных размеров и исследованы формы фрагментов образцов. Проведенная оценка распределений характерных форм отдельностей показала выраженную неоднородность спектра коэффициента формы и его связь с условиями эксперимента.

Определено, что коэффициент формы для различных материалов различается достаточно сильно, т.е. несет информацию, в частности, о самом материале, тем самым возможно полагать, что этот параметр является информативным.

Анизотропия форм и характерные выделенные размеры отдельностей в продуктах разрушения деформированных под давлением образцов зависят от типа материала и хода процесса разрушения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 820–831.
- Садовский М.А. О распределении размеров твердых отдельностей // Там же. 1983. Т. 269, № 1.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3–18.
- Ярославский М.А. Характерные размеры частиц диспергированного реологическим взрывом материала // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 2. С. 324–327.
- Ярославский М.А. Реологический взрыв. М.: Наука, 1982. 193 с.
- Yaroslavsky M.A., Dyatlikova I.V. Recognised dimentions of products of shear destruction under pressure // J. Gerlands Beitr. Geophys. Leipzig. 1988. Bd. 97, H. 1.

УДК 534.2:519.25

Б.Г. САЛОВ, З. ПОТУЖАК, Е.Л. ИРИСОВА,  
Г.А. СОБОЛЕВ

### ПРЕДВЕСТНИКИ В АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ РАЗРУШЕНИЯ БАРЬЕРА СДВИГОМ

Известно, что при нагружении образцов различных материалов, в том числе и горных пород, процесс акустической эмиссии (АЭ) развивается с нарастанием активности  $\dot{N}$  (количества импульсов АЭ в единицу времени), которая достигает своего максимального значения во время макроразрушения образца [1–11]. Регистрируемый при этом рост активности связывается с ускорением накопления трещиноватости материала образца и приближением момента потери устойчивости. Импульсы АЭ, возбуждаемые отдельными трещинами, обычно имеют форму затухающего колебания с большим числом переколебаний и регистрируются в частотном диапазоне от нескольких сотен герц до сотен килогерц [2, 3, 5, 11]. Монотонное нарастание АЭ создает значительные трудности при выявлении характерных этапов в процессе подготовки и реализации макроразрушения в образцах. Особенно это относится к экспериментам на мягких машинах и с постоянной скоростью изменения нагрузки на образец.

В настоящей работе представлены результаты экспериментов на нагружающей машине, поддерживающей постоянную скорость деформации с помощью ЭВМ. Испытывались образцы из бетона прямоугольной формы размерами 37,5×75×150 мм с заложенными в них при изготовлении пластинами—концентраторами напряжения. На рис. 1 показана большая грань образца с проекцией на нее пластин-концентраторов (1) и отмечено место установки датчика АЭ (2). В качестве концентраторов были использованы две пары стеклянных пластинок размером 35×25×1,3 мм, контактные поверхности между которыми покрывались смазкой. Пластины помещались симметрично центра образца на плоскости под углом 35° к оси нагрузки, перпендикулярно большим граням образца. Таким образом, в центре образца при его деформировании существовала зона, называемая в дальнейшем зоной влияния concentra-

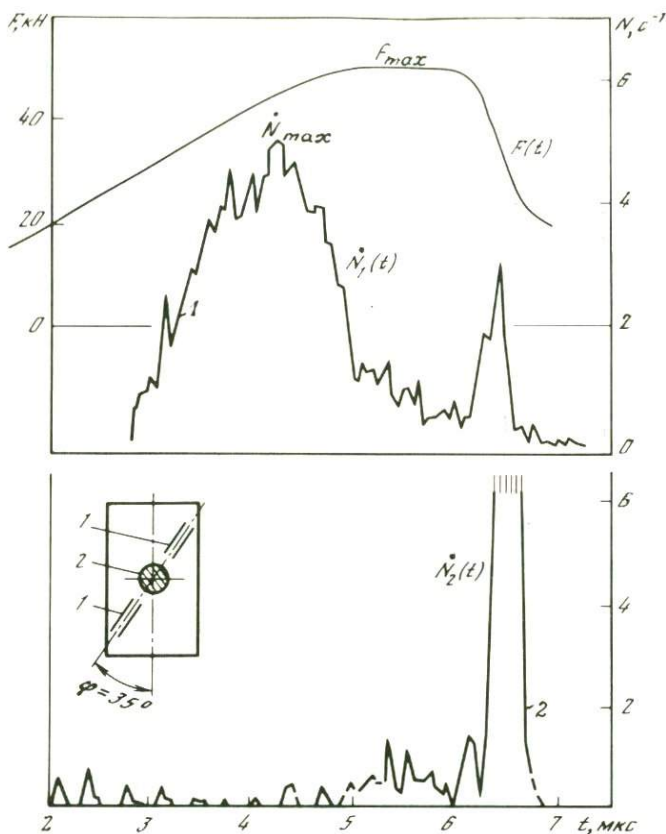


Рис. 1. Зависимости  $N(t)$  и  $F(t)$  при испытании образца

Скорость деформирования постоянна в течение всего эксперимента  $\dot{\epsilon} = 6 \cdot 10^{-7} \text{ c}^{-1}$ .

Кривая  $N_1(t)$  — скорость счета высокочастотных сигналов АЭ малой энергии, суммарное число сигналов АЭ  $\Sigma N = 11,6 \cdot 10^3$ ; кривая  $N_2(t)$  — скорость счета относительно низкочастотных сигналов более высокой энергии АЭ, коммулятивное число  $\Sigma N = 3 \cdot 10^3$

торов (ЗВК), в которой при нагружении наблюдался процесс подготовки и развития макроразрыва сдвигового типа.

Управляемый вычислительной машиной гидравлический пресс позволяет испытывать образцы на одноосное сжатие с максимальным усилием до 1000 кН по одной из имеющихся программ нагружения. В настоящей работе представлены результаты экспериментов, в которых нагружение проводилось в два этапа. На первом этапе до нагрузки  $F_{12} = 0,5 F_{\text{пред}}$  скорость деформации составляла  $\dot{\epsilon}_1 = 10^{-6} \text{ c}^{-1}$ , а на втором —  $\dot{\epsilon}_2 = 6 \cdot 10^{-7} \text{ c}^{-1}$  и  $\dot{\epsilon}_2 = 6 \cdot 10^{-8} \text{ c}^{-1}$  в двух разных сериях экспериментов соответственно. Такой режим со сменой скорости деформации на ранней стадии нагружения образца позволил существенно сократить длительность экспериментов и за счет этого удлинить наиболее интересную его часть, а также в течение длительного времени наблюдать поведение образца на запредельной ветви диаграммы  $\sigma(\epsilon)$ .

Регистрация сигналов АЭ осуществлялась аппаратурой, разработанной для этой цели. В качестве приемного датчика использовался диск из пьезокерамики ЦТС-19 толщиной 1 мм, диаметром 8 мм, наклеенный на латунный наконечник толщиной также 1 мм. Датчик закреплялся на образце с помощью эпоксидной смолы.

Для согласования приемного датчика с линией связи и входными устройствами регистрирующей аппаратуры, а также уменьшения влияния помех использовался предварительный усилитель с высоким входным и малым выходным сопротивлениями, размещенными в непосредственной близости (40 см) от образца. Коэффициент усиления  $K = 35 \pm 3$  дБ в полосе частот от 30 кГц до 5 МГц. Сигнал от него по линии связи подавался на основной усилитель с регулируемым коэффициентом усиления. Общий коэффициент усиления, реализуемый с помощью описываемых предварительного и основного усилителей, в экспериментах составлял по напряжению около 3000. После усиления сигналы подавались для дальнейшей обработки на дискриминатор, описанный К. Сондергельдом [12]. На выходе дискриминатора вырабатывался нормированный импульс наличия сигнала АЭ, если входной сигнал превышал выбранный порог по амплитуде и число этих превышений было не менее установленного за разрешенный интервал времени. Кроме того, запрещалось появление выходного импульса, если первое превышение порога сигналом совпадало с аналогичным превышением на втором канале с теми же параметрами по усилению и с датчиком на входе, не связанным акустически с образцом и принимающим только электромагнитные сигналы. Это происходит в случае электрической наводки на приемно-усилительный тракт.

Таким образом, сигналами АЭ считались импульсы, имеющие более трех превышений  $n = 3$  порогового уровня за интервал времени  $nT = 20$  мкс. Время запрета ( $DT$ ) обработки следующего импульса также было установлено,  $DT = 20$  мкс. Следовательно, регистрировались сигналы с частотой не менее 100 кГц. Выходные импульсы с дискриминатора подавались на пятиразрядный двоично-десятичный счетчик. Информация с интервалом в 10 с снималась цифropечатающим устройством и печаталась на бумажной ленте. Одновременно на ленте печаталось текущее время эксперимента. Каждую минуту производился сброс счетчика до нуля. Таким образом, реализовалась возможность построить график активности АЭ  $\dot{N}(t)$  в зависимости от времени эксперимента, которое пропорционально в нашем случае продольной деформации образца.

Использованная аппаратура позволяла одновременно осуществлять регистрацию сигналов АЭ на графopостроителе. На бумажной ленте строился график изменения активности АЭ в зависимости от времени эксперимента. В этом случае устанавливались параметры дискриминации сигналов АЭ, отличающиеся от параметров сигналов, регистрирующихся на цифropечатающем устройстве, что позволило ввести одновременную регистрацию процесса АЭ в двух разных диапазонах частот, амплитуд и длительностей сигналов.

Всего во время экспериментов АЭ была изучена на 28 образцах бетона. На рис. 1 показан типичный пример зависимости активности АЭ от времени в экспериментах (график  $\dot{N}_1(t)$ ).

При совместном рассмотрении графиков  $F(t)$  изменения нагрузки

на образец и кривых  $N(t)$  активности АЭ видно, что в течение всего времени эксперимента, пока нагрузка на образец увеличивается от  $(0,4-0,5) F_{\max}$  до предельного значения  $F_{\text{пред}}$ , регистрируется большое число сигналов в единицу времени  $\dot{N}$ , причем максимального значения  $\dot{N} = \dot{N}_{\max}$  активность достигает задолго до того, как нагрузка начинает падать. После достижения максимума наблюдается быстрый спад графика  $\dot{N}(t)$ . Подъем кривой активности АЭ происходит на стадии относительно более быстрого нарастания нагрузки. Спад  $\dot{N}$  наблюдается на участке эксперимента, когда скорость нарастания нагрузки снижается. После достижения максимальной нагрузки на образец  $F_{\max}$  отмечается быстрое ее падение, которое сопровождается малой активностью АЭ, близкой по величине начальному этапу регистрации. На этом этапе в конце спада нагрузки в большинстве опытов отмечалось кратковременное возрастание активности с последующим быстрым уменьшением ее до фонового значения.

**Обсуждение результатов.** Полученные результаты можно описать схемой, показанной на рис. 2. Процесс АЭ делится на несколько этапов, которые соответствуют различным стадиям развития трещинообразования в зоне влияния концентраторов (ЗВК). На первом этапе, когда образец хорошо держит нагрузку, по всему объему ЗВК происходит постепенно ускоряющееся развитие микротрещин начального (для использованных в описываемых экспериментах частотного диапазона и чувствительности аппаратуры) масштабного уровня (I ранга), слабо влияющих на прочность образца.

При достижении критической концентрации микротрещин [13] в ЗВК начинается процесс их слияния в трещины следующего масштабного уровня (II ранга). Этот процесс сопровождается уменьшением активности АЭ и приводит к уменьшению нарастания нагрузки  $F(t)$  (этап II).

При достижении критической плотности трещин II ранга начинается неконтролируемый процесс их слияния. При этом нагрузка на образец (при условии постоянства скорости деформации) падает, а в ЗВК образуется узкая область будущей магистральной сдвиговой трещины (этап III). Из экспериментов по механике разрушения различных материалов известно, что образование трещин, соизмеримых с размерами образца, происходит на стадии падения несущей способности. Дальнейшее деформирование (нагружение) образца приводит к началу подвижки по сформировавшейся области, которое сопровождается возникновением трещин младших рангов в сохранившихся неразрушенных элементах как внутри области (барьеры формирующегося разрыва, неровности на его берегах), так и в прилегающем объеме. Акустическая эмиссия на этом этапе (этап IV на рис. 2) заметно возрастает и, достигнув некоторой величины, быстро уменьшается до фонового значения.

В дальнейшем деформирование образца происходит в основном за счет подвижки по разрушенной области образовавшегося сдвигового разрыва. Излучение АЭ в регистрируемом диапазоне частот уменьшается, и активность падает. Относительно низкие значения активности АЭ на этапе III можно считать аналогом сейсмического затишья, которое пред-

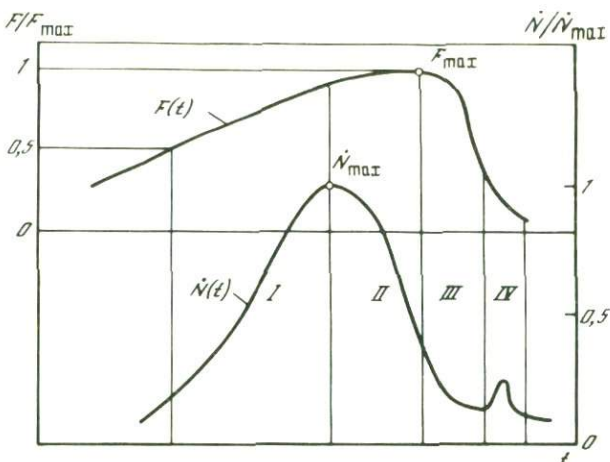


Рис. 2. Схематическое представление стадийности процесса образования разрыва сдвигового типа и зависимостей  $\dot{N}(t)$  и  $F(t)$

I — этап образования микротрещин I ранга; II — этап образования трещин II ранга, III — этап слияния трещин II ранга; IV — реализация магистрального разрыва

существует подвижке по магистральному разрыву. При исследованиях, проводимых на мягких машинах или с постоянной скоростью роста нагрузки, этот этап занимает короткое время и не выделяется на кривых активности АЭ. Он также не выделяется и в случае установки высокого порогового уровня приемной аппаратуры для регистрации сигналов АЭ с большой энергией и в более низком диапазоне частот.

На рис. 1 представлены графики одновременной регистрации процесса АЭ на образце в разных диапазонах частот и при разной энергии сигналов. Кривая 1 соответствует измерениям при условиях дискриминации, описанных выше, когда амплитуда сигналов АЭ незначительно превышала уровень шума входных устройств, а минимальная разрешенная частота была  $f_n = 100$  кГц. Кривая 2 показывает изменение активности АЭ со следующими параметрами дискриминации: порог срабатывания по амплитуде устанавливался такой величины, при которой пропускались на обработку сигналы с амплитудой в 3–4 раза большей, чем в первом случае; количество превышений устанавливалось  $n = 4$ , разрешенное время счета  $nT = 200$  мкс. Таким образом, нижняя частота устанавливалась равной  $f_n = (n-1)/nT = 15$  кГц. Сигналы с такими параметрами начинают регистрироваться только на втором этапе нагружения, а на этапе развития магистральной трещины отмечается быстрое возрастание активности до максимальной величины.

Сделаем некоторые выводы: 1. Возможно выбрать такой диапазон дискриминации сигналов АЭ, что будет получена характерная бухтообразная форма кривой  $\dot{N}(t)$ , отвечающей процессу подготовки зоны будущего магистрального разрыва сдвигового типа.

2. На кривой  $\dot{N}(t)$  выделяются участки с положительным и отрицательным углом наклона, отражающие различные стадии подготовки магистрального разрыва.

3. Точка перегиба графика, или максимальное значение активности АЭ  $\dot{N}_{\max}$  сигналов с частотой выше 100 кГц и малой амплитуды, наблюдается ранее достижения предельной прочности образца и может быть истолкована как признак начала формирования магистральной сдвиговой трещины.

4. Отмечается эффект акустического затишья, продолжительность которого зависит от частотного и энергетического диапазона регистрируемых сигналов. Этот эффект можно использовать в качестве предвестника грядущей сдвиговой подвижки по сформировавшейся области.

Авторы выражают благодарность О.Г. Шаминой и А.В. Пономареву а полезное обсуждение результатов; А.В. Кольцову, О.В. Бабичеву, .О. Андрееву за изготовление образцов и регистрацию нагрузок и деформаций; В.А. Будникову за обеспечение надежной работы нагружающей машины.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Шамина О.Г. Упругие импульсы при разрушении образцов горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1956. № 5. С. 513–518.
- Schols C.H. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 1417–1432.
- Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н. Предвестники разрушения образцов горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 5. С. 12–20.
- Грешников В.А., Дробот Ю.Б. Акустическая эмиссия. М.: Изд-во стандартов, 1976. 121 с.
- Гусев О.В. Акустическая эмиссия при деформировании монокристаллов тугоплавких металлов. М.: Наука, 1972. 107 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.
- Sobolev G., Rummel F. Shear fracture development and seismic regime in pyrophyllite specimens with soft inclusions // J. Geophys. 1982. Vol. 51. P. 180–187.
- Куксенко В.С., Султанов У. Кинетика накопления микротрещин в механически нагруженных горных породах // Физика и механика разрушения горных пород. Фрунзе: Илим, 1983. С. 175.
- Мансуров В.А. Хрупкое разрушение горных пород. Фрунзе: Илим, 1984. 124 с.
- Sano O., Terada M., Ehara S. A study on the time-dependent microfracturing and strength of Oshima Granite // Tectonophysics. 1984. Vol. 84, N 2/4. P. 343–362.
- Koltsov A.G., Ponomarev A.V., Salov B.G. et al. Investigation of precursory stage and fracture development in the rock samples by complex geophysical methods // Acta geophys. pol. 1984. Vol. 32, N 3. P. 283–299.
- Sondergeld C.H. An effective nose discrimination for use in acoustic emission studies // Rev. Sci. Instrum. 1980. Vol. 51. P. 1342–1344.
- Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 78–86.

В.А. ТЕРЕНТЬЕВ

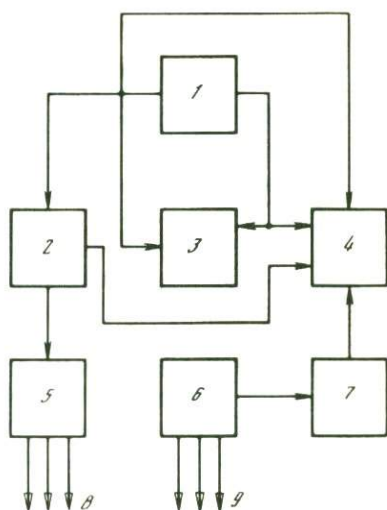
## КОМПЛЕКТ УЛЬТРАЗВУКОВОЙ АППАРАТУРЫ ОДНОКРАТНЫХ ИМПУЛЬСОВ

Ультразвуковая аппаратура нашла широкое применение в геофизике. Так, при исследовании физико-механических свойств, изменений напряженного состояния и процесса разрушения горных пород на образцах и в массиве используются различные ультразвуковые приборы, такие, как С-70, УК-10П, КС-1, УК-14П, работающие в режиме многократного излучения импульсов с частотой повторения 50–100 имп/с [1–3].

В настоящее время исследование процесса разрушения горных пород на образцах и в массиве проводится комплексно с применением различных методов: импульсного ультразвукового, акустической эмиссии, электромагнитного излучения и деформационного. Многократное излучение ультразвуковых импульсов мешает регистрации других геофизических полей. Это привело к необходимости разработки аппаратуры для ультразвуковых измерений однократными импульсами.

Структурная схема разработанного в Институте физики Земли АН СССР комплекта ультразвуковой аппаратуры, состоящего из серийных приборов, представлена на рисунке.

Генератор импульсов Г5-56 предназначен для синхронизации сейсмоскопа С-70, частотомера ЧЗ-34А и осциллографа С8-13, а также формирования импульсов запуска и задержки в однократном и периодическом режимах. Сейсмоскоп С-70 посылает электрические импульсы с амплитудой 1000 В и длительностью 3 мкс, возбуждающие датчики ультразвука, формирующие отметку момента и марки времени для калибровки шкалы осциллографа С8-13. Частотомер ЧЗ-34А используется для точного измерения времени задержки развертки осциллографа С8-13 отно-



Структурная схема комплекта ультразвуковой аппаратуры однократных импульсов

1 — генератор импульсов Г5-56; 2 — ультразвуковой сейсмоскоп С-70; 3 — частотомер электронно-счетный ЧЗ-34А; 4 — осциллограф универсальный запоминающий С8-13; 5, 6 — коммутаторы; 7 — широкополосный (до 1 МГц) предварительный усилитель с коэффициентом усиления 1000; 8, 9 — ультразвуковые датчики

сительно начала возбуждающего импульса. Осциллограф С8-13 служит для регистрации волновых процессов на электронно-лучевую трубку (ЭЛТ). С экрана ЭЛТ записанные в памяти волновые процессы регистрируются с помощью фотоприставки. Предварительный усилитель усиливает слабые входные сигналы, проходящие сквозь горную породу к ультразвуковым приемникам. В качестве излучающих и приемных датчиков ультразвука используются пьезоэлектрические преобразователи — кристаллы сегнетовой соли, пьезокерамика ЦТС с собственными частотами от 70 до 1000 КГц. Такая установка дала возможность уверенно и надежно зарегистрировать ультразвуковые сигналы, измерить их кинематические и динамические параметры.

Описанный выше комплект ультразвуковой аппаратуры использовался в лабораторных экспериментах по разрушению блоков горных пород объемом 1 м<sup>3</sup> на 50 000-тонном прессе, управляемых прессах "ИНОВА", "ИНСТРОН" и в шахтных условиях в опытах по нагружению целиков горных пород. Данный комплект показал высокую надежность и работоспособность, а также возможность его применения при одновременной регистрации естественных геофизических полей любой природы другими методами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Терентьев В.А. Малогабаритный полевой импульсный ультразвуковой сейсмокоп // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 11. С. 78–81.
2. Коптев В.И., Львов О.В., Робустов Ю.О., Рыбаков Л.А. Новая аппаратура для сейсмоакустических исследований // Сб. научных трудов Гидропроекта. М., 1983. Вып. 89. С. 131–142.
3. Шкурятник В.Л., Сирота Д.Н. УК-14П — новый ультразвуковой прибор для геоконтроля. // Горная геофизика: Тез. докл. Батуми, 1985. С. 40.

УДК 550.382.3

Л.Е. КИМ

### **ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ МИГРАЦИЯ ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ ВОЗМУЩЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В КИРГИЗСКОМ ТЯНЬ-ШАНЕ В ПЕРИОД, ВКЛЮЧАЮЩИЙ ГАЗЛИЙСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1976 г.**

С целью изучения особенностей проявления геомагнитного эффекта перед сильными землетрясениями нами на территории Киргизии с августа 1975 г. по декабрь 1978 г. производилась ежесуточная регистрация вариаций вертикальной составляющей геомагнитного поля в нескольких магнитовариационных пунктах (МВП). Измерения геомагнитного поля выполнялись в стационарных условиях в основном магнитометрами М-27 в 2 и 14 ч мирового времени с точностью отсчета по шкале 5 нТл.

За два месяца до первого из Газлийских землетрясений 1976 г. на четырех магнитовариационных пунктах Киргизии, разнесенных на 60–100 км друг от друга и удаленных более чем на 700 км от эпицентра, были

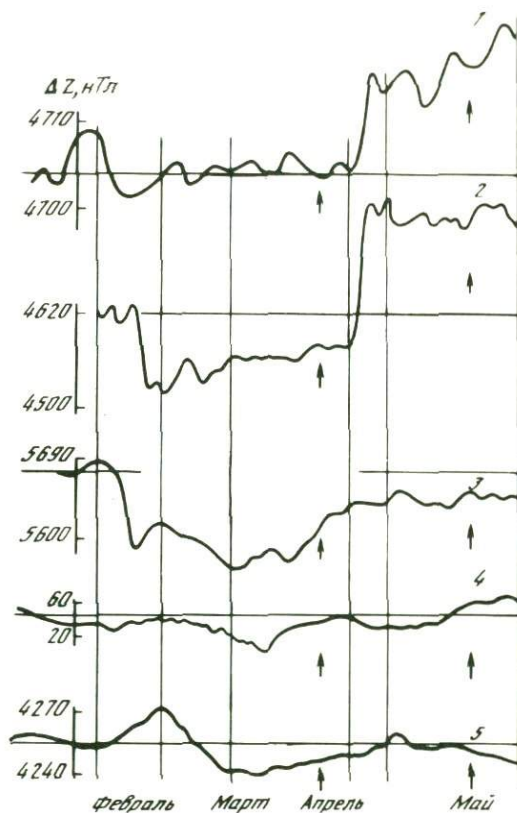


Рис. 1. Аномальное проявление длиннопериодной вариации геомагнитного поля в отдельных пунктах магнитных наблюдений

1 – Кызыл-Юлдуз – Алма-Ата, 2 – Суфи-Курган – Алма-Ата, 3 – Арсланбоб – Алма-Ата, 4 – Эркин-Сай – Алма-Ата, 5 – Аркит – Алма-Ата

зарегистрированы долговременные аномальные изменения геомагнитного поля. Были рассчитаны ежесуточные разностные поля полученных средних ночных уровней суточного хода вариаций между каждым вариационным пунктом и обсерваторией Алма-Ата, ближайшей за пределами сейсмогенных зон Срединного и Южного Киргизского Тянь-Шаня. Четыре из пяти магнитовариационных пунктов расположены близ зон краевых и глубинных разломов или узлов их сочленения. Четыре пункта образуют субмеридиональный геомагнитный профиль, охватывающий все зоны Киргизского Тянь-Шаня: самый северный пункт, Кызыл-Юлдуз, – в Северном Тянь-Шане; второй пункт, Аркит, – на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня и два последних – в Южном Тянь-Шане.

Определение доаномального уровня для каждого пункта субмеридионального профиля производилось по ряду наиболее спокойно изменяющегося наблюдаемого геомагнитного поля, осредненному вначале по пяти, затем по 30 точкам. Наиболее длинные ряды спокойно изменяющегося поля были выделены по МВП Суфи-Курган и Аркит, они составили

Количественная интерпретация аномального геомагнитного профиля

Дата (1976 г.)	Поле шара		Радиус-вектор, км	H км, по ме- тоду Гельфан- да	H <sub>ср</sub> , км
	H <sub>1</sub> , км	H <sub>2</sub> км			
10.02	21	22	20	35	25
27.02	103	174	150	169	149
15.03	114	182	180	134	153
15.04	126	191	210	150	169
25.04	46	67	50	70	58
30.05	39	45	40	66	48

П р и м е ч а н и е. В столбце  $\Delta S$  знак минус соответствует северо-западному направлению, плюс — юго-восточному.

соответственно 4 и 5 мес. Сравнение значений доаномальных уровней полей, рассчитанных по многомесячному интервалу и по относительно короткому (20.01–5.02.76 г.), показывает достаточно близкую сходимость результатов. Для МВП Суфи-Курган они составили соответственно 4640 нТл, а для МВП Аркит 4275 и 4270 нТл. Для остальных трех МВП расчет доаномального уровня производился как среднее значение спокойно изменяющегося участка поля за этот интервал.

Вариационная аномалия геомагнитного поля в 1976 г. проявилась в начале своего развития в предварительном повышении геомагнитного поля, за которым следовало значительное и быстрое понижение его (110 нТл за 5 сут), длительном колебании относительно нового заниженного уровня и частичном или полном восстановлении первоначального доаномального уровня, а на некоторых пунктах значительном превышении его. Аномальное понижение значений вертикальной составляющей геомагнитного поля на магнитовариационных пунктах проявилось не одновременно, а последовательно. Вначале описываемая аномалия была зарегистрирована в самом северном пункте — Кызыл-Юлдузе. Далее аномалия проявилась в МВП Арсланбоб, затем в самом южном пункте Суфи-Курган и в последнюю очередь в МВП Аркит, так что последовательность пунктов проявления аномалии не соответствует последовательности расположения пунктов с севера на юг на меридиональном профиле.

Для всех четырех пунктов субмеридионального профиля можно отметить в среднем, что длительность аномалий составляет 70–80 дней. Амплитуда левой ветви вариационной аномалии (величина интенсивного понижения) достигает 110 нТл. Амплитуда правой ветви длиннопериодной аномалии (величина интенсивного возрастания поля) для разных пунктов имела различное значение. В пункте Арсланбоб она составила 80 нТл, в пункте Аркит — 50 нТл, в пунктах Кызыл-Юлдуз — 130 нТл, Суфи-Курган — 190 нТл. Средняя скорость уменьшения поля в пунктах Кызыл-Юлдуз, Арсланбоб, Суфи-Курган составила 20 нТл, а скорость возрастания геомагнитного поля в пунктах Кызыл-Юлдуз и Суфи-Курган достигла 35 нТл. Начало интенсивного понижения поля проявилось не одновременно на всех пунктах, а со сдвигом на 4, 3 и 8 дней в каждом пункте в порядке их описания.

Отклонение от среднего, %	Число дней	$\Delta H_{\text{ср}}$ , км	$V_{\text{в}}$ , км/сут	$\Delta S$ , км	$V_{\text{г}}$ , км/сут
40	17	124	7,3	+165	9,7
31	16	4	0,3	-30	1,9
25	31	16	0,5	+15	0,5
21	10	111	11,1	-95	9,5
38	35	10	0,3	-15	0,4

Особенно много общего в характере изменения аномалии в крайних пунктах профиля Кызыл-Юлдуз и Суфи-Курган, расположенных на расстоянии 330 км друг от друга: четко выраженные левые и правые ветви, возрастающий тренд "дна" аномалии, сходство в деталях изменения поля на аномально заниженном уровне (см. рис. 1). Обращает на себя внимание тот факт, что резкое повышение поля началось через несколько дней после Газлийского землетрясения 8.04.76 г.

Для отдельных дат, характеризующихся наиболее интересными моментами изменения геомагнитного поля, были подсчитаны аномальные отклонения поля в каждом пункте от полученных нормальных уровней и построены в 2 500 000 масштабе аномальные геомагнитные профили в отдельные даты. Так как для построения профиля мы имели в наличии минимальное количество точек при отсутствии какой-либо информации об особенностях изменения аномального геомагнитного поля между пунктами, то была предпринята попытка оценить только глубину залегания центра магнитовозмущающего объекта без оценки его размеров, интенсивности намагничивания и т.д. После анализа реальных аномальных профильных кривых, учета соотношения размеров аномалии и длины профиля, несимметричности кривых при неполном выходе в нормальное поле некоторых правых ветвей ее было решено реальные

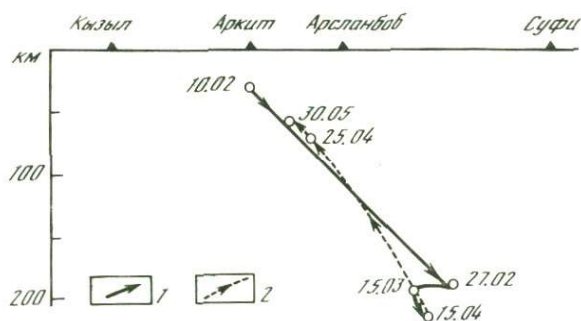


Рис. 2. Миграция источника с отрицательной по отношению к направлению магнитной индукции вертикальной составляющей поля

1 — погружение источника, 2 — всплывание

кривые путем осреднения левых и правых ветвей перестроить в симметричные кривые тел правильной формы.

Данная операция исключает возможность оценить направление намагничивания тела, зато значительно облегчает ее интерпретацию. Для оценки глубины магнитовозмущающего источника были применены три достаточно простых, но информативных метода: метод характерных точек для сферы [1]; метод Гельфанда, позволяющий оценить глубину залегания центра магнитного объекта правильной формы и прямой намагниченности при неизвестном уровне нормального поля [2], и метод радиус-векторов для тел, близких по форме к сфере [3], позволяющий определить количество источников магнитной индукции. Данные количественной интерпретации аномального геомагнитного профиля в различные даты сведены в таблицу.

Следует отметить, что, поскольку метод Гельфанда не нуждается в определении нормального фона, а по полученным табличным данным не наблюдается систематического расхождения между глубинами, есть основания полагать, что уровень нормального поля рассчитан верно.

Из данных таблицы следует, что магнитовозмущающее тело с отрицательной по отношению к направлению магнитной индукции вертикальной составляющей геомагнитного поля находилось в начале февраля 1976 г. на глубине 20–30 км, а затем в течение 17 дней испытало значительное погружение (в среднем на 125 км) с одновременным горизонтальным перемещением в юго-восточном направлении на 165 км, а в конце апреля – всплывание (в среднем на 110 км) с одновременным перемещением в северо-западном направлении на 95 км. Таким образом, магнитовозмущающее тело дважды испытало значительные перемещения как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости.

Передвижение центра тела контролировалось поверхностью крутого юго-восточного падения (рис. 2), имеющей, возможно, отношение к особенностям строения верхней мантии данного района. Вертикальная и горизонтальная скорости перемещений источника магнитных возмущений варьируют от 0,3 до 11 км/сут. Заметим, что среднее значение глубины залегания поверхности Кюри для Киргизского Тянь-Шаня составляет 40 км, а в зонах Баубашатинского и Ясинского районов, где располагаются магнитовариационные пункты Аркит и Арсланбоб, отмечается поднятие поверхности Кюри до глубины 20 км и менее. Из приведенного следует, что магнитовозмущающие тела находятся на глубинах, где магнитные свойства пород из-за высокой температуры вообще исчезают, и магнитная индукция может быть создана только движущимися макрочастицами или телами.

Таким образом, на основании проведенного исследования на глубинах 20–200 км в мощном слое нижней коры–верхней мантии можно предполагать наличие заряженных частиц, обладающих способностью при данных термодинамических условиях передвигаться достаточно быстро, со скоростью несколько километров в сутки как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Первичные токи должны возбудить не менее мощные индукционные вторичные токи противоположного направления.

По-видимому, направленное движение заряженных частиц в разуплотненных глубинных зонах вызвано какими-то процессами в верхней мантии региона. Возможно, эти процессы обуславливают перераспределение напряжений в больших объемах горных пород, что способствует возникновению сильных землетрясений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Тафеев Г.П., Соколов К.П.* Геологическая интерпретация магнитных аномалий. М.: Недра, 1981. 327 с.
2. *Гельфанд Н.И.* К определению глубин залегания намагниченных тел при неизвестном уровне нормального поля // Геология и геофизика. 1960. № 8. С. 116–119.
3. *Миков Д.С.* Методы интерпретации магнитных аномалий. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. 179 с.
4. *Ким Л.Е.* Результаты количественной интерпретации длиннопериодной аномалии вертикальной составляющей МПЗ под данным пунктов магнитных наблюдений Киргизии. 1985. 40 с. Деп. в ВИНТИ, № 85–85.
5. *Шварцман Ю.Г.* Особенности глубинного строения центральной части Северного Тянь-Шаня по геофизическим данным: Автореф. дис. ... геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1980. 22 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>I. ОЧАГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ</b>	
<i>Садовский М.А.</i> Блочно-иерархическая модель горной породы и ее использование в задачах сейсмологии . . . . .	5
<i>Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я.</i> Изменения поля напряжений перед сильными землетрясениями в Южно-Ферганской и Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенных зонах . . . . .	14
<i>Запольский К.К., Логинова Г.М.</i> Прочностные свойства среды в гипоцентральной зоне большого землетрясения в процессе магистрального разрыва при последующих толчках . . . . .	20
<i>Горбунова И.В., Кучай О.А., Доцев Н.Г.</i> Сейсмическое разрывообразование в условиях горизонтального сжатия . . . . .	27
<i>Кузнецова К.И., Шумилина Л.С., Ошер Б.В.</i> Изучение пространственного распределения сейсмичности относительно возможных поверхностей разрыва . . . . .	39
<i>Славина Л.Б., Горельчик В.И.</i> Отражение физических процессов подготовки землетрясений и извержений вулканов в поле времен пробега сейсмических волн . . . . .	44
<i>Соболев Г.А., Усманова М.Т.</i> Вариации наклона графика повторяемости как один из возможных предвестников сильных землетрясений в Узбекистане . . . . .	54
<i>Зубков С.И., Алимова В.А.</i> О предвестниках землетрясений по дебиту подземных флюидов . . . . .	60
<i>Сагалова Е.А.</i> Возможности прогноза сильных землетрясений Вранча . . . . .	64
<b>II. МОДЕЛИ СРЕДЫ И ТЕКТОНОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ</b>	
<i>Ружич В.В.</i> Геологический подход к изучению очагов палеоземлетрясений . . . . .	68
<i>Ружич В.В., Мансуров В.А.</i> О тектонофизическом подходе к изучению механизмов вспарывания сейсмогенерирующих разломов . . . . .	78
<i>Беленович Т.Я.</i> Сопоставление движений в очагах землетрясений с тектоническими и геодезическими данными . . . . .	81
<i>Борисов Б.А., Розожин Е.А.</i> Связь сейсмичности и сейсмодислокаций с геологическим строением . . . . .	86
<i>Лыков В.И., Безгодков В.А.</i> Одна из особенностей структуры неоднородностей разреза земной коры сейсмоактивных регионов . . . . .	110
<i>Косарев В.Г.</i> Особенности графика повторяемости сейсмоакустических импульсов в Ашхабадской сейсмоактивной зоне . . . . .	113
<i>Болквадзе И.Н.</i> Очаговые спектры землетрясений Кавказа и временные вариации кажущихся напряжений . . . . .	117
<i>Солоненко А.В., Солоненко Н.В.</i> Параметры очагов в афтершоковых последовательностях и рожх землетрясений Байкальской рифтовой зоны . . . . .	127
<i>Зимаков Л.Г.</i> Исследование вариаций физических полей на больших базах с целью поисков предвестников сильных землетрясений (на примере магнитометрии) . . . . .	137

### III. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАДАЧАХ ФИЗИКИ ОЧАГА

<i>Федорова Т.С.</i> Особенности полей смещений и деформаций в окрестности сдвиговых разрывов с барьером . . . . .	148
<i>Осокина Д.Н.</i> Смещения по разрывам, поля напряжений и некоторые вопросы разрушения массива . . . . .	154
<i>Коротков П.Ф.</i> О возникновении и распространении тектонического разрыва согласно математической модели постепенного сдвигового разрушения горных пород . . . . .	166
<i>Понятовская В.И., Шамина О.Г., Паленов А.М.</i> О влиянии поляризации поперечных волн на характер сейсмических предвестников разрушения . . . . .	172
<i>Прищепов В.Ф., Марков В.К., Лившиц Л.Д., Гаврилов Б.Г.</i> Некоторые данные о влиянии напряженного состояния среды на релаксацию создаваемых неоднородностей поля напряжений . . . . .	181
<i>Мансуров В.А., Тилегенов К.Т.</i> Особенности акустической эмиссии при хрупком разрушении горных пород . . . . .	186
<i>Стрижков С.А., Терентьев В.А., Петровский М.А., Краев А.Г., Лурсманишвили О.В.</i> Исследование влияния периодических вариаций напряженно-деформированного состояния материала на характер излучения сигналов акустической эмиссии . . . . .	192
<i>Куксенко В.С., Пономарев А.В., Байерли Д.Д., Локнер Д.А.</i> Стик-слип, разделение электрических зарядов и релаксация . . . . .	197
<i>Гуфельд И.Л., Рожной А.А., Никифорова Н.Н., Соловьева М.С., Яковицкая Г.Е.</i> Исследование возбуждения токовых источников при разрушении образцов горных пород . . . . .	203
<i>Калинин В.А., Томашевская И.С., Родкин М.В., Рассказов А.Д.</i> Взаимосвязь твердотельных превращений с тектоникой активных областей . . . . .	210
<i>Дятликова И.В., Ярославский М.А.</i> Образование характерных размеров и форм отдельностей в процессе сдвиговых деформаций . . . . .	216
<i>Салов Б.Г., Потужак З., Ирисова Е.Л., Соболев Г.А.</i> Предвестники в акустической эмиссии разрушения барьера сдвигом . . . . .	221
<i>Терентьев В.А.</i> Комплект ультразвуковой аппаратуры однократных импульсов . . . . .	227
<i>Ким Л.Е.</i> Пространственно-временная миграция глубинных источников возмущения геомагнитного поля в Киргизском Тянь-Шане в период, включающий Газлийские землетрясения 1976 г. . . . .	228

## CONTENTS

Preface . . . . .	3
<b>I. EARTHQUAKE SOURCE AND PHYSICAL PROCESSES IN SOURCE ZONES</b>	
<i>Sadovsky M.A.</i> A Block Hierarchical Model of Rocks and Its Application to Seismological Problems . . . . .	5
<i>Yudakhin F.N., Belenovich T.Ya.</i> Changes in the Field of Stress before Strong Earthquakes in the South Fergana and North Tien Shan Seismogenic Zones . . . . .	14
<i>Zapolsky K.K., Loginova G.M.</i> Strength of the Medium in the Hypocentre Zone of a Large Earthquake in the Process of the Major Rupture during Aftershocks . . . . .	20
<i>Gorbunova I.V., Kuchay O.A., Dotsev N.G.</i> Seismic Rupture Formation under Conditions of Horizontal Compression . . . . .	27
<i>Kuznetsova K.I., Shumilina L.S., Osher B.V.</i> Study of Spatial Seismicity Distribution in Relation to Possible Rupture Surfaces . . . . .	39
<i>Slavina L.B., Gorelchik V.I.</i> Reflection of Physical Processes during Preparation of Earthquakes and Volcano Eruptions in the Field of Travel Times of Seismic Waves . . . . .	44
<i>Sobolev G.A., Usmanova M.T.</i> Variations in the Slope of the Repeatability Diagram as a Possible Precursor of Strong Earthquakes in Uzbekistan . . . . .	54
<i>Zubkov S.I., Alimova V.A.</i> On Precursors of Strong Earthquakes by Flow Rate of Underground Fluids . . . . .	60
<i>Sagalova E.A.</i> Prediction Possibilities of Strong Earthquakes in Vrancea . . . . .	64
<b>II. MODELS OF THE MEDIUM AND TECTONIC AND GEOLOGICAL CONDITIONS IN SOURCE ZONES</b>	
<i>Ruzhich V.V.</i> A Geological Approach to Studying Paleoearthquake Sources . . . . .	68
<i>Ruzhich V.V., Mansurov V.A.</i> On a Tectonophysical Approach to Studying Rupture Mechanisms of Seismogenerating Faults . . . . .	78
<i>Belenovich T.Ya.</i> Comparison of Motion in Earthquake Sources with Tectonic and Geodetic Data . . . . .	81
<i>Borisov B.A., Rogozhin E.A.</i> Connection of Seismicity and Seismic Dislocations with Geological Structure . . . . .	86
<i>Lykov V.I., Bezgodkov V.A.</i> A Structural Peculiarity of Inhomogeneities of the Earth's Crust in Seismically Active Regions . . . . .	110
<i>Kosarev V.G.</i> Peculiar Features of the Repeatability Diagram of Seismoacoustic Impulses in the Ashkhabad Seismically Active Region . . . . .	113
<i>Bolkvadze I.N.</i> Focal Spectra of Caucasus Earthquakes and Variations of Apparent Stresses in Time . . . . .	117
<i>Solonenko A.V., Solonenko N.V.</i> Focal Parameters in the Aftershock Sequences and Earthquake Swarms in the Baikal Rift Zone . . . . .	127
<i>Zimakov L.G.</i> Investigation into Variations of Physical Fields on Large Bases in Search for Precursors of Strong Earthquakes (on an example of magnetometry) . . . . .	137

### III. EXPERIMENTAL AND THEORETICAL INVESTIGATIONS IN PROBLEMS OF PHYSICS OF THE SOURCE

<i>Fedorova T.S.</i> Peculiarities of the Displacement and Strain Fields in the Vicinity of Wrench Faults with a Barrier . . . . .	148
<i>Osokina D.N.</i> Slips along the Faults, Fields of Stress and Some Problems of Rock Fracture . . . . .	154
<i>Korotkov P.F.</i> On the Beginning and Development of a Tectonic Rupture According to a Mathematical Model of Gradual Shear Failure of Rocks . . . . .	166
<i>Ponyatovskaya V.I., Shamina O.G., Palenov A.M.</i> On the Problem of the Effect of Transverse Wave Polarization on Nature of Seismic Precursor of Failure . . . . .	172
<i>Prishepov V.F., Markov V.K., Livshits L.D., Gavrilov B.G.</i> Some Data on the Influence of the State of Stress of a Medium on Relaxation of Created Inhomogeneities in the Field of Stress . . . . .	181
<i>Mansurov V.A., Tilegenov K.T.</i> Peculiarities of Acoustic Emission at Brittle Fracture of Rocks . . . . .	186
<i>Strizhkov S.A., Terentiev V.A., Petrovsky M.A., Kraev A.G., Lursmanishvili O.V.</i> Investigation in the Effect of Periodical Variations of the Stress-Strain State of a Material on the Nature of Acoustic Emission Signals . . . . .	192
<i>Kuksenko V.S., Ponomarev A.V., Byerlee D.D., Lokner D.A.</i> Stick-Slip, Division of Electrical Charges and Relaxation . . . . .	197
<i>Gufeld I.L., Rozhnoy A.A., Nikiforova N.N., Solovieva M.S., Yakovitskaya G.E.</i> Investigation in Excitation of Current Sources during Failure Process of Rock Specimens . . . . .	203
<i>Kalinin V.A., Tomashevskaya I.S., Rodkin M.V., Rasskazov A.D.</i> Interrelations between Solid-Body Transformations and Tectonics of Active Zones . . . . .	210
<i>Dyatlikova I.V., Yaroslavsky M.A.</i> Generation of Structures with Characteristic Sizes and Forms in the Process of Shear Deformations . . . . .	216
<i>Salov B.G., Potuzhak Z., Irisova E.L., Sobolev G.A.</i> Acoustic Emission Precursors of Shear Failure of the Barrier . . . . .	221
<i>Terentiev V.A.</i> A Set of Single Impulse Ultrasonic Apparatus . . . . .	227
<i>Kim L.E.</i> Space-Time Migration of Deep Sources of Geomagnetic Field Excitation in Kirgiz Tien Shan during a Period Including the Gazli Earthquakes of 1976 . . . . .	228

Научное издание

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ  
И ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ  
В ФИЗИКЕ ОЧАГА  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

Утверждено к печати  
Ордена Ленина Институтом физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта

Редактор *И.Я. Засурский*  
Художник *А.Г. Кобрин*  
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*  
Технический редактор *Г.П. Каренина*  
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39714

Подписано к печати 13.01.89. Т — 00315  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага для глубокой печати  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 15,0. Усл.кр.-отг. 15,4. Уч.-изд. л. 17,5  
Тираж 500 экз. Тип. зак. 996  
Цена 3 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
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

## **ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"**

**готовятся к печати книги:**

**Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите.** 20 л. 4 р. 50 к.

В монографии отражены результаты геоэлектрических исследований Балтийского щита и Баренцева моря с использованием мощного импульсного источника "Хибины", которые ведутся с 1976 г. Приведено описание этого источника и измерительной аппаратуры, использованной в эксперименте. Подробно рассмотрены методы наблюдения, обработки и интерпретации данных электромагнитных зондирований Земли с источником "Хибины". Рассмотрены вопросы совершенствования методов обработки и интерпретации материалов электромагнитных зондирований Земли. Книга предназначена для геофизиков.

**Электромагнитные и плазменные процессы от Солнца до ядра Земли.** 25. 5 р. 50 к.

В сборнике показано становление и развитие фундаментальных и прикладных исследований ИЗМИРАН в области физики Солнца, межпланетного пространства, магнитосферы, распространения радиоволн, земного магнетизма и магнетизма космических тел. Основное внимание уделено освещению результатов оригинальных экспериментальных и теоретических работ.

Сборник предназначен для специалистов по солнечно-земной физике, геофизике и радиофизике.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга-почтой:"

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/; 375002 Ереван, ул. Тумаяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/.

3 р. 60 к.

5162