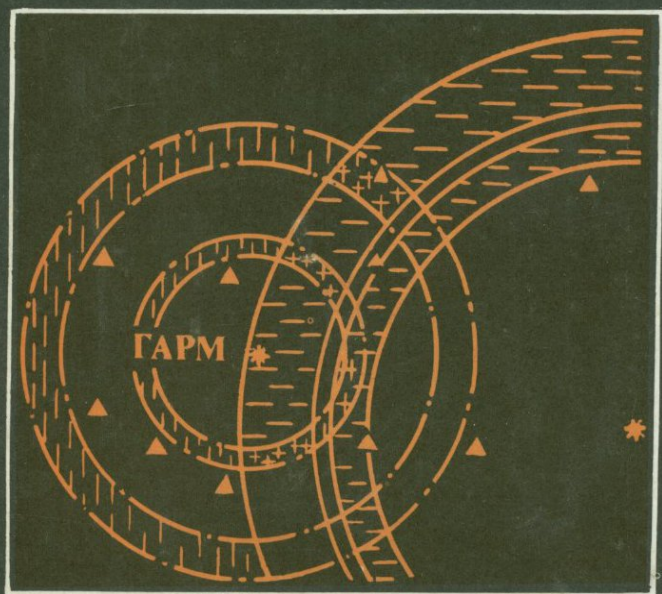




АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДА  
КОМПЛЕКСНАЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

# КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор  
академик М.А. САДОВСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1991



5593

Кс Кс Кс Кс Кс Комплексные исследования по прогнозу землетрясений. - М.: Наука, 1991. - 208 с. - ISBN 5-02-000782-X

се се се се се сейсмологии, включающей аппаратно-методические разработки и результаты полевых наблюдений. Описаны аппаратное и программное обеспечение полевых исследований. В ряде работ приводятся результаты экспериментальных сейсмологических исследований по поиску предвестников землетрясений, рассматриваются новые методики наблюдений.

Рецензенты: Е. Н. Седова, С. Д. Виноградов.

Сс Сс Сс Сс Сс Complex studies on earthquake prediction. - М.: Nauka, 1991.

ir ir ir ir ir instrumental and methodological developments and field observations results is being reviewed in this collection of works. The software of of of of of of instrumental and field studies is described. Some experimental se se se se se seismological studies results on the search of earthquake precursors are given in a number of works, new observation technique is being considered.

На:	На:	На:	На:	На:	Научное издание
КО:	КО:	КО:	КО:	КО:	КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
Утв:	Утв:	Утв:	Утв:	Утв:	Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР
Ред:	Ред:	Ред:	Ред:	Ред:	Редактор <i>Р.Л. Мишина</i> . Художник <i>Н.И. Казаков</i>
Худ:	Худ:	Худ:	Худ:	Худ:	Художественный редактор <i>В.Ю. Яковлев</i> . Технический редактор <i>Е.В. Лойко</i>
ИБ:	ИБ:	ИБ:	ИБ:	ИБ:	ИБ № 46916. Подписано к печати 01.04.91. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печ:	Печ:	Печ:	Печ:	Печ:	Печать офсетная. Усл.печ.л. 13. Усл.кр.отт. 13,1. Уч.-издл. 15,2. Тираж 640 экз.
Тип:	Тип:	Тип:	Тип:	Тип:	Тип. зак. 1267. Цена 3 р. 10 к.
Орг:	Орг:	Орг:	Орг:	Орг:	Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485. Профсоюзная ул., 90.
2-я Шул:	2-я Шул:	2-я Шул:	2-я Шул:	2-я Шул:	2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6.
Наб в К:	Наб в К:	Наб в К:	Наб в К:	Наб в К:	Набор выполнен на персональном компьютере в Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Прогноз землетрясений - одна из самых сложных задач современной геофизики. Специфической трудностью исследований в этом направлении является медленное накопление экспериментальных данных, поскольку их получение связано с необходимостью проведения длительных режимных наблюдений в различных сейсмоактивных регионах мира. При этом, как показывает опыт, требуется использовать целый комплекс различных геофизических и геохимических методов. Однако полученные к настоящему времени результаты, как правило, не удовлетворяют данным требованиям. Поэтому особый интерес представляют работы Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР, в которой в течение нескольких десятков лет для исследования землетрясений и процессов их подготовки используется обширный комплекс геофизических методов.

Основной объем этих исследований выполнен на Гармском геофизическом полигоне, основы которого закладывались еще в 1945-1954 гг. и где с 1955 г. ведутся непрерывные наблюдения. Чрезвычайно интересно с тектонической точки зрения расположение полигона в месте сочленения двух крупнейших геоструктурных областей Средней Азии - Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, обусловившее высокую сейсмичность этого района, что в сочетании с сетью непрерывно работающих сейсмических станций превратило Гармский полигон в уникальную полевую лабораторию исследований по прогнозу землетрясений.

Здесь известен ряд сейсмических катастроф с интенсивностью сотрясений в эпицентре 9 баллов и выше. В 1949 г. в северо-восточной части Гармского полигона произошло землетрясение с 10-балльным сотрясением в районном центре Хаит, в результате чего Хаит оказался засыпанным многометровой толщей горных пород. На Гармском полигоне происходит и большое количество более слабых землетрясений, что дает богатый экспериментальный материал для исследований сейсмичности.

За многие годы наблюдений здесь накоплен обширный материал, получены временные ряды данных, по детальности и длительности наблюдений не имеющие аналогов в мировой геофизической практике, сложилась целая школа исследователей. Сотрудниками экспедиции предложен и опробован ряд новых методов исследований землетрясений и процессов их подготовки, которые затем были взяты на вооружение сейсмологами различных стран мира, проведен анализ структуры временных рядов данных наблюдений различными геофизическими методами, развиты новые физические представления об очаге землетрясения.

Все эти вопросы находятся сегодня в центре внимания специалистов, занимающихся рассматриваемой проблемой, поэтому, несмотря на многочисленные публикации в различных научных изданиях, представляется весьма полезным выпуск тематических сборников статей и монографий по результатам работ на Гармском полигоне.

В настоящий сборник включены статьи с описанием результатов исследований, выполненных на Гармском полигоне в последние годы различными методами. Сборник состоит из трех разделов.

Первый раздел посвящен описанию теоретических исследований и методических разработок сотрудников экспедиции. В нем рассмотрены представления о сейсмическом разрыве и вопросы энергетической классификации землетрясений по кода-волнам, приведены результаты лабораторного физического моделирования сейсмического процесса и статистического анализа данных о предвестниках землетрясений.

Во втором разделе приведена полученная за последние годы информация о геолого-тектоническом строении Гармского полигона, характере движения земной коры в четвертичное и современное время, пространственном распределении различных параметров геофизической среды в районе Гармского полигона.

Третья, основную часть сборника составляют статьи с описанием результатов режимных наблюдений, выполненных на Гармском полигоне различными методами. Помимо сейсмичности, рассматриваются временные вариации параметров напряженно-деформированного состояния и добротности среды, сброшенных напряжений и невязок первых вступлений телсейсмических сигналов, деформаций и наклонов земной коры, уровня подземных вод и электротеллурического поля. Описана разработанная сотрудниками экспедиции прецизионная цифровая аппаратура для режимных электрических зондирований и приведены результаты, полученные при ее использовании на Гармском полигоне и в эпицентральной зоне катастрофического Спитакского землетрясения 1988 года.

Сборник насыщен уникальным экспериментальным материалом, для анализа которого в ряде случаев авторами предложены оригинальные методы. Это делает публикацию данного сборника заметным событием для геофизиков и будет способствовать повышению эффективности исследований по прогнозу землетрясений.

А. Я. Сидорин

С. П. Юнга

## АНАЛИЗ ОБЪЕМНЫХ СИЛ, ЭКВИВАЛЕНТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКОМУ РАЗРЫВУ

Значительное внимание в проблеме сейсмического источника уделяется поиску физически обоснованных моделей очага землетрясения. Поскольку полное фундаментальное описание проблемы представляет значительные сложности, то в этом случае весьма полезным может быть менее полное описание, которым может служить феноменологическое представление источника, использующееся при анализе сейсмических данных [1]. Применительно к этой ситуации весьма желательно иметь линейную зависимость сейсмического отклика от формы представления источника. Как отмечалось многими исследователями, изучение проблемы сейсмического излучения, внезапно возникающего в очаге землетрясения во внутренних областях Земли, по всей видимости, должно быть связано с решением задачи теории дислокаций [2]. Исчерпывающий обзор этой проблемы в приложении как к теоретическому, так и практическому ее аспекту дан в монографиях [3,4].

Таким образом, проблема сейсмического излучения получила отражение в формулировке эквивалентных объемных сил, широко распространенной в литературе ввиду ее простоты, эффективности и адекватности для многих практических применений. Следует отметить, что модели эквивалентных объемных сил для очага землетрясения обычно рассматриваются в рамках теории упругости и дислокационной теории в том виде, как это было разработано для металлов. Тем не менее имеются определенные различия в экспериментально наблюдаемом поведении металлов и материалов с трением. В частности, такие материалы с внутренним трением, как грунты и горные породы, значительно отличаются по поведению от металлических материалов. Одну из характеристик, различающих металлы и материалы с трением, дает существование внутренней характеристической длины. Это различие должно быть учтено при разработке физически оправданной модели объемных сил, эквивалентных сейсмическим источникам.

В общем виде в механике разрушения метод эквивалентных объемных сил используется для сведения проблемы плоской трещины к системе сингулярных интегральных уравнений. Используются функции Грина теории упругости. Целью настоящей работы является не вывод картины упругих волн, излучаемых внезапно распространяющимся сдвиговым разрывом в очаге землетрясения, но только исследование возможных моделей эквивалентных объемных сил для очага землетрясения. Соответственно

здесь модель эквивалентных объемных сил выводится наиболее простым способом, избегающим математических трудностей, связанных с полным анализом проблемы.

### Метод анализа в линейной теории упругости

Трещина моделируется как распределение собственных деформаций Мура [5] с априорно известной временной зависимостью. Следующая ниже аргументация показывает, что вклад собственных деформаций в уравнения движения эквивалентен объемным силам. Полная деформация  $\varepsilon_{ij}$  рассматривается как сумма упругой деформации  $e_{ij}$  и собственной деформации  $\varepsilon_{ij}^*$ :

$$\varepsilon_{ij} = e_{ij} + \varepsilon_{ij}^*, \quad (1)$$

где полная деформация вычисляется по вектору смещения  $u_i$  как

$$\varepsilon_{ij} = 1/2(u_{i,j} + u_{j,i}). \quad (2)$$

Собственная деформация  $\varepsilon_{ij}^*$  выводится из скачка смещения  $b_i$  на поверхности трещины  $S$  и из вектора нормали к этой поверхности  $n_i$  следующим образом [6]:

$$\varepsilon_{ij}^* = 1/2(b_i n_j + b_j n_i) \delta(S), \quad (3)$$

где  $\delta(S)$  - дельта-функция Дирака, которая указывает на концентрацию деформации на поверхности  $S$ , так что

$$\int_V \varepsilon_{ij}^* dV = \int_S 1/2(b_i n_j + b_j n_i) dS. \quad (4)$$

Упругая деформация связана с напряжением  $\sigma_{ij}$  законом Гука как

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} e_{kl} = C_{ijkl} (\varepsilon_{kl} - \varepsilon_{kl}^*), \quad (5)$$

где  $C_{ijkl}$  - упругие модули.

Уравнение движения твердого деформируемого тела, подверженного действию массовых сил  $f_i$ , может быть записано как

$$\sigma_{ij,j} + f_i = \rho \ddot{u}_i. \quad (6)$$

Баланс угловых моментов ведет к симметрии тензора напряжений

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}. \quad (7)$$

Здесь и далее используется прямоугольная система координат  $(x_1, x_2, x_3)$ . Индекс, следующий за запятой, означает частное дифференцирование по соответствующей пространственной переменной, точка над символом указывает на материальную производную по времени. Повторяющиеся индексы означают суммирование в диапазоне 1,2,3 в соответствии с правилом суммирования Эйнштейна.

Предшествующие уравнения даны в представлении Эйлера. Однако в линейной теории упругих тел разница между эйлеровым представлением

и материальным (лагранжевым) представлением исчезает, поскольку в вычислении производных по времени конвективными членами пренебрегают [7].

Предполагая теперь материал однородным и подставляя уравнение (5) в уравнение (6) с  $\varepsilon_{ij}^* = 0$ , заметим, что

$$C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j} + f_i = \rho \ddot{u}_i. \quad (8)$$

Также заметим, что подставка  $f_i = 0$  в уравнение (6) дает

$$C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j} - C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j}^* = \rho \ddot{u}_i. \quad (9)$$

Сравнивая уравнение (8) и (9), обнаружим, что полная деформация, индуцированная собственной деформацией  $\varepsilon_{kl}^*$ , эквивалентна упругой деформации, индуцированной массовой силой величины  $-C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j}^*$ .

Полная сила, относящаяся к объему  $V$ , в котором содержатся все собственные деформации, определяется как

$$F_i = \int_V -C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j}^* dV \quad (10)$$

или

$$F_i = \int_S -C_{ijkl} \varepsilon_{kl}^* dS_j. \quad (11)$$

В формуле (11) подынтегральное выражение дает эквивалентную систему поверхностных сил, действующих со стороны тела на данный объем  $V$ , соответственно действие данного объема на остальную часть упругого твердого тела имеет противоположный знак.

#### Анализ в линейной упругости при наличии характеристической длины

Рассмотрим теперь случай, когда импульсивное движение возникает первоначально в некоторой малой области с характерным размером  $l$ . Материальные точки, заключенные в объеме, кроме обычного движения, вместе с центром объема могут испытывать вращения [7,8].

Баланс углового момента дает

$$\varepsilon_{klr} \sigma_{ir} = \rho i_{kl} \ddot{\varphi}_l, \quad (12)$$

где  $i_{kl}$  - микроинерционный момент;  $\varphi_k$  - вектор вращения;  $\varepsilon_{klr}$  - альтернирующий тензор.

Предполагая для простоты случай микроизотропной структуры, имеем

$$i_{kl} = l^2 \delta_{kl}.$$

Умножая (12) на  $\varepsilon'_{rml}$ , приведем это уравнение к форме

$$\sigma_{[kl]} = \rho l^2 \nu_{[kl]}, \quad (13)$$

где  $\nu_{kl} = \varepsilon_{rkl} \nu_r$  - тензор вращения и использовано тождество

$$\varepsilon_{rkl} \varepsilon_{rnm} = \delta_{km} \delta_{ln} - \delta_{kn} \delta_{lm}.$$

Положим далее, что определяющие уравнения связывают с деформацией только симметричную часть тензора напряжений, т.е. запишем

$$\sigma_{(ij)} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}, \quad (14)$$

где  $\sigma_{(ij)}$  указывает на симметричную часть тензора  $\sigma_{ij}$  и сходным образом  $\sigma_{[ij]}$  будет использоваться для указания антисимметричной его части, т.е.

$$\sigma_{(kl)} = 1/2(\sigma_{kl} + \sigma_{lk}),$$

$$\sigma_{[kl]} = 1/2(\sigma_{kl} - \sigma_{lk}).$$

Общее полное вращение  $\nu_{kl}$  рассматривается как сумма непрерывного вращения  $\omega_{kl}$  и собственного вращения  $\nu_{kl}^*$ :

$$\nu_{kl} = \omega_{kl} + \nu_{kl}^*, \quad (15)$$

где полное вращение вычисляется по вектору смещения

$$\nu_{ij} = 1/2(u_{i,j} - u_{j,i}). \quad (16)$$

Собственное вращение выводится аналогично предшествующему случаю собственных деформаций

$$\nu_{ij}^* = 1/2[(b_i n_j - b_j n_i) \delta(S)].$$

Примем далее предположение, типичное для моментной теории [8]. Как известно, один из вариантов моментной теории рассматривается как специальный случай микрополярной теории, когда движения ограничиваются таким образом, что микро- и макровращения совпадают, т.е.

$$\nu_{kl}^* = \nu_{kl}.$$

Тензор напряжения теперь определяется как

$$\sigma_{ij} = \sigma_{(ij)} + \sigma_{[ij]}. \quad (17)$$

Заметим, что подстановка (13)-(17) в (6) дает

$$C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j} - C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j}^* + \rho l^2 \ddot{\nu}_{[ij],j} = \rho \ddot{u}_i. \quad (18)$$

Сравнение уравнений (8) и (18) позволяет убедиться, что полная деформация, индуцированная собственной деформацией  $\varepsilon_{ij}^*$  и собственным вращением  $\nu_{ij}^*$ , эквивалентна упругой деформации, индуцированной массовой силой величины

$$-C_{ijkl} \varepsilon_{kl,j}^* + \rho l^2 \ddot{v}_{[ij]}^* \quad (19)$$

Эквивалентная полная сила тогда определяется как

$$F_i = \int_S \left\{ C_{ijkl} \varepsilon_{kl}^* - \rho l^2 \ddot{v}_{[ij]}^* \right\} dS_j \quad (20)$$

Здесь подынтегральное выражение является уже несимметричным за счет инерционного члена, связанного с микровращениями.

#### Анализ с учетом микроразрушений в очаге

Рассмотрим, по-видимому, также вполне реалистичный случай, когда в очаговой области имеет место процесс лавинонеустойчивого трещинообразования, сопровождающий собственно образование магистрального разрыва [9]. Не выходя за рамки механики сплошных сред, можно описать этот процесс, приводящий в результате роста и слияния трещин и микроразрывов к деградации механических свойств материала области очага, посредством введения внутренней переменной поврежденности, которая может быть тензорной или скалярной величиной [10].

Обозначим через  $M_{ijkl}$  тензор, описывающий состояние поврежденности материала в области очага таким образом, что устанавливается следующая связь между тензором напряжений  $\sigma_{ij}$  и некоторым эффективным тензором напряжений  $\bar{\sigma}_{ij}$ :

$$\sigma_{ij} = M_{ijkl} \bar{\sigma}_{kl} \quad (21)$$

где эффективным названо напряжение, отвечающее упругим деформациям области очага, рассматриваемой как макроточка, так что

$$\bar{\sigma}_{(kl)} = C_{klmn} e_{mn} \quad (22)$$

Обратимся далее к случаю изотропного разрушения, когда механическое поведение при рассмотрении на макроуровне оказывается независящим от ориентации возникающих микроразрывов и трещин. В этом случае тензор поврежденности  $M_{ijkl}$  сводится к виду

$$M_{ijkl} = [1 - d(t)] I_{ijkl},$$

где  $I_{ijkl}$  - единичный тензор;  $d(t)$  - функция, описывающая поврежденность материала;  $0 \leq d < 1$ ;  $t$  - время.

Коэффициент  $[1 - d(t)]$  дает фактор уменьшения напряжения и феноменологически характеризует степень разрушенности или поврежденности материала макроточки. Действительно, выражение (21) сводится в рассматриваемом случае к виду

$$\sigma_{ij} = \bar{\sigma}_{ij} [1 - d(t)]. \quad (23)$$

Величина  $d=0$  может интерпретироваться как отвечающая неразрушенному материалу. Для наглядности функция поврежденности может рассматриваться как отношение разрушенной части некоторой условно выделенной элементарной поверхности ко всей ее полной величине, фигурирующей в определении вектора и тензора напряжений.

Повторяя выкладки предыдущего раздела с учетом (23) и (22) вместе (14), найдем, что выражение для эквивалентной полной силы определяется как

$$F_i = \int_S [1-d(t)] \left\{ C_{ijkl} \epsilon_{kl}^* - \rho l^2 \ddot{v}_{[lj]}^* \right\} dS_j,$$

где фактор  $[1-d(t)]$  отражает также уменьшение упругих модулей в области очага по сравнению с его окрестностью.

Выражение в скобках может рассматриваться также как тензор момента сейсмических диполей, производная по времени от которого и определяет излучение упругих объемных волн на большом расстоянии от очага.

Развитие новых моделей сложнопостроенной, разделенной зонами ослабленной прочности рангов геофизической среды становится в последнее время одной из наиболее актуальных проблем физики Земли. Особое значение имеет данный подход применительно к изучению механизма возбуждения упругих волн очагом землетрясения. Учет внутреннего характерного масштаба расстояний, а также степени поврежденности материала в очаговой зоне может оказаться принципиальным при построении моделей очага, используемых при интерпретации сейсмологических данных.

Следствием данного анализа является вывод об отклонении от симметрии тензора сейсмического момента в начальный момент времени, что обусловлено наличием в выражении для эквивалентной силы инерционного члена, связанного с микровращениями. Учет поврежденности материала в очаге уменьшает как упругую, так и инерционную отдачу очага, проявляющуюся в виде излучаемых упругих волн.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Backus J., Mulcahy M. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources. I. Continuous displacements // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1976. Vol. 47, N 2. P. 341-361.
2. Burridge R., Knopoff L. Body force equivalents for seismic dislocations // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1964. Vol. 54, N 6. P. 1875-1888.
3. Ben-Menahem A., Sinoh A. *Seismic waves and sources*. N.Y.: Springer, 1981. 1108 p.
4. Rice J.R. The mechanics of earthquake rupture // *Physics of the Earth's interior*. Amsterdam: North-Holland, 1980. P. 555-649.
5. Mura T. *Micromechanics of defects in solids*.: Nuihof, 1982. 494 p.
6. Вакуленко А. А., Качанов М. Л. Континуальная теория среды с трещинами // *Изв. АН СССР, МТТ*. 1971. N 4. С. 159-166.
7. Eringen A. C., Suhuba E. S. Non-linear theory of simple micro-

- elastic media. I // Intern. J. Eng. Sci. 1964. Vol.2, N 2. P.189-204.
8. Eringen A. C. Linear theory of micropolar elasticity//Ibid. 1966. Vol. 15, N 6. P.909-923.
  9. Никитин Л. В., Рыжак Е. И. Об одной модели образования систем тектонических разрывов//Физико-механические процессы и модели тектонофизики Земли. М., 1984. N 7. С.56-75.
  10. Качанов Л. М. О времени разрушения в условиях ползучести//Изв. АН СССР. ОТН. 1958. N 8. С.26-31.

УДК 550.34

В. С. Пономарев

## КИНЕТИКА РАЗРУШЕНИЯ ДВУХСЛОЙНЫХ СИСТЕМ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

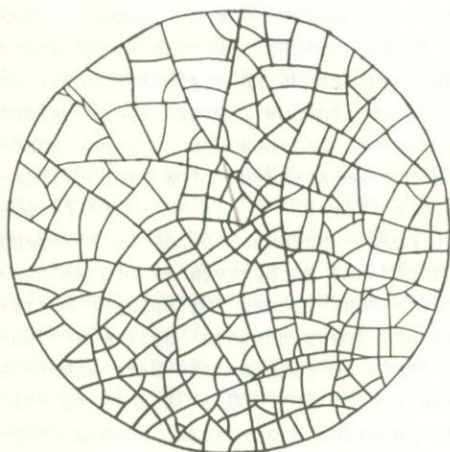
При изучении сейсмического режима, помимо чисто теоретических моделей, главным образом моделей стохастических процессов, получили распространение физические модели, основанные на изучении кинетики разрушения различных материалов в лабораторных опытах. Среди такого рода физических обобщений наибольшее распространение получили кинетическая теория прочности (КТП) и теория лавинонеустойчивого трещинообразования (ЛНТ), разработанные в ЛФТИ [1] и ИФЗ АН СССР [2] соответственно. Обе теории сходны в представлениях об основной схеме кинетики разрушения, согласно которой при нагружении материала сначала в нем возникает множество хаотически рассеянных трещин, а затем трещины по мере их роста локализуются в области будущего "магистрального" разрыва. Между тем опыты по разрушению материалов в двухслойных моделях, проводившиеся в ИФЗ АН СССР, показали, что возможен и принципиально иной тип кинетики разрушения, причем различия в кинетике разрушения зависят не от свойств разрушаемого материала, а от способа его энергоснабжения. В статье обсуждаются особенности кинетики разрушения в двухслойных моделях в их сопоставлении с общепринятыми схемами разрушения, а также возможность приложения полученных результатов к истолкованию некоторых проявлений сейсмичности.

### Разрушение в двухслойных моделях

Устройство двухслойных моделей и особенности разрушения материалов в этих моделях освещены в многочисленных публикациях [3-6]. Принцип их устройства следующий. Модель состоит из двух слоев - верхнего и нижнего. Нижний слой модели - лист резины толщиной около 1,5 см и площадью 0,25-0,5 м<sup>2</sup>. С помощью домкратов лист резины можно подвергать одноосному, двухосному или плоскому всестороннему растяжению. На лист резины в его ненапряженном состоянии заливают расплав легкоплавкого вещества (например, слой парафина), который, застывая, прочно сцепляется с резиновой подложкой и образует верхний слой модели толщиной 1,5-3 мм. При растяжении резины (нижнего

слоя) растяжение передается и верхнему слою (застывшему парафину), в результате чего в нем возникают трещины.

Характер трещиноватости в верхнем слое зависит от способа нагружения модели. При одноосном растяжении возникают системы субпараллельных трещин, простирающие которых перпендикулярно по отношению к направлению растяжения. При более сложном нагружении модели - при двухосном растяжении или при плоском всестороннем растяжении (радиально-симметричном) - в верхнем слое образуются более сложные системы трещин. Пример разрушения круглого блока модельного материала при плоском всестороннем растяжении приведен на рисунке.



Система трещин в верхнем слое двухслойной модели при плоском всестороннем растяжении

Структура трещиноватости и кинетика образования трещин в двухслойных моделях в своих основных чертах качественно отличаются от развития трещиноватости, наблюдаемой при "обычных" способах нагружения, например при растяжении или изгибе лабораторных образцов.

Возникающие трещины представляют собой трещины хрупкого отрыва. Они не заканчиваются "слепо" в толще материала, а прорастают до выхода на границу блока либо до встречи с другой трещиной, в процессе роста так изменяя траекторию своего движения, чтобы подойти к этой границе или трещине под углом, стремящимся к  $90^\circ$ .

Вследствие этого материал оказывается расчлененным системой трещин на отдельные - "блоки", из-за чего поверхность верхнего слоя приобретает полигональную, "блочную" структуру. Если материал достаточно хрупок, прорастание трещин сопровождается излучением упругих импульсов.

При обычном нагружении трещиноватость развивается снизу вверх - она начинается с образования самых мелких трещин, которые затем последовательно укрупняются вплоть до образования главной, "магистральной" трещины, разрушающей образец. В двухслойных моделях, наоборот, вначале возникают по преимуществу самые крупные трещины. В дальнейшем процесс трещинообразования состоит в расчленении первоначально образовавшихся крупных отдельных частей на более мелкие - в направлении сверху вниз. Процесс трещинообразования в точности соответствует понятиям "дробление", "измельчение".

Появлению "магистральной" трещины при обычном нагружении предшествует возникновение системы эшелонированных трещин, как бы трансформирующихся в будущий разрыв. Ничего подобного не наблюдается при разрушении в двухслойных моделях. Трещины во всем видимом диапазоне их размеров (не менее четырех порядков) не проявляют тенденции к образованию эшелонированных, кулисообразных или иных систем линейного простирания. Наоборот, каждая вновь возникающая трещина расчленяет отдельность, в которой она возникает, примерно пополам, т.е. каждая последующая трещина стремится возникать на наибольшем удалении от смежных с ней трещин примерно того же простирания. На плотность сети трещин может влиять неоднородность материала, например неравномерная трещина верхнего слоя. Неоднородный блок материала покрывается сетью трещин статистически равномерно. Вместе с тем пространство разрушаемого блока заполняется по времени неравномерно. Преимущественное образование трещин в какой-либо части блока сопровождается синхронным ослаблением трещинообразования в ее смежных частях, т.е. возникновению больших совокупностей трещин свойствен эффект динамического взаимодействия.

Чтобы вызвать появление трещин, двухслойную модель нагружают до уже ранее известного предела. Тем не менее трещины в процессе нагружения не возникают. Они начинают появляться спустя некоторое время после нагружения модели. В дальнейшем трещины образуются самопроизвольно, без дополнительной "закачки" энергии в систему. И хотя возникновение одних трещин служит импульсом для возникновения последующих, в этом случае трещины возникают друг после друга с некоторой задержкой во времени. Это указывает на существование "скрытого" периода в подготовке трещин, на реологическую предысторию их появления.

### Основные схемы энергоснабжения

Характер разрушения в целом определяется способом подвода энергии, за счет которой выполняется работа по деформированию и разрушению материала.

По аналогии с энергоснабжением в электрических системах на основе принципа построения механических моделей в реологии будем различать две основные схемы снабжения элементов деформируемого тела механической энергией — схемы последовательного и параллельного энергоснабжения.

В реальных механических системах снабжение энергией может осуществляться по более сложным схемам, представляющим различные комбинации основных схем. Вместе с тем достаточно близкое соответствие этим схемам наблюдается и в реальных системах.

Так, подверженный одноосному растяжению образец можно рассматривать как механическую систему с последовательным энергоснабжением:

поток энергии в этом случае передается последовательно от одного сечения образца к другому и разрыв образца в любом из них тем самым разрывает и поток энергии. Напряжения при этом снимаются во всех сечениях образца и во всем образце в целом.

Взглянем на кинетику разрушения с этой точки зрения. На первом этапе нагружения плотность потока энергии во всех сечениях образца примерно одинакова, что и отражает появление начальных трещин, статистически равномерно рассеянных во всем объеме образца. Однако неизбежная неравномерность процесса разрушения рано или поздно влечет за собой опережающее развитие разрушения в каком-либо одном из множества сечений образца, пусть вначале и незначительное. По мере того как эффективная площадь, выдерживающая нагрузку, в ослабленном сечении начинает уменьшаться, напряжения здесь растут, процесс разрушения со временем принимает прогрессирующий, ускоренный темп. Вследствие этого явления предразрушения, выражающиеся в появлении новых трещин, в росте и слиянии возникших ранее трещин, а также в различных реологических эффектах, оказываются естественным образом локализованы в ослабленном сечении, этим еще более ускоряя в нем темп разрушения, вплоть до возникновения "магистрального" разрыва, до "разрушения" образца, а если сказать точнее - до прекращения дальнейшего энергоснабжения образца.

Сходная картина наблюдается в образцах, подвергнутых кручению или изгибу, а также в других случаях и в особенности тогда, когда какое-либо из сечений образца по той или иной причине оказывается ослабленным еще до нагружения.

В двухслойной модели каждая единица площади, каждый участок верхнего слоя снабжается энергией не от своих соседей, а из нижнего слоя. Развитие разрушения на каждом участке происходит достаточно автономно и зависит от разрушения на смежных участках лишь в той мере, в какой возникновение трещин в верхнем слое влияет на перераспределение напряжений в нижнем слое. Поэтому, если общая тенденция процесса разрушения в системах с последовательным энергоснабжением направлена на возникновение главной, "магистральной" трещины, в случае параллельного энергоснабжения разрушение направлено на образование статистически равномерной системы трещин, расчленяющих среду на отдельные, тем самым предопределяющей ее блоковую структуру. Параллельное энергоснабжение - это механизм блоковой делимости вещества.

#### Параллельное и автономное энергоснабжение в геологической среде

Системы трещин со структурой, характерной для разрушения верхнего слоя в двухслойных моделях, имеют самое широкое распространение. И хотя их появление обусловлено самыми разными механизмами, в осно-

вании этих механизмов лежит все тот же так или иначе выраженный принцип двухслойности.

Примерами могут служить такыры - системы трещин, образующиеся в корках обводненных глин при их усыхании, или системы трещин в пересыхающей почве. Подобные системы трещин развиваются с течением времени в штукатурке, в асфальтовых покрытиях, в масляной краске на старинных картинах. Ту же природу имеет и характерная бороздчатость коры многих пород деревьев.

Геологическая среда, рассматриваемая на любом масштабном уровне, представляет собой конгломерат неоднородностей с сильной дисперсией физико-механических свойств как при переходе от одной неоднородности к другой, так и внутри каждой неоднородности. Вместе с тем структурные композиции среды, сколь бы в целом сложны ни были, состоят из сравнительно простых и единообразных по устройству первичных элементов, которые можно представить как двухслойные системы - области контакта двух смежных слоев с передачей механической энергии от одного слоя к другому, т.е. как системы с параллельным энергоснабжением. В качестве слоев могут рассматриваться собственно слои в их обычном геологическом понимании, а также прилегающие один к другому участки смежных геологических тел - от крупных структурных единиц на уровне геофизических оболочек Земли до сцементированных в горную породу зерен различных минералов. М. А. Садовский с соавторами рассматривает блоковое строение как всеобщий принцип организации геологической среды [7]. В той же мере это относится и к ее двухслойным элементам - зонам контакта различных геологических тел. Другими словами, системы с параллельным энергоснабжением являются самыми обычными элементами ее структуры.

Гетерогенное, гетерофазное строение реальных твердых сред, геологической среды в частности, в которой это начало отчетливо выражено на всех уровнях ее структурной организации, является причиной одного важнейшего свойства реальных сред - их способности к энергетическим преобразованиям и возбуждению за счет преобразований полей упругих напряжений. С этой точки зрения геологическая среда представляет собой не только "механизм", способный к пассивной передаче внешних механических воздействий, но и своеобразную "машину", способную к возбуждению полей упругих напряжений за счет тех энергетических преобразований, которые протекают непосредственно в ней самой. В свое время эта особенность геологической среды была сформулирована как принцип активности горных пород [8].

Кратко коснемся природы этого свойства.

Из физики твердого тела известно, что границы раздела неоднородностей являются источниками упругих напряжений, которые, в частности, играют важную роль в кинетике фазовых превращений и сильно влияют на механические свойства материалов [9]. Конкретные механиз-

мы возникновения таких напряжений очень различны: они, например, возникают при фазовых и полиморфных преобразованиях, сопровождающихся изменениями объема и формы зародышевых частиц в матрице исходной фазы, при внедрении примесных атомов в чужеродные кристаллические решетки, при пластической деформации, когда более жесткие, более упругие частицы оказываются как бы запрессованы в более пластичную, более податливую матрицу остального материала, при неодинаковых деформациях смежных минеральных зерен и кристалликов в твердых телах, если температура этих тел или действующее в них давление по какой-либо причине изменяется, вообще говоря, во всех случаях, когда возникают несоразмерные изменения объема и формы смежных структурных элементов среды. Такими изменениями, в свою очередь, сопровождаются процессы самопроизвольной перестройки структур при нарушении термодинамического равновесия твердых тел, причиной чего могут быть потоки энергии самой различной природы. Появление источников упругих напряжений в веществе является своеобразным откликом на внешние воздействия любой природы - механические, термические, физические или химические. Напряжения такой природы получили название внутренних, или структурных, напряжений. Поскольку реальные твердые тела всегда в той или иной мере неравновесны, они всегда содержат более или менее значительные структурные напряжения. Различным аспектам существования структурных напряжений, возбуждаемых на разных уровнях структурной организации геологической среды, посвящены работы [10-13].

Под структурными напряжениями понимают системы напряжений противоположного знака, взаимно уравновешивающиеся в локальных областях, соизмеримых по величине с теми структурными элементами, взаимодействие которых и обуславливает их возникновение. Структурные напряжения, возбуждаемые на микроскопическом уровне, представляют собой множество замкнутых микроскопических систем, дисперсно рассеянных в веществе. С энергетической точки зрения каждая такая система - это микроскопический сгусток упругой энергии, механически связанной веществом. Такую механически связанную упругую энергию иногда называют "скрытой", или "латентной", энергией. Вещество же, насыщенное множеством подобных сгустков энергии, предстает как вещество энергонасыщенное, как среда, содержащая собственные, автономные источники упругой энергии.

Среды с содержанием аккумулированной упругой энергии, близким к критическому, т.е. среды сильно неравновесные, являются метастабильными, близкими к потере устойчивости. Механическое поведение таких сред сравнительно с поведением сред, не слишком отклоняющихся от состояния равновесия (в теории упругости и механике сплошных сред рассматриваются главным образом модели термодинамически равновесных сред), резко аномально. Обычно разрушение их выражается в

дроблении материала сложными системами трещин хрупкого отрыва. Оно может начаться при самых незначительных внешних инициирующих воздействиях или даже самопроизвольно. Процесс разрушения может протекать как замедленно ("прогрессирующее разрушение"), так и принимать ускоренный, лавинообразный характер (характер взрыва).

Обзор данных по разрушению материалов под действием структурных напряжений показывает, что и структура образующихся в этом случае систем трещин, и кинетика их образования почти неотличимы от картины разрушения двухслойных систем и обладают с ней принципиальным сходством. Заметное различие между ними лишь в том, что в двухслойных системах разрушение имеет "зонный" характер и локализовано в области контакта слоев, а разрушение метастабильных сред происходит равномерно по всему объему энергонасыщенного вещества. Причина этого сходства очевидна: и в том, и в другом случаях снабжение энергией каждого элемента разрушаемой среды осуществляется независимо. Различие состоит лишь в том, что в случае параллельного энергоснабжения оно осуществляется через общую подложку, а в случае автономного энергоснабжения оно становится полностью автономным.

5393  
Оба способа энергоснабжения реализуются в геологической среде в виде систем трещин отдельности. Они, по существу, и определяют столь характерную для нее блоковую делимость, которая на первичных стадиях ее образования не представляет собой хаотического нагромождения горной породы, подобного тому, какое можно видеть в каменных осыпях или тектонических брекчиях. Сети трещин отдельности имеют хорошо выраженную регулярную, закономерную структуру. Вблизи земной поверхности, например, это могут быть наборы пластин, субпараллельные рельефу, или структуры, напоминающие кирпичную кладку. Системы трещин отдельности пронизывают земную кору на всех уровнях ее структурной организации. Они видны под микроскопом в шлифах горной породы, их можно видеть практически в каждом обнажении скальной породы. Такие системы трещин, но уже в планетарном масштабе, наблюдаются из космоса.

### Сейсмичность

По современным представлениям, сейсмический процесс отражает естественный процесс разрушения, а точнее, процесс непрерывной перестройки структуры геологической среды. Очевидно, успех исследований в области изучения сейсмического режима и физики очага землетрясения прямо зависит от выбора физической модели этого процесса.

"Энергетический" подход к анализу разрушения приводит к мысли, что многообразии структурной выраженности процессов трещинообразования и их кинетики тяготеет к одному из двух типов, первый из которых связан с последовательным, а второй - с параллельным (в том числе с автономным) энергоснабжением структурных элементов среды, либо к более сложным комбинациям этих основных типов.

Попыткам найти в сейсмическом процессе черты, свойственные разрушению первого типа, уделялось и уделяется много внимания как различными исследователями, так и их различными школами. Что касается разрушений второго типа, то за исключением немногих работ, внутренне тяготеющих к этому направлению исследований, задача таких исследований в ее отчетливой определенности не ставилась. В настоящей статье обсуждены физические основания для общей постановки такой задачи. В заключение же коснемся того круга проявлений сейсмичности, в котором предположительно находит (или может найти) свое отражение второй тип разрушений, т.е. закономерность, которая в какой-то мере ассоциируется с особенностями разрушения этого типа.

Степень раздробленности пород земной коры неодинакова. Геологический анализ показывает, что, во-первых, дробление есть процесс, развивающийся во времени, и что, во-вторых, этот процесс осуществляется по схеме "сверху вниз": в этом процессе материал постепенно измельчается. Другими словами, процесс разрушения геологической среды соответствует типу разрушения при параллельном или автономном энергоснабжении структурных элементов среды.

Можно указать на ряд особенностей в пространственном распределении сейсмичности, которые, по всей видимости, связаны со степенью раздробленности среды. В этом отношении прежде всего обращают на себя внимание участки концентрации эпицентров (УКЭ) - "сгущения" эпицентров, имеющие вид четковидных образований, ритмично повторяющихся вдоль основных тектонических линий сейсмоактивных районов [14]. Известно, что развитие разрушения в крыльях разломов протекает неравномерно, причем постепенно образуется структура, в которой обширные зоны дробления ("деструктивные поля", по терминологии Р. М. Лобацкой [15]) четкообразно повторяются вдоль простирания разрывов. УКЭ (или, как сейчас их стали называть, "кластеры" слабых землетрясений) ассоциируются с деструктивными полями.

На раздробленность среды в пределах УКЭ указывают и другие особенности: повышенные значения коэффициентов у группирования и интенсивности афтершоков, а также повышенная активность роев слабых землетрясений [16]. Исследования показали, что на УКЭ землетрясения с энергетическим классом  $K > 11-12$  не возникают. Эпицентральные зоны более значительных землетрясений оказываются вытесненными на периферию УКЭ, т.е. в места, где в процессе дробления вовлекаются менее нарушенные, более консолидированные массы пород [14]. Та же закономерность как бы повторяется уже на региональном уровне: самые значительные континентальные землетрясения возникают в относительно ненарушенных областях, где их субстрат втягивается в тектоническую переработку, возбуждаемую центробежным развитием горных систем. Примером могут служить катастрофические землетрясения вдоль северной окраины системы Тянь-Шань или в южных предгорьях Гималаев.

Можно ли в УКЭ видеть участки концентрации трещин, которые в соответствии со схемой "снизу вверх" готовят трассы будущих магистральных разрывов, т.е. как совокупность слабых землетрясений, которые непосредственно формируют очаговые зоны будущих больших землетрясений? Факты говорят против этого предположения и, наоборот, согласуются с тем, что субстрат УКЭ представляет собой сильно гетерогенную, раздробленную, разрыхленную среду, в которой не сохраняются сколько-нибудь значительные по размерам консолидированные отдельности, способные при разрушении излучать сейсмическую энергию, соответствующую достаточно большому землетрясению. Само существование верхнего предела величины землетрясений обусловлено степенью раздробленности геологической среды и служит своеобразным показателем той фазы раздробленности, какой субстрат достиг к данному моменту своей геологической эволюции. Существование этого предела свидетельствует о том, что разрушение геологической среды в сейсмоактивных районах, отраженное сейсмичностью, в общих чертах осуществляется по схеме "сверху вниз". Сейсмичность как процесс, отражающий дробление среды, рассмотрена в работе [17].

Излучение тонкой структуры поля сейсмичности в области относительно больших землетрясений ( $K \geq 12$ ) показало, что появлению главных событий в окрестности их будущего эпицентра предшествует возникновение так называемых роев-предвестников [18]. Естественно было предположить, что предвестниковые рои трассируют очаг будущего главного события. Однако в 70% случаев рои-предвестники располагались за пределами очаговых зон главных событий, на участках, которые характеризовались повышенной активностью слабых землетрясений в течение всего периода наблюдений. В 30% случаев разрешение взаимного расположения роев и очаговых зон было в пределах точности определения их местоположения. Во многих случаях очаги главных толчков возникали в локальных областях, отличающихся очень низкой активностью слабых землетрясений, т.е., по-видимому, в достаточно сплошных, консолидированных блоках пород. В целом изучение тонкой структуры поля сейсмичности в период, предшествующий возникновению главных толчков, не позволило установить процессы, которые бы протекали в соответствии со схемой последовательного энергоснабжения.

Разрушение в системах с последовательным энергоснабжением характеризуется прогрессирующим ростом напряжений в ослабленном сечении, вплоть до перехода этой области в стадию пластического течения. Отсюда возникли методические установки, направленные на регистрацию аномальных полей напряжений в очаговых зонах будущих землетрясений. Многочисленные попытки установить существование таких аномалий в натурном эксперименте определенных результатов не дали. Стало ясно, что если такого рода эффекты и существуют, то на грани точности методик, использовавшихся для их выявления.

В системах с параллельным и автономным энергоснабжением распределение плотности упругой энергии остается статистически равномерным вплоть до перехода среды в критическое состояние. Трещины в такой метастабильной среде возникают внезапно, при самых незначительных внешних пусковых импульсах, т.е. при незначительном возрастании напряжений, уловить которые на фоне повсеместно высоких напряжений очень трудно.

Выше отмечалось, что возникновению трещин в верхнем слое двухслойной модели предшествовала "задержка времени", некоторый скрытый период ее подготовки. Однако сам объем, в котором происходит такая подготовка, по отношению к длине будущей трещины может быть очень мал и соответствовать лишь "точке" зарождения трещины. Дальнейший рост трещины подпитывается энергией сама перенапряженная среда. Образуя говоря, материал на трассе будущего развития трещины "не знает" о том, что здесь пройдет трещина вплоть до ее появления. Рост напряжений в области предразрушения, таким образом, может быть очень локальным и не соответствовать энергии будущего землетрясения.

Пусть  $u_{\phi}$  - плотность упругой энергии формоизменения и  $[u]$  - энергетическая прочность среды. Тогда метастабильное состояние среды можно определить как  $u_{\phi} \approx [u]$ . Распределение этих величин по объему неравномерно, так как состояние материала в произвольной точке среды  $i$ , степень близости материала к метастабильному состоянию в этой точке, а также случайная составляющая упругих импульсов определяются соотношением значений двух случайных функций  $u_{\phi i}(V)$  и  $[u]_i(V)$ . Очевидно, что общие изменения уровня упругой энергии в системе влекут за собой и изменения активности упругих импульсов при сохранении картины их хаотического возникновения в целом. Такова, по-видимому, в общих чертах причина длительных изменений в уровне активности слабых землетрясений, наблюдаемая в областях динамической связности [19]. Изменения уровня тектонической нагрузки в такой области отражаются в синхронных изменениях уровня активности слабых землетрясений на всех УКЭ, входящих в ее состав.

В двухслойных моделях подобные ситуации моделируются изменениями натяжения подложки. На дозированное возрастание натяжения верхний слой модели реагирует возникновением некоторого числа трещин определенной суммарной длины. Очевидно, что число трещин при постоянстве их суммарной протяженности зависит от степени раздробленности среды, с ростом которой число вновь возникших трещин при той же их суммарной длине резко возрастает. С этой точки зрения УКЭ представляет собой объемы сильно раздробленной среды. На общее, равномерное по площади области динамической связности возрастание нагрузки они реагируют резким ростом активности слабых землетрясений. О том же, что уровень нагрузки значителен и вне УКЭ, свидетельствует появле-

ние больших землетрясений вне их пределов. Характерно, что большие землетрясения возникали только при восходящем движении длительных тенденций в изменении активности слабых землетрясений в целом по области или при высоком уровне этой активности относительно долговременного значения. УКЭ, таким образом, в силу своей раздробленности является своего рода индикатором, весьма чутко реагирующим на общие изменения тектонической нагрузки.

На особенности режима появления трещин в материале двухслойных моделей налагаются еще два обстоятельства: во-первых, перераспределение напряжений в окрестности каждой вновь возникшей трещины, во-вторых, уменьшение прочности во времени. Эти же обстоятельства, по всей видимости, играют значительную роль в различных проявлениях сейсмичности.

Прорастание трещины сопровождается высвобождением упругой энергии в ее некоторой окрестности и тем самым влечет за собой появление градиентов поля упругой энергии, что эквивалентно нарушению равновесия в окрестности трещины и стимулирует возникновение здесь других трещин. Появление трещины, таким образом, является как бы "пусковым импульсом" для возбуждения других трещин в ее окрестности. Степень влияния этого импульса зависит от его мощности. Так, возникновение большого землетрясения резко нарушает равновесие в его окрестности и провоцирует появление множества афтершоков, которые в целом стремятся "сгладить" возникшие градиенты поля упругой энергии и привести систему в равновесие на более низком общем энергетическом уровне. Такова, по-видимому, общая природа появления на фоне случайно возникающих землетрясений различных "группирующихся" сейсмических событий - роев землетрясений, их групп, двойных толчков и т. д.

Прочность есть функция времени. Поэтому при том же уровне, меньшим первоначальной прочности  $[u]_0$ , среда может со временем перейти в метастабильное состояние за счет самопроизвольного понижения прочности. В этом и состоит физический смысл "времен задержки", характеризующих "реологическое созревание" среды к тому, чтобы в ней стали развиваться процессы трещинообразования.

Самопроизвольное разрушение, т. е. разрушение, которое возникает при том же энергосодержании, без дополнительного нагружения системы, является одной из характернейших черт механического поведения твердых тел с параллельным и автономным энергоснабжением их структурных элементов. Эта черта ярко выражена, например, в явлении самопроизвольного взрывообразного разрушения глыб горной породы спустя длительное время после их извлечения из забоев горных выработок. В двухслойных моделях такое "запаздывающее" разрушение протекает в более спокойном темпе. Обычно оно начинается спустя несколько минут после нагружения модели, и процесс образования трещин, затухая во

времени примерно по экспоненте и сильно напоминая этим затухание афтершокового процесса, может длиться несколько часов. Хотя изменения поля упругой энергии и перераспределение напряжений, связанные с появлением трещины, распространяются со скоростью упругих волн, реакция среды на такие "пусковые импульсы" по рассмотренной причине оказывается запаздывающей, что предопределяет ряд других особенностей пространственно-временного поведения сейсмичности. В качестве примеров можно привести такие явления, как удаленные афтершоки или явления, которые иногда интерпретируются как последствия распространения "пластических волн" в геологической среде.

Настоящая статья ограничена беглым и выборочным перечнем тех явлений, которые наблюдаются в моделях сред с параллельным энергоснабжением и имеют качественное сходство с явлениями, наблюдаемыми в природе. В частности, здесь совсем не затронуты явления, протекающие непосредственно в очагах землетрясений. Заметим лишь, что зоны контакта блоков горных пород по существу представляют собой двухслойные системы, а процессы, протекающие в этих системах, являются процессами формирования очаговых зон землетрясений. Цель статьи лишь в том, чтобы на конкретных примерах показать перспективу исследования сейсмичности и процессов в очаге землетрясения, используя представление о зависимости характера разрушения среды от способа энергоснабжения ее структурных элементов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Журков С. Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН СССР. 1968. N 3. С. 46.
2. 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.
3. Кондратьев В. Н., Кулюкин А. М., Пономарев В. С. и др. Исследование двухслойной модели земной коры при двухосном растяжении нижнего слоя // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. N 3. С. 17-28.
4. Садовский М. А., Денчиков В. А., Кондратьев В. Н. и др. О модели верхних слоев земной коры // Там же. 1982. N 9. С. 3-9.
5. Кулюкин А. М., Пономарев В. С., Ромашов А. Н. Некоторые закономерности разрушения в двухслойной модели // Прогноз землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1983. N 4. С. 200-210.
6. Кулюкин А. М., Пономарев В. С., Ромашов А. Н. Связь между статистиками, отражающими делимость твердых сред // ДАН СССР. 1987. T. 293, N 5. С. 1089-1092.
7. Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. и др. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
8. Пономарев В. С. О природе сил, действующих в очаге землетрясения // Сейсмический режим. Душанбе: Дониш, 1969. С. 122-136.
9. Кристиан Дж. Теория превращений в металлах и сплавах. М.: Мир, 1978. Ч. 1. 806 с.
10. Пономарев В. С. Горные породы как среды с собственными источниками упругой энергии // Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука, 1987. С. 51-64.
11. Пономарев В. С. Структурные напряжения и блоковая делимость земной коры, наблюдаемые на космических снимках // Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических движений. М.: Наука, 1988. С. 57-63.

12. Пономарев В.С. Особенности напряженного состояния неравновесной геофизической среды // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1987. N 4. С. 94-97.
13. Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Факторы тектогенеза//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81-94.
14. Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона//Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С.119-131.
15. Лобашкая Р.М. О некоторых количественных характеристиках разломов в связи с особенностями их структурной организации//Геология и разведка. 1987. N 10. С.3-12.
16. Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М., Третьякова Н.В. Особенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений//Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С.169-183.
17. Кулюкин А.М., Пономарев В.С., Ромашов А.Н. Сейсмичность как процесс дробления//Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1984. N 4. С.211-219.
18. Тейтельбаум Ю.М., Пономарев В.С. Рои слабых землетрясений в прогнозе сильных событий//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1980. N 1. С.21-33.
19. Лукк А.А., Пономарев В.С. Тенденция изменения сейсмического фона во времени//Там же. 1972. N 5. С.3-11.

УДК 550.344

Н. В. Тарасова

#### ПАРАМЕТРЫ ОГИБАЮЩИХ КОДА-ВОЛН И ИХ СВЯЗЬ С ЭНЕРГИЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

При поиске предвестников землетрясений по сейсмическим данным большое значение имеет правильность энергетической классификации землетрясений, поскольку энергия является одной из важнейших характеристик. Для ее оценки разработано несколько стандартных магнитудных шкал [1]. Чаще всего применяются магнитуды  $M_{LN}$  и  $m_{PV}$ , определяемые по разным типам волн. При оценке энергии местных землетрясений более удобной оказалась шкала классов, разработанная Т.Г.Раутиан [2]. При определении классов используются амплитуды как продольных, так и поперечных волн, приведенные к референц-сфере радиусом 10 км, с учетом затухания сейсмических волн в реальной среде. С одной стороны, такой выбор референц-расстояния позволяет повысить точность определения энергии местных землетрясений по сравнению со шкалами  $M_{LN}$  и  $m_{PV}$ , но с другой - накладывает ограничения на оценку энергии сильных землетрясений, имеющих очаги больших размеров. Обычно эта шкала применяется для землетрясений с  $M < 6$ . Следует отметить, что при определении энергетических классов землетрясений ( $K$ ) не учитывается диаграмма направленности источника, что в принципе может приводить к большим погрешностям особенно в случае оценки  $K$  по одной станции. Для уверенного определения энергии землетрясений по этой шкале обычно используются данные, получаемые по до-

статочной плотности сети станций, что позволяет осреднить диаграмму направленности излучения источника.

В настоящее время получило распространение определение энергии землетрясений по длительности записи [3,4], но и этот метод обладает рядом недостатков: не вполне ясен физический смысл такой классификации, измерения длительности записей могут выполняться с заметными погрешностями, так как момент окончания записи не имеет достаточно четкого физического определения. Обычно его связывают с временем, на котором амплитуды кода-волн становятся соизмеримыми с амплитудами микросейсм. Чтобы исключить влияние уровня микросейсмического фона на результаты, применяются те или иные способы формализации оценки времени окончания записи. Тем не менее плавный спад амплитуд кода-волн во времени приводит к большой неопределенности таких оценок. К тому же результаты определения длительности зависят от применяемого способа формализации.

Более строгий способ определения энергии по кода-волнам разработан в работе [5]. Этот метод основан на использовании сводных огибающих кода-волн для района наблюдений. Однако его применение требует большой подготовительной работы, так как для построения сводных огибающих необходимо рассмотреть достаточно представительный экспериментальный материал. Кроме того, при оценке энергии относительно слабых землетрясений на малых эпицентральных расстояниях обычно удается обработать участки кода-волн, относящиеся лишь к ветви *b* их сводных огибающих. Как известно [5], ветвь *b* формируется в наиболее неоднородной верхней части коры. Ее параметры могут сильно меняться в зависимости от локальных особенностей среды в районе наблюдений. Так, добротность в районе хр. Петра Первого существенно отличается от таковой в районе Южного Тянь-Шаня [5] и, следовательно, для определения энергии землетрясений из этих районов необходимо использовать разные сводные огибающие.

#### Исследуемые величины и используемая методика

В работе рассмотрены параметры кода-волн местных землетрясений Гармского района с эпицентральными расстояниями  $\Delta \leq 50$  км и их связь с энергией землетрясений. Параметры огибающих кода-волн определялись по записям радиотелеметрических станций (РТС) [6], имеющих характеристики, близкие к характеристикам стандартных короткопериодных каналов СКМ.

Структура огибающих кода-волн исследована в ряде теоретических и экспериментальных работ [5, 7-9]. Для различных моделей формирования коды показано, что огибающую можно представить в следующем виде:

$$A(t) = a(t-t_0)^{\pm n} \exp[-b(t-t_0)], \quad (1)$$

где  $t$  - время вдоль сейсмограммы;  $t_0$  - время в источнике;  $A(t)$  - амплитуда огибающей вдоль сейсмограммы;  $n$  - фактор геометрического

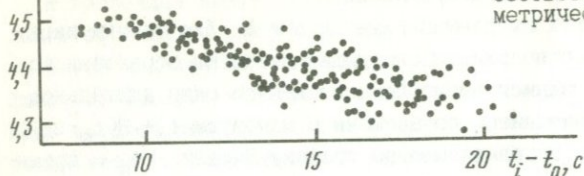
расхождения;  $a$  - константа, зависящая от характеристик источника;  $b = \pi f / Q(f)$ ;  $f$  - преобладающая частота записи в коде;  $Q(f)$  - соответствующее значение эффективной добротности.

В качестве исследуемых выбраны параметры  $a$  и  $b$ . Для оценки параметров огибающих кода-волн принята следующая методика обработки исходных сейсмограмм: на записи выбиралось временное окно длительностью 20 с с началом, совмещенным по времени с моментом  $t_0 + 3(t_s - t_0)$ , где  $t_0$  - время в очаге, определяемое по графику Вадати;  $t_s$  - время вступления поперечной волны. Такой выбор обусловлен тем, что, как указано в работе [5], на более ранних временах параметры кода-волн ведут себя нестабильно. В пределах этого временного окна запись разбивалась по времени на секундные интервалы, в пределах которых на каждой из трех компонент измерялись максимальные по абсолютной величине амплитуды и рассчитывалось их среднее значение  $A_i$  для каждого секундного интервала. Результаты измерений представлялись в виде 20 пар: средних амплитуд  $A_i$  и  $t_i$  - значений времен, соответствующих середине каждого из секундных интервалов. По полученным таким образом значениям  $A_i$  и  $t_i$  методом наименьших квадратов рассчитывались коэффициенты  $a$  и  $b$  в выражении (1).

Однако на первом этапе было необходимо оценить фактор геометрического расхождения  $n$ . Анализ различных моделей формирования кода-волн показал, что  $n$  может иметь значения от 0,5 до 1. Для измерений отобрано несколько землетрясений из района хр. Петра Первого, зарегистрированных сетью из девяти станций РТС одновременно. Для каждого землетрясения по данным всех станций построены зависимости величины  $\ln [A_i(t_i - t_0)^n]$  от  $(t_i - t_0)$  с разными значениями фактора геометрического расхождения  $n$  ( $n$  варьировались от 0,5 до 1). Из соотношения (1) следует, что, если фактор геометрического расхождения выбран правильно, такая зависимость должна быть линейной. Наилучшие результаты для всех рассмотренных землетрясений получены при  $n=1$ . В качестве примера на рис.1 представлена зависимость  $\ln [A_i(t_i - t_0)]$  от  $(t_i - t_0)$  для одного из землетрясений. Видно, что экспериментальное облако точек хорошо аппроксимируется линейной зависимостью. Для других значений  $n$  аналогичные графики имели нелинейную форму. Это показывает, что  $n=1$ . В рассматриваемом временном диапазоне полученный результат хорошо согласуется с моделью формирования кода S-волнами [5].

### Экспериментальные результаты

Всего по такой методике были определены параметры 60 местных землетрясений Гармского района энергетических классов  $K=6 \div 11$ . Для сравнения обработаны записи ст. Гарм, приборы которой располагались в штольне на кристаллическом фундаменте в южных предгорьях Гиссарского хребта, и ст. Сиакуг, установленной в районе осевой части хр. Пет-

$\ln [A_i(t_i - t_0)]$ 

Р и с. 1. Зависимость  $\ln [A_i(t_i - t_0)]$  от  $(t_i - t_0)$ , соответствующая фактору геометрического расхождения  $n=1$

ра Первого на 10-километровой толще мезозойско-кайнозойских отложений. Проведено сопоставление параметров кода-волн с энергетическими классами соответствующих землетрясений, определенными по данным тринадцати станций КСЭ Гармской сети.

Оказалось, что параметры  $a$  и  $b$  связаны с энергией землетрясений зависимостью

$$\lg(a/b) = \alpha K - \beta, \quad (2)$$

где  $K$  - энергетический класс по шкале Т.Г.Раутиан;  $\alpha$ ,  $\beta$  - некоторые коэффициенты.

На рис. 2 представлены соответствующие зависимости для станций Гарм и Сиакуг. Коэффициенты корреляции  $r$  и определенные методом наименьших квадратов по приведенным данным коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  равны

для станции Гарм:  $r = 0,87$ ;  $\alpha = 0,56$ ;  $\beta = 7,86$ ;

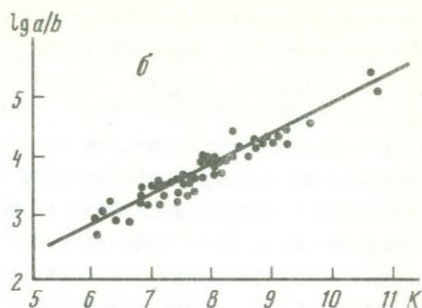
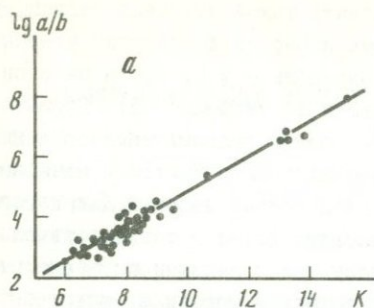
для станции Сиакуг:  $r = 0,96$ ;  $\alpha = 0,51$ ;  $\beta = 7,18$ .

При определении этих коэффициентов для ст. Гарм не использовались приведенные на рис. 2, а данные по пяти наиболее сильным землетрясениям ( $K \geq 13$ ).

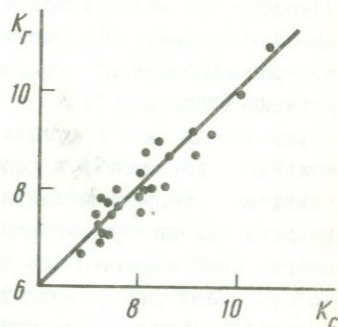
Хотя станции Гарм и Сиакуг расположены в районах с разным геологическим строением, коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  имеют для них близкие значения. Это позволяет предположить, что зависимость (2) достаточно универсальна, а наблюдаемые различия коэффициентов связаны с особенностями строения среды вблизи пункта приема. Поскольку рассмотренные землетрясения равномерно распределены в пределах Гармского района и имели разные механизмы, положение станции относительно диаграммы направленности источников можно считать случайным. Можно сделать вывод, что она хорошо осредняется средой в процессе формирования кода-волн и практически не влияет на величину параметров  $a$  и  $b$ . Все это показывает, что определив параметры кода-волн  $a$  и  $b$ , можно оценить энергетический класс местных землетрясений по данным одной трехкомпонентной станции, используя соотношение

$$K = 1/\alpha (\lg(a/b) + \beta). \quad (3)$$

Для оценки точности предлагаемого метода построена корреляционная зависимость между энергетическими классами, определенными с помощью соотношения (3) по записям станций Гарм и Сиакуг. К сожалению



Р и с. 2. Зависимость  $\lg(a/b)$  от энергетического класса  $K$   
 а - ст. Гарм, б - ст. Сиакуг



Р и с. 3. Зависимость между энергетическими классами землетрясений, полученными по предложенной методике на станциях Гарм ( $K_G$ ) и Сиакуг ( $K_C$ )

нию, выборки землетрясений, по которым анализировалась зависимость (2) для обеих станций, не перекрываются полностью. Поэтому корреляционная зависимость построена лишь по 24 землетрясениям, для которых параметры  $a$  и  $b$  можно было определить по двум станциям (рис. 3). Параметры осредняющей прямой вычислены здесь методом ортогональной регрессии. Коэффициент корреляции представленных величин равен 0,91, а стандартное отклонение точек от осредняющей прямой составляет 0,18. Последнюю величину можно интерпретировать как погрешность предлагаемого метода. Таким образом, соотношение (3) позволяет оценивать энергию местных землетрясений по одной станции с точностью  $\pm 0,18$  единиц классов. Это очень хороший результат, если учесть диапазон рассматриваемых эпицентральных расстояний и то, что Гармский район характеризуется крайне неоднородным геологическим строением [10]. Разумеется, точность определения  $K$  можно повысить, используя данные нескольких станций.

При наблюдениях за местной сейсмичностью нередко возникает проблема оценки энергетических классов [2] относительно сильных землетрясений, так как на станциях, расположенных на небольшом удалении от их эпицентров, максимальные амплитуды записей продольных и поперечных волн оказываются "обрезанными" регистрирующей аппаратурой.

Однако в кода-волнах всегда можно выделить такой интервал записи, в пределах которого амплитуды могут быть измерены достаточно уверенно. Это позволяет оценить параметры кода-волн  $a$  и  $b$ , после чего определить энергетический класс, используя соотношение (3). Применимость данной методики для обработки более сильных землетрясений проверена на примере пяти местных землетрясений с  $K \geq 13$ , наиболее сильное из которых произошло в 1984 г. в районе поселка Джиргаталь и имело  $K=15,3$ . На рис. 2а хорошо видно, что точки, соответствующие сильным землетрясениям, неплохо согласуются с данными по землетрясениям с  $K=6\div 11$ . Следовательно, предложенная методика может быть использована для оценки энергии местных землетрясений с  $K=6\div 15$ . Повидимому, ее можно использовать и для более сильных событий, так как она не имеет ограничений, связанных, как в работе [2], с размером референц-сферы. Однако это утверждение необходимо проверить экспериментально.

Физическая интерпретация полученных результатов требует более детального исследования получаемых соотношений, сопоставления с результатами теоретических исследований. Тем не менее предложенная методика оценки энергии землетрясений по отношению  $a/b$  кажется вполне разумной с физической точки зрения. Из соотношения (1) следует, что  $a/b$  имеет смысл амплитуды смещения в дальней зоне, экстраполированной к границе очаговой области,  $b$  характеризует степень затухания сейсмических волн в результате поглощения и рассеяния на пути распространения от источника до станции. Следовательно,  $a/b$  должно быть пропорционально средним значениям скорости смещения в источнике и эффективной добротности среды, что хорошо согласуется с полученным экспериментально соотношением (2).

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кондорская Н. В., Соловьев С. Л. Общее состояние вопроса определения магнитуды и энергетической классификации землетрясений в практике сейсмических наблюдений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. Т. 1. С. 14-42.
2. Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. М.: Наука, 1964. С. 88-93.
3. Маламуд А. С. Использование длительности колебаний для энергетической классификации землетрясений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. Т. 2. С. 180-192.
4. Вессон Р. Л., Максимов А. Б., Нерсесов И. Л., Рулев Б. Г. Результаты совместных полевых сейсмологических исследований 1974 г. в Хаите // Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1976. Т. 1, кн. 1. С. 31-34.
5. Раутиан Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. С. 46-48.
6. Вессон Р. Л., Кадерабек Р., Максимов А. Б., Фишер Ф. Комплекс сейсмологической радиотелеметрической аппаратуры // Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1976. Т. 1, кн. 1. С. 9-20.

## АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

В исследованиях по прогнозу землетрясений изучению деформаций земной коры отводится особо важная роль [1,2], однако до настоящего времени закономерности проявления аномальных деформаций земной коры, предвещающих и сопровождающих землетрясения, исследованы недостаточно полно.

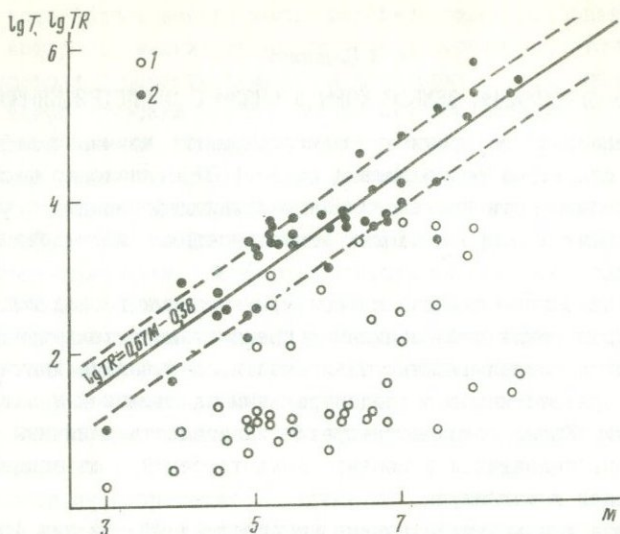
В статье на основе анализа литературных данных исследуются закономерности проявления деформационных предвестников землетрясений и устанавливаются корреляционные зависимости, связывающие длительность и амплитуду предвестников с эпицентральной расстоянием и магнитудой землетрясений. Кроме того, исследуется зависимость величины скачков деформаций, наблюдавшихся в моменты землетрясений, от эпицентрального расстояния и магнитуды.

Для анализа используются данные из работ [3-7], из них 45 примеров предвестников и 43 - скачков. В двух случаях из 45 предвестники наблюдались менее чем за сутки до землетрясения, и в соответствии с результатами [8,9] они относятся к краткосрочным. Большая часть данных получена с помощью кварцевых деформографов, используются также данные геодезических наблюдений, включающих в себя нивелирование, триангуляцию и т.п. По аналогии [8-10] анализ данных проводится в трехмерных пространствах, при этом применяются следующие обозначения:  $E$  - энергия землетрясений, Дж;  $M$  - магнитуда землетрясений;  $R$  - эпицентральное расстояние, км;  $T$  - длительность предвестников, сут;  $\varepsilon$  - абсолютное значение относительной деформации для амплитуды предвестников и величины скачков в моменты землетрясений;  $L$ ,  $W$  - длина по простиранию и ширина по падению очага землетрясения в соответствии с работой [11], км.

**Длительность предвестников, эпицентральное расстояние  
и магнитуда землетрясений**

В работе [5] отмечается, что получить какие-либо систематизированные данные в отношении зависимости длительности предвестников, наблюдавшихся с помощью кварцевых деформографов, от магнитуды землетрясений не удастся. Они не согласуются не только с общей совокупностью данных по разным видам предвестников землетрясений, но и с результатами геодезических наблюдений. Одной из возможных причин этого обстоятельства может быть зависимость длительности предвестников не только от магнитуды, но и от эпицентрального расстояния землетрясений.

Простейшим способом проверки этого предположения служит использование при анализе функции  $\lg TR$  вместо  $\lg T$  [8,9]. На рис.1, где



Р и с. 1. Зависимость  $\lg T$  (1) и  $\lg TR$  (2) от магнитуды землетрясений ( $M$ ) для предвестников, наблюдавшихся по данным измерения деформаций земной коры. Штриховые линии здесь и на рис. 2 и 3 обозначают границы 70%-ной доверительной полосы

представлены зависимости величин  $\lg T$  и  $\lg TR$  долгосрочных деформационных предвестников от магнитуды землетрясений, отчетливо видно, что установить какую-либо закономерность для  $\lg T$  не удастся. В то же время возрастание величины  $\lg TR$  с увеличением магнитуды выражено очень четко. Методом наименьших квадратов получена следующая корреляционная зависимость:

$$\lg TR = 0,67M - 0,38. \quad (1)$$

Дисперсия отклонения точек от прямой линейной регрессии (1)  $S^2$ , дисперсия коэффициентов при  $M$   $S_M^2$  и дисперсия свободного члена  $S_C^2$  в формуле (1) равны соответственно  $S^2 = 0,20$ ;  $S_M^2 = 0,0028$ ;  $S_C^2 = 0,11$ .

Вычислены также коэффициенты корреляции между значениями  $\lg T$  и  $\lg TR$ , с одной стороны, и магнитудой землетрясений - с другой. В первом случае коэффициент корреляции составил 0,50, во втором (с учетом эпицентрального расстояния) он возрос до 0,88. Для исследования вопроса, не обусловлено ли полученное возрастание коэффициента корреляции увеличением размеров зоны проявления предвестников при увеличении магнитуды землетрясения, был вычислен также коэффициент корреляции между логарифмом эпицентрального расстояния  $\lg R$  и магнитудой землетрясения. Он оказался равным 0,51, что достаточно убедительно доказывает реальность существования зависимости длительности предвестников не только от магнитуды землетрясений, но и от эпицентрального расстояния.

## Амплитуда предвестников, эпицентральное расстояние и магнитуда землетрясений

Поскольку в использованных источниках не для всех данных были приведены амплитуды предвестников, общее число анализируемых данных уменьшилось до 37, из них 28 наблюдалось с помощью кварцевых деформографов. Для анализа каждый предвестник представлялся в виде точки с координатами  $\lg \epsilon$ ,  $\lg R$ ,  $\lg E$ . Оказалось, что в указанном трехмерном пространстве данные группируются в окрестности некоторой плоскости. Это позволяет предложить для описания предвестников зависимость вида

$$\lg R \epsilon^m = aM - b,$$

где  $m$ ,  $a$ ,  $b$  - постоянные коэффициенты.

В результате определения этих коэффициентов методом наименьших квадратов получена зависимость

$$\lg R \epsilon^{0,7} = 0,48M - 5,47. \quad (2)$$

Необходимый иллюстративный материал и обсуждение этой зависимости можно найти в работе [10]. Поэтому перейдем к следующему вопросу настоящей работы.

### Длительность и амплитуда деформационных предвестников землетрясений

Совместный анализ данных о длительности и амплитуде деформационных предвестников землетрясений в различных трехмерных пространствах позволил установить наличие сильной корреляционной зависимости амплитуды предвестников рассматриваемого вида от их длительности - коэффициент корреляции между значениями  $\epsilon$  и  $T$  равен 0,9. Поэтому был проведен анализ исходных данных в двумерном пространстве с координатами  $\lg \epsilon$ ,  $\lg T$ . Полученные результаты представлены на рис. 2, а соответствующее корреляционное уравнение, полученное по 35 точкам, имеет вид

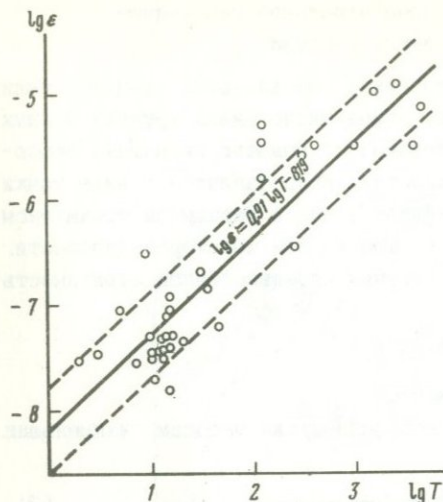
$$\lg \epsilon = 0,91 \lg T - 8,19.$$

Дисперсия отклонения точек от прямой линейной регрессии ( $S^2$ ), дисперсия коэффициента при величине  $\lg T$  ( $S_T^2$ ) и дисперсия свободного члена ( $S_C^2$ ) в этом уравнении равны соответственно  $S^2 = 0,17$ ,  $S_T^2 = 0,006$ ;  $S_C^2 = 0,02$ .

Как видно, значение коэффициента при величине  $\lg T$  близко к 1. Приняв его равным 1, методом наименьших квадратов получим корреляционную зависимость

$$\lg \epsilon = \lg T - 8,33.$$

Дисперсия отклонения точек от осредняющей прямой увеличилась при этом лишь на 0,001. Из полученного уравнения легко определить ско-



Р и с. 2. Зависимость амплитуды ( $\lg \epsilon$ ) деформационных предвестников землетрясений от их длительности ( $\lg T$ )

рость изменения аномальных деформаций в процессе подготовки землетрясений; она оказалась равной примерно  $5 \cdot 10^{-9}$  /сут, или  $2 \cdot 10^{-6}$  /год.

#### Скачки деформаций в моменты землетрясений

В ряде случаев в моменты землетрясений отмечались скачки деформаций (strain steps), представляющие собой фактически остаточные деформации, вызванные появлением разрыва. Теоретические оценки поля остаточных деформаций, возникающих в результате землетрясений, в работе [12] показывают, что величина эффекта может быть значительной и на достаточно больших расстояниях от эпицентра.

Наиболее полный анализ экспериментальных данных выполнен в работе [7]. В ней высказано предположение, что величина скачка обратно пропорциональна величине  $R^{1,25}$ , однако это соотношение было выбрано произвольно. Попытаемся исследовать этот вопрос более строго, для чего используем метод, который применялся при получении аналогичной зависимости для предвестников землетрясений.

При рассмотрении всей совокупности данных дисперсия полученной зависимости была очень велика. Одной из причин этого может быть различный характер зависимости в пределах очага и вне его [1], поэтому из рассмотрения исключены данные, наблюдавшиеся на эпицентральных расстояниях  $R < 3L$ , где  $L$  - длина разрыва, определенная по корреляционному соотношению из работы [11]:

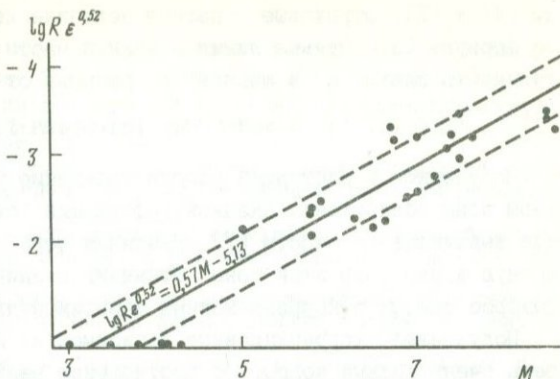
$$\lg L = 0,44M - 1,29.$$

После этого по 28 точкам была получена следующая корреляционная зависимость:

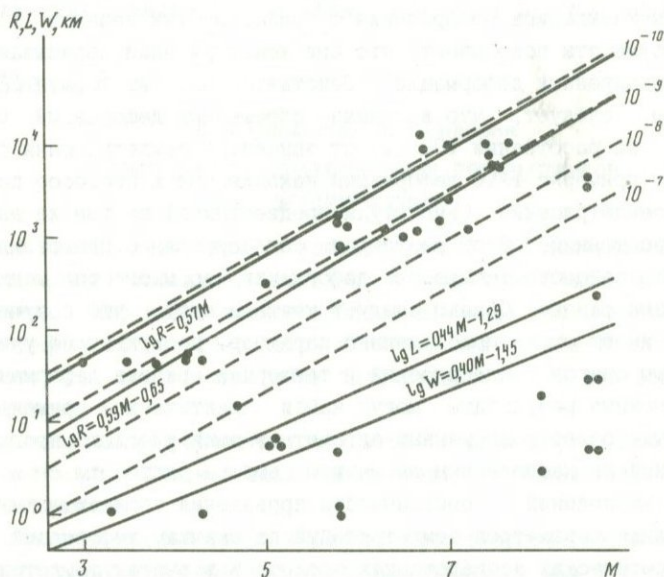
$$\lg R \epsilon^{0,25} = 0,57M - 5,13. \quad (3)$$

Зависимость  $\lg R \epsilon^{0,25}$  от магнитуды землетрясений представлена на рис. 3. Из формулы (3) видно, что закон уменьшения величины скачка с увеличением эпицентрального расстояния близок к квадратичному, т.е. величина скачка обратно пропорциональна  $R^2$ . Этот результат хорошо согласуется с выводами теоретических работ [12, 13] и отличается от эмпирической формулы, предложенной в работе [7].

Р и с. 3. Зависимость  $\lg R \varepsilon^{0,52}$  от магнитуды землетрясения ( $M$ ) для скачков деформаций



Р и с. 4. Зависимость эпицентрального расстояния ( $R$ ), длины ( $L$ ) и ширины ( $W$ ) очага землетрясения от его магнитуды ( $M$ )



Выражение (3) может быть использовано для определения размеров зоны, в пределах которой еще могут быть обнаружены скачки деформаций. В использованных данных минимальная величина скачка составляет примерно  $10^{-10}$ . Задаваясь этой величиной в качестве порогового уровня чувствительности, для граничных размеров зоны обнаружения скачков деформаций из формулы (3) получим выражение

$$\lg R \approx 0,57M. \quad (4)$$

В работе [7] соответствующее соотношение получено для  $\varepsilon=10^{-9}$  оно имеет вид

$$\lg R=0,59M-0,65. \quad (5)$$

На рис. 4 представлена зависимость  $\lg R$  от магнитуды землетрясений. Сплошная линия в верхней части рисунка соответствует выражению

ям (4) и (5), штриховые - разной величине деформаций, определенной по формуле (3). Прямые линии в нижней части рисунка показывают зависимость длины  $L$  и ширины  $W$  разрыва от магнитуды землетрясений [11]:

$$\lg L = 0,44M - 1,29; \lg W = 0,40M - 1,45.$$

Полученное в настоящей работе уравнение (4) лучше описывает размеры зоны обнаружения скачков деформаций (см. рис. 4), чем аналогичное выражение из работы [7]. Различия величин  $L$  и  $W$  определяют возможную асимметрию этой зоны. Этими же различиями может быть вызван разброс данных в корреляционных зависимостях (1)-(3).

Полученные корреляционные зависимости позволяют также рассмотреть очень важный вопрос о соотношении величин деформаций, накопленных при подготовке и сброшенных в момент землетрясений [1]. Ранее высказывались соображения о близости этих величин [1], однако наши результаты показывают, что при землетрясении сбрасывается лишь часть накопленных деформаций. Действительно, из формул (2) и (3), например, следует, что величина сброшенных деформаций (величина скачка) на расстоянии 100 км от эпицентра землетрясения с  $M=5$  составляет примерно 1/10 деформаций, накопленных в процессе подготовки такого землетрясения (амплитуда предвестника) на том же эпицентральном расстоянии. Этот результат согласуется с представлениями о том, что сейсмотектонические деформации во много раз меньше общих деформаций района. Однако следует иметь в виду, что полученные выражения имеют очень приближенный характер, поскольку не учитывались механизмы очагов землетрясений и тензорная природа деформаций.

Полученные результаты могут найти практическое применение при разработке более совершенных алгоритмов эмпирического прогноза землетрясений по наблюдаемым аномалиям, выборе плотности сети деформационных наблюдений, периодичности проведения геодезических измерений, оценке параметров землетрясений по скачкам деформаций, а также при теоретических исследованиях процессов в очагах землетрясений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. Саваренский Е. Ф., Нерсесов И. Л. О предвестниках землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1980. №1. С. 70-73.
3. Латынина Л. А., Кармалева Р. М. Измерение медленных движений в земной коре как метод поиска предвестников землетрясений // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970. С. 52-57.
4. Латынина Л. А., Кармалева Р. М. Деформографические измерения. М.: Наука, 1978. 154 с.
5. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
6. Bufe C. G., Bakun W. H., Tocher D. Geophysical studies in the San Andreas fault zone at the Stone Canyon Observatory, California // Proc. Conf. Tectonic Probl. San Andreas Fault System /Ed. R. L. Kovach, A. Nur. Standford: Univ. press, 1973. Vol. 13. P. 86-93.

7. Wideman C. J., Major M. W. Strain steps associated with earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1967. Vol. 57, N 6. P. 1429-1444.
8. Сидорин А. Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния // ДАН СССР. 1979. Т. 245, N 4. С. 825-828.
9. Сидорин А. Я. Предвестники землетрясений северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса // Вулканология и сейсмология. 1980. N 4. С. 88-98.
10. Сидорин А. Я. Зависимость величины аномальных деформаций земной коры от расстояния до эпицентра готовящегося землетрясения // ДАН СССР. 1980. Т. 250, N 3. С. 599-602.
11. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.
12. Press F. Displacements, trains and tilts at teleseismic distances // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70, N 10. P. 2395-2412.
13. Chinnery M. A. The deformation of the ground around surface faults // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1961. Vol. 51, N 2. P. 355-372.

УДК 550.348

Л. И. Козырева, А. Я. Сидорин

### ДЛИТЕЛЬНОСТЬ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

По мере накопления данных о предвестниках, наблюдавшихся перед различными землетрясениями, появляется возможность их количественного анализа, что имеет первостепенное значение для развития эмпирической теории прогноза землетрясений. В результате такого анализа в работе [1] все предвестники были разделены на долгосрочные и краткосрочные.

Для долгосрочных предвестников в этой и ряде других работ была установлена корреляционная зависимость между длительностью и энергией землетрясений.

Краткосрочные предвестники в рамках качественной теории подготовки землетрясений интерпретировались как предвестники форшоков главного сейсмического события. Такая интерпретация фактически исключала различия в физической природе долгосрочных и краткосрочных предвестников, чем, по-видимому, и обусловлено то обстоятельство, что в упомянутой работе никакой количественный анализ зависимости длительности краткосрочных предвестников от энергии землетрясения не проводился. Группа краткосрочных предвестников выделена и в работе [2], где показано, что их длительность не зависит от магнитуды. Появление краткосрочных предвестников объяснялось активизацией крипа, что непосредственно предшествовало основному разрыву. В работе [3] появление краткосрочных предвестников обусловлено развитием пластических деформаций в очаговой зоне, при этом к краткосрочным отнесены предвестники длительностью менее 10 сут. Никакой зависимости их длительности от энергии землетрясений и в этой работе не было установлено.

Таким образом, в настоящее время не установлено никакой закономерной зависимости длительности краткосрочных предвестников от магнитуды землетрясения. Это значительно усложняет дальнейшее развитие эмпирического подхода к прогнозу землетрясений, поскольку краткосрочные предвестники являются важнейшим средством для предсказания момента времени, в который произойдет землетрясение. Поэтому весьма актуально установление хотя бы очень приближенных количественных закономерностей проявления краткосрочных предвестников.

Основная задача настоящей работы - получение для краткосрочных предвестников зависимости между их длительностью ( $T$ , сут), эпицентральной дистанцией ( $R$ , км), на котором они наблюдались, и магнитудой землетрясения ( $M$ ).

#### Использованные данные

Анализ производился по опубликованным данным, подавляющее большинство которых заимствовано из работы [2]. В качестве критерия, по которому отбирались данные, относящиеся к краткосрочным предвестникам, использовано условие  $\lg T < 0$ , где  $T$  - длительность предвестника (сут). В связи с задачами настоящего исследования в общую совокупность анализируемых данных включены лишь те, где, помимо длительности предвестника и энергии готовящегося землетрясения, указывалось и эпицентральное расстояние, на котором этот предвестник наблюдался.

Общее количество анализируемых предвестников 31. В работе принята их классификация по методам наблюдений. Перечень предвестников приведен в таблице.

Разделение данных по наклономерным измерениям на две группы в соответствии с используемыми типами наклономеров обусловлено различной стабильностью этих приборов, что отмечалось в работах [2,4].

#### Анализ данных о краткосрочных предвестниках в трехмерном пространстве

Для анализа каждый предвестник был представлен в виде точки с координатами  $\lg T$ ,  $\lg R$ ,  $\lg E$  в соответствующем трехмерном пространстве  $W$ . В результате анализа установлено, что в указанном пространстве экспериментальные данные группируются в окрестности некоторой плоскости. Это позволяет предложить для описания длительности краткосрочных предвестников землетрясений зависимость вида

$$W \cdot n = \text{const},$$

где  $W = (\lg T, \lg R, \lg E)$ ;  $n$  - нормаль к соответствующей плоскости.

Для практического применения эту зависимость удобнее записать в виде, аналогичном уравнению (1), полученному в работе [4] для долгосрочных предвестников:

$$\lg TR = aM - b,$$

где  $a$ ,  $b$  - постоянные коэффициенты.

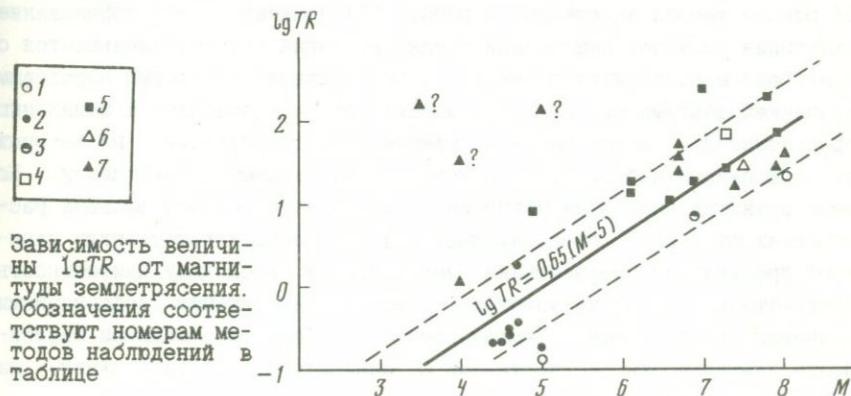
Метод	Количество предвестников
1. Геодезия, триангуляция, нивелирование	2
2. Наклономерные измерения водотрубными наклономерами и пузырьковыми уровнемерами	7
3. Измерения уровня подземных вод	1
4. Электрические измерения	1
5. Электрическое зондирование	9
6. Деформографические измерения	1
7. Наклономерные измерения маятниковыми наклономерами	10

Прежде чем переходить к определению по экспериментальным данным значений коэффициентов  $a$  и  $b$ , обратимся к рисунку, на котором представлена зависимость величины  $\lg TR$  от магнитуды ( $M$ ) землетрясения. Закономерное возрастание значений  $\lg TR$  с увеличением магнитуды землетрясения выражено достаточно отчетливо, хотя разброс данных сравнительно велик. Особенно сильно отскакивают три точки, относящиеся к краткосрочным предвестникам, наблюдавшимся по данным наклономерных измерений в Средней Азии. Эти точки отмечены на рисунке знаком вопроса, а соответствующие им данные из осреднения исключены.

По оставшимся данным методом наименьших квадратов для краткосрочных предвестников землетрясений получена следующая корреляционная зависимость:

$$\lg TR = 0,65M - 5.$$

Соответствующая уравнению (1) прямая проведена на рисунке сплошной линией, штриховыми линиями обозначены границы 70%-ной доверительной полосы.



Зависимость длительности краткосрочных предвестников от эпицентрального расстояния и магнитуды землетрясения может быть физически обоснована с помощью теории включения [5,6], разработанной на основе анализа большого количества лабораторных экспериментов по разрушению образцов горных пород и данных наблюдений предвестников горных ударов и землетрясений. Ключевым в этой теории является предположение, что зона повышенной трещиноватости, которая образуется на некотором этапе деформирования горных пород, может быть физически смоделирована в виде некоторого включения, модуль упругости которого меньше модуля вмещающей среды.

Основные выводы этой теории, которые представляют интерес для настоящей работы, следующие.

1. Все краткосрочные предвестники - это следствие определенного физического процесса в очаговой зоне и должны независимо от метода наблюдений проявляться в один и тот же момент времени.
2. Длительность краткосрочных предвестников составляет несколько часов.
3. Длительность процесса в очаговой зоне, который становится причиной появления краткосрочных предвестников, увеличивается с ростом магнитуды землетрясения.
4. Долгосрочные и краткосрочные предвестники обусловлены изменением характера процесса трещинообразования в зоне включения и должны подчиняться единым качественным закономерностям, отличаясь лишь по длительности.

Все эти выводы подтверждают зависимость длительности краткосрочных предвестников землетрясений от магнитуды и справедливость полученной формулы. Уменьшение длительности краткосрочных предвестников с увеличением эпицентрального расстояния также может быть объяснено на основе теории включения. В работе [7] показано, что образование включения вызывает деформации среды, величина которых уменьшается с увеличением расстояния от него. Если задаться некоторым пороговым значением деформации  $\varepsilon_0$ , превышение которого приводит к появлению предвестников, можно оценить максимальные расстояния, на которых эта деформация наблюдается при различных параметрах включения. По мере развития включения значение  $\varepsilon_0$  достигается на все больших расстояниях от него и, следовательно, на все больших расстояниях начинают проявляться предвестники землетрясения. Поскольку длительность предвестника  $T$  отсчитывается от момента достижения деформациями значения  $\varepsilon_0$  до момента землетрясения, становится очевидной зависимость длительности предвестников от эпицентрального расстояния, на котором они наблюдались.

Таким образом, установлена корреляционная зависимость между длительностью краткосрочных предвестников, эпицентральной расстоянием и магнитудой землетрясения. Полученные результаты согласуются с теорией включения, развиваемой в ряде работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мячкин В.И., Зубков С.И. Сводный график предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. N 6. С.28-31.
2. Рикитакэ Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
3. Монахов Ф.И. Продолжительность краткосрочных предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 1. С.91-94.
4. Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния // ДАН СССР. 1979. Т.245. N 4. С.825-828.
5. Brady V.T. Theory of earthquakes. 2. Inclusion theory of crustal earthquakes // Pure and Appl. Geophys. 1975. Vol.113, N 1-2a. P.149-169.
6. Brady V.T. Laboratory investigation of tilt and seismicity anomalies in rock before failure // Nature. 1976. Vol.260, N 5547. P.108-111.
7. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С.7-14.

Т. П. Белоусов

САРЬОБСКИЙ УЧАСТОК ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО  
РАЗЛОМА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ И СОВРЕМЕННОЕ ВРЕМЯ  
(проблемы интерпретации разрывных деформаций)

Вопросы выявления тектонических деформаций в зонах разрывных нарушений и их интерпретации относятся к труднейшим в геотектонике. К настоящему времени хорошо разработана методика изучения вертикальных относительных перемещений крыльев разломов. Это проводится по деформациям и смещениям поверхностей выравнивания и террасовых уровней речного, озерного и морского генезиса — в районах поднятий и маркирующих горизонтов — в областях опусканий. Существенно хуже разработана методика выявления сдвиговых смещений по разрывным нарушениям. Фактический материал, свидетельствующий о развитии таких деформаций, как правило, интерпретируется далеко не однозначно. Весьма показательна с этой точки зрения эволюция взглядов исследователей на развитие в новейшее время Сарьобского участка Дарваз-Каракульского глубинного разлома (ДКГР).

Дарваз-Каракульская глубинная разрывная зона ограничивает с запада, севера и востока высокогорную страну, включающую Афганский Бадахшан, Памир и Западный Кунь-Лунь. Она проявляла повышенную тектоническую активность на протяжении всей истории своего развития. Сарьобский участок располагается на западном фланге глубинного разлома, окаймляя с северо-запада Дарвазский хребет. В последние 30 лет он привлекает к себе самое пристальное внимание, так как на основе его строения и развития пытаются обосновать возможность проявления по всему ДКГР горизонтальных сдвиговых перемещений. Других подобных мест в пределах этого разрывного нарушения нет.

Рассмотрим кратко эволюцию взглядов на структурное положение и развитие зоны ДКГР.

В 1877 г. Ф. Рихтгофен высказал предположение, что Памир служит ареной столкновения Гималайской и Тянь-Шаньской горных систем. С тех пор прошло уже более века, а вопрос о взаимоотношении этих регионов до сих пор не решен. Исследования по данной проблеме вначале проводились в рамках гипотезы контракции, затем — гипотезы дрейфа континентов. Они развивались в работах Д. В. Наливкина [1-3], Д. И. Мушкетова [4-6], Р. Клеббельсберга [7], И. Е. Губина [8-9], С. И. Клунникова [10], А. В. Пейве [11], Н. А. Беляевского [12-13], С. А. Захарова [14-16] и некоторых других исследователей. Однако критика этих гипотез,

особенно последней, привела к почти полному их отрицанию. После появления теории о развитии литосферных плит вопрос о взаимоотношении Гималаев и Тянь-Шаня стал рассматриваться с некоторых других позиций.

Согласно представлениям новой глобальной тектоники, литосфера Земли представляет собой совокупность крупных плоских блоков-плит, которые движутся по астеносфере вдоль трансформных разломов. В пределах Центральной Азии, по данным некоторых исследователей, взаимодействуют Аравийская, Памиро-Индостанская и Евразийская плиты [17 и др.]. Памир располагается в центре выступа Памиро-Индостанской плиты и ограничен с фронтальной части зоной Дарваз-Каракульского глубинного разлома. Интенсивное развитие Памира и зоны его сочленения с Тянь-Шанем обусловлено их сближением. Воздымание горных систем северной части Памиро-Индостанской плиты и ее обрамления вызвано гигантскими новейшими горизонтальными перемещениями этих территорий. При этом во фронтальной части сформировались надвиги-покровы, а на флангах сдвиговые разрывные зоны с левосторонними движениями крыльев на западе плиты и правосторонними - на востоке [17].

Предполагается, что на крайнем западном фланге Памиро-Индостанской плиты горизонтальные перемещения происходили по крупному Чаманскому разлому. Он простирается в северном направлении более чем на 1000 км от района г. Карачи до западной части Центрального Памира. Этот разлом был выделен по аэрофотоснимкам Н. В. Веллманом [18]. По его мнению, по разрывному нарушению в позднем плейстоцене и голоцене происходили левосторонние смещения с максимальной амплитудой более 1 км.

На севере Чаманский разлом кулисно подставляется зоной Дарваз-Каракульского глубинного разлома. По его западному флангу, согласно данным С. А. Захарова [15, 16, 19, 20], в новейшее время произошли левосдвиговые перемещения крыльев на 100-220 км, а в голоцене на 4-5 км. Наиболее интенсивно новейшие горизонтальные движения проявились в пределах Сарыобского участка ДКГР. Близкую точку зрения высказали С. С. Карапетов, И. И. Сонин и В. Е. Хаин [21], согласно которым суммарная амплитуда левых смещений по этим разломам достигает 300 км.

В связи с изменением простираения с субмеридионального на субширотное характер горизонтальных движений по ДКГР также изменяется. На северо-востоке сдвиг постепенно переходит во взбросо-сдвиг и, наконец, в крупную зону надвигов и тектонических покровов с амплитудой перемещения от 8-10 [22] до 40-45 км [23].

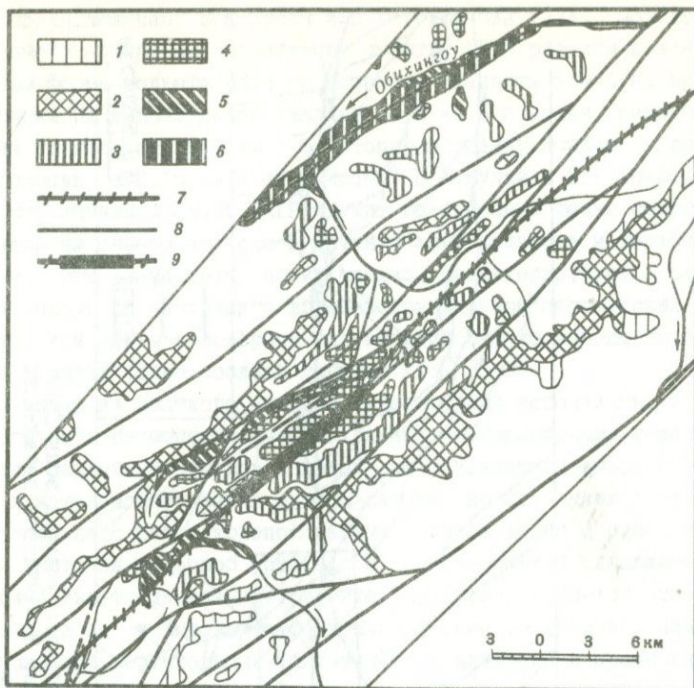
На востоке зона ДКГР переходит в Памиро-Каракорумский разлом (ПКР), который южнее кулисно подставляется Главным пограничным разломом Гималаев. Смещения по ПКР обосновали А. В. Пейве и его соавторы [24]. По их предположению, здесь проявляются правосдвиговые перемещения с амплитудами в 270 км на юге разлома и 180-190 км - на севе-

ре. Уменьшение величины горизонтальных движений с юга на север они объясняют ответвлением от ПКР Карасуйского правого сдвига, простиравшегося в северо-западном направлении по территории Юго-Восточного Памира. Карасуйский разлом входит в состав Оксу-Мургабской зоны, по которой, согласно данным С.В. Руженцева [25, 26], происходили правосдвиговые перемещения на 90-95 км. По предположению В.Г. Трифонова [17], в позднем плейстоцене они проявлялись с амплитудами до 90 м.

В пределах зоны ДКГР новейшие сдвиговые движения настойчиво доказываются на протяжении почти 30 лет по его Сарыобскому участку. Один из ключевых в решении проблемы о проявлении по флангам глубинной зоны сдвиговых перемещений, этот район располагается на западном фланге зоны ДКГР между пос. Сагирдашт и перевалом Возгина.

Долина р. Сарыоб выработана вдоль подножия Дарвазского хребта. Она обладает северо-восточным простираем и асимметричным строением: ее северный борт более крутой и короткий; пологий южный борт одновременно служит склоном Дарвазского хребта. На нем располагается лестница речных террас, ступенчато спускающихся к руслу Сарыоба. Современная долина реки выработана в позднем плейстоцене-голоцене. Она не превышает по ширине 20-100 м. Днище Сарыобской долины на уровне террас среднего плейстоцена имеет ширину от 1,5 до 4,0 км. Гипсометрически выше него по склону Дарвазского хребта, к югу от ДКГР, располагаются террасы второй половины раннего плейстоцена и поверхности выравнивания конца плиоцена - первой половины раннего плейстоцена. Последние занимают также междуречья Обихингоу - Сарыоб и Возгина - Сарыоб. На водоразделе Дарвазского хребта на палеозойских породах выработана древняя денудационная поверхность выравнивания (рис. 1).

Сарыобский участок разлома привлекает пристальное внимание исследователей с 1957 г., когда А.Х. Кафарский обнаружил здесь резкие коленообразные изгибы долин и русел некоторых водотоков - правобережных притоков р. Сарыоб при пересечении ими ДКГР. Этот факт был связан А.Х. Кафарским с молодыми левосторонними сдвиговыми перемещениями, амплитуда которых оценена им примерно в 1,0-1,5 км. Данное предположение было поддержано С.А. Захаровым, высказавшим чуть раньше мнение о сдвиговой природе западного фланга ДКГР на основе косвенных геологических данных. Амплитуда смещения была определена приблизительно в 100 км за новейший этап развития [15]. Несколько позднее, учтя наблюдения А.Х. Кафарского и результаты геологических исследований в Северном Афганистане, С.А. Захаров [19] переопределил величину горизонтального перемещения до 200-220 км. В 1967 г. амплитуда новейшего смещения была уточнена им до 212 км, а голоценового - до 6 км. Однако вскоре она снова была изменена до 150-200 и 4-5 км соответственно [20].

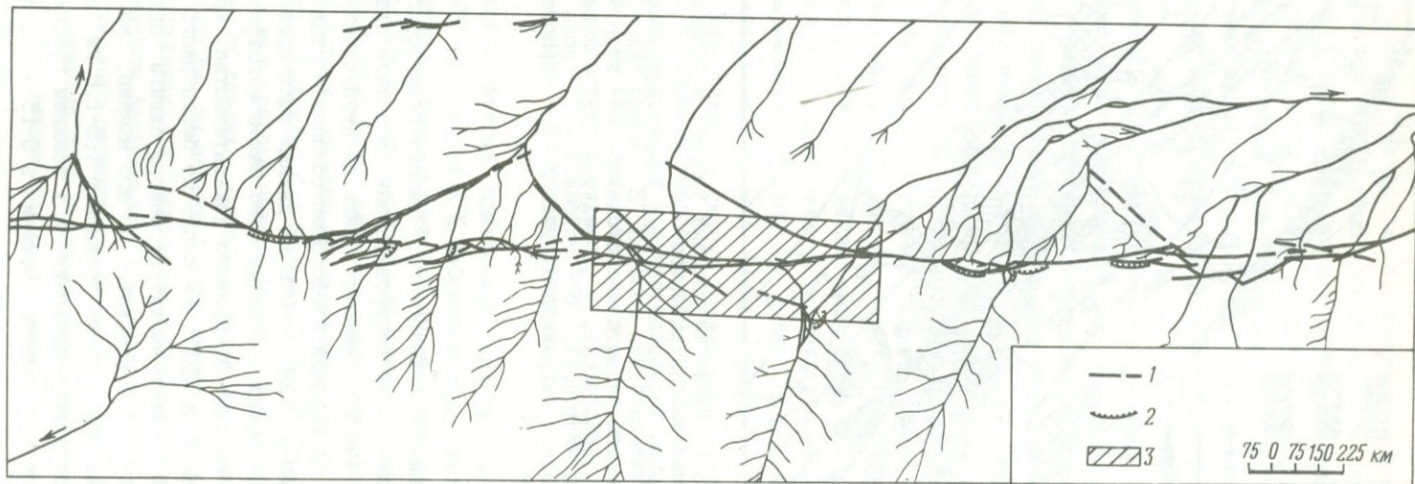


Р и с.1. Схема террасовых уровней и поверхности выравнивания района р. Сарыоб

Поверхность выравнивания и террасовые уровни: 1 - на палеозойских породах, 2 - конца плиоцена - первой половины раннего плейстоцена, 3 - второй половины раннего плейстоцена, 4 - среднего плейстоцена, 5 - позднего плейстоцена, 6 - голоцена; 7 - зона ДЖР; 8 - региональные разрывные нарушения; 9 - Сарыобский участок зоны ДЖР

По наблюдениям В. А. Бельского, четкие геоморфологические признаки, которые можно интерпретировать как следствие сдвиговых смещений, на Сарыобском участке имеются лишь на незначительном расстоянии. Их амплитуда за поздний плейстоцен-голоцен составляет, по его мнению, 1,0-1,2 км [27-29]. Эти же данные были приведены им позднее. При этом В. А. Бельский отметил, что палеогеографические реконструкции пока еще не дают ни прямого доказательства крупных горизонтальных перемещений по ДЖР, ни столь же бесспорного их опровержения.

Значительно меньшую амплитуду левого сдвига предполагает по Сарыобскому участку А. А. Никонов. По его мнению, за поздний плиоцен-четвертичный период она не превышает 1,5-1,8 км и 0,3-0,4 км - за голоцен. Продолжались движения и в позднем голоцене с амплитудой сейсмотектонического левого смещения в 5-15 м [30-33].



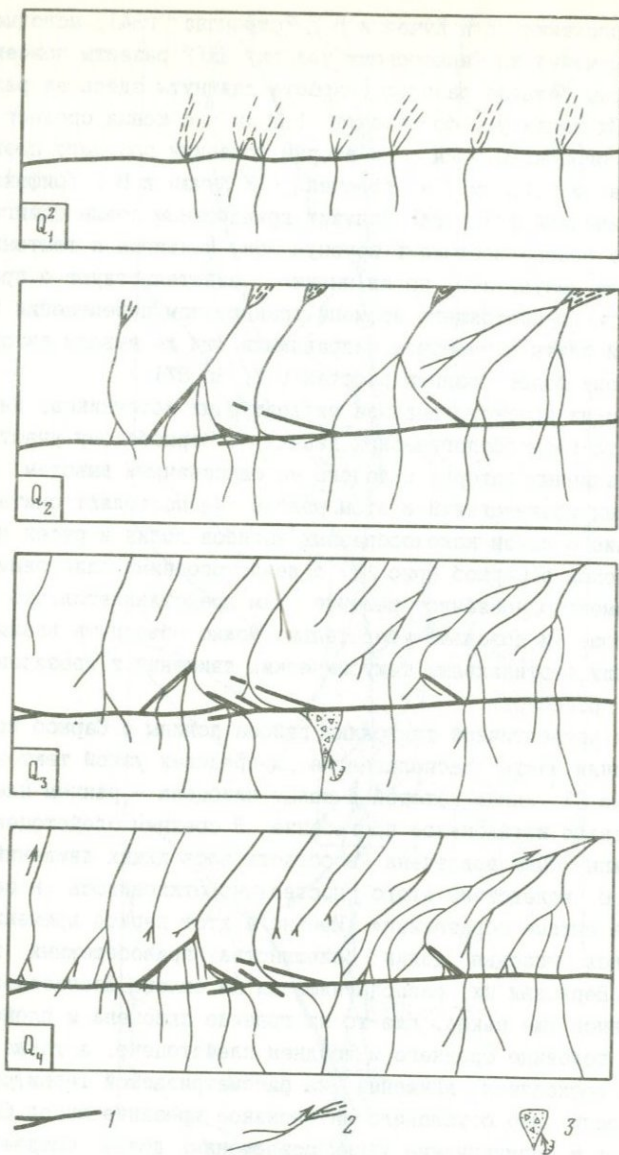
Р и с. 2. Схема гидросети Сар'юбского участка зоны ДКГР  
 1 - зона ДКГР; 2 - оползневые цирки; 3 - участок детального  
 изучения деформаций каменной кладки

По предположению В. К. Кучая и В. Г. Трифонова [34], молодые левосдвиговые смещения по Сарыобскому участку ДКГР развиты повсеместно. При этом формы рельефа разного возраста сдвинуты здесь на различные расстояния. Их амплитуды составляют: 1,2 км - с конца среднего плейстоцена по голоцен, 0,8 км - за вторую половину позднего плейстоцена - голоцен и 0,15 км - за голоцен. В. К. Кучай и В. Г. Трифонов считают, что западный фланг ДКГР служит грандиозным левым сдвигом, переходящим на северо-востоке в крупную зону надвигов и тектонических покровов. Эти результаты, по их мнению, свидетельствуют о продолжающемся вплоть до настоящего времени грандиозном перемещении Памиро-Индостанской плиты в северном направлении. Эти же выводы авторы развивают в своих более поздних работах [17, 35-37].

Как видно из краткого анализа литературных источников, интерпретация геолого-геоморфологических данных по Сарыобскому участку ДКГР приводит различных авторов к далеко не однозначным выводам. Результаты и наших исследований в этом районе не позволяют считать, что предположение о связи коленообразных изгибов долин и русел правобережных притоков р. Сарыоб (рис. 1) с левосторонними сдвиговыми перемещениями имеет однозначное решение. Нам представляется, что их значительно проще и довольно убедительно можно объяснить взаимодействием новейших вертикальных тектонических движений и эрозивно-аккумулятивных процессов.

Изучение четвертичной тектоники района долины р. Сарыоб показало, что ее средняя часть располагается в пределах узкой тектонической впадины (рис. 2), днище которой в конце плиоцена - раннем плейстоцене претерпело интенсивное прогибание. В среднем плейстоцене южная часть впадины была вовлечена в область восходящих движений. Русло р. пра-Сарыоб вследствие этого постепенно отклонилось к северу и врезалось в рыхлые образования. Именно в этот период времени стали закладываться низовья долин большинства правобережных притоков р. Сарыоба. Верховья их, располагавшиеся на склоне Дарвазского хребта, заложились еще ранее, где-то на границе плиоцена и плейстоцена. Во второй половине среднего и позднем плейстоцене, а также в голоцене темпы восходящих движений на рассматриваемой территории еще более возросли. Это обусловило интенсивное врезание русел Сарыоба и его притоков и формирование узких современных долин. Создается впечатление, что в позднем плейстоцене по скоростям восходящих движений южная часть впадины превышала воздымание Дарвазского хребта. К этому выводу нас приводит анализ строения различных участков долин правобережных притоков р. Сарыоб, особенно их верховьев.

На рис. 3 представлено несколько схем, показывающих развитие правобережных притоков р. Сарыоб в течение четвертичного времени. Они свидетельствуют о том, что участки будущих искривлений русел водотоков были заложены в конце среднего плейстоцена. Все они приуроче-



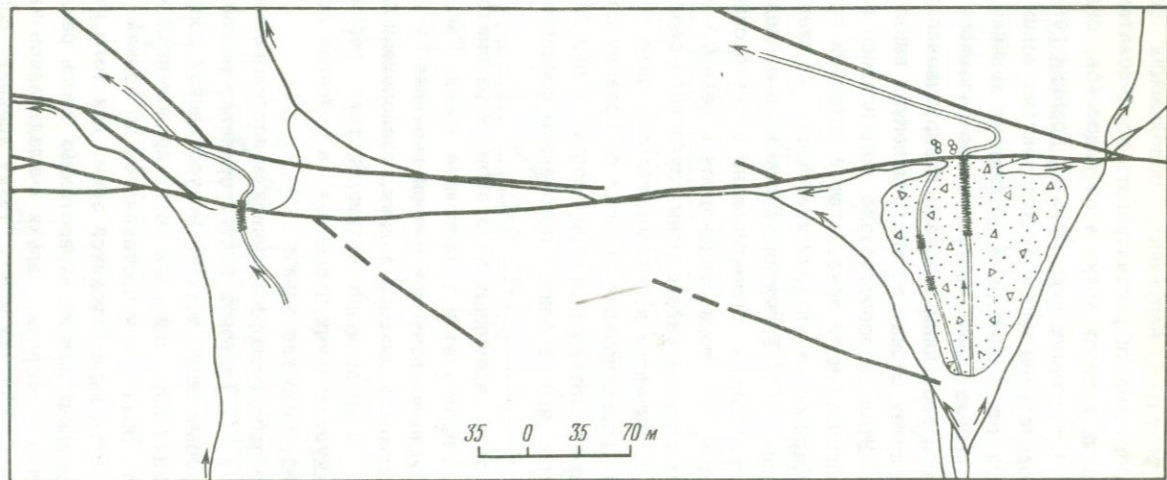
Р и с. 3. Развитие долин правобережных притоков р. Сарыоб в четвертичное время  
 1 - разрывные нарушения; 2 - русла правобережных притоков р. Сарыоб; 3 - оползневой цирк и тело оползня

ны к местам проявления разрывных нарушений, осложняющих основную линию ДКГР. Здесь нет необходимости рассматривать последовательность формирования коленообразных изгибов долин этих водотоков, она хорошо видна на схемах (рис. 3). Отметим лишь, что их возникновение обусловлено сложным взаимодействием вертикальных тектонических движений, эрозионно-аккумулятивных процессов и оползневых явлений. Более интенсивное воздымание приразломной части северо-западного крыла разлома по сравнению с юго-восточным вызвало подпруживание водотоков и поиски ими новых путей стока по многочисленным выработанным вдоль разлома ложбинам. Этому способствовало интенсивное развитие оползневых процессов в приразломной зоне, богатой выходами грунтовых вод. Поверхность дна Сарыобской впадины имеет ярко выраженный наклон в северном направлении, в то время как водотоки в пределах дарвазского крыла глубинного разлома ориентированы в север-северо-западном направлении. Поэтому водотоки отклоняются к северу, вследствие чего правые борта их долин в районе зоны глубинного разлома, как правило, более активно подмываются и, следовательно, чаще подвержены оползневым процессам. Возникновение оползня по правому борту долины вызывает отклонение водотока к другому борту, а при благоприятных условиях и переброс его в близрасположенную соседнюю долину (рис. 3).

Процесс перестройки сети временных водотоков в рассматриваемом районе весьма интенсивно протекает и в настоящее время. Так, на востоке его в недалеком будущем возможен речной перехват и переброс верховий одного из водотоков в низовья долины, расположенной несколько западнее (рис. 2, 3). О продолжении взаимодействий вертикальных движений и эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах зоны ДКГР свидетельствуют также исторические данные.

В 1974 г., проводя геолого-геоморфологические исследования в районе Сарыоба, В. К. Кучай и В. Г. Трифонов [34] в пределах рассматриваемого участка зоны ДКГР обнаружили остатки искусственных сооружений. Оказалось, что это древняя ирригационная сеть, проложенная к местам золотопромывочных работ. Вода к ним поставлялась по арыкам, берущим начало гипсометрически чуть выше глубинной зоны. Для того чтобы вода при прохождении продольных ложбин, выработанных вдоль разлома, не уходила по этим ложбинам в стороны, арыки выкладывались камнем. К настоящему времени обнаружено уже шесть таких древних сооружений [32-34, 37]. Однако наиболее детально изучены арыки, располагающиеся в районе коленообразных изгибов долин правобережных притоков Сарыоба (рис. 2, 4).

По предположению названных выше исследователей, каменные кладки в местах пересечения разлома оказались разорваны, изогнуты и левосторонне смещены. Причем кладка арыка, располагающегося в правой части рис. 4, смещена влево дважды. Первый раз она была передвинута



Р и с. 4. Расположение промывочных арыков, пересекающих зону ДКГР  
 1 - разрывные нарушения; 2 - русла правобережных притоков р. Сарыюб;  
 3 - промывочные арыки; каменная кладка: 4 - вдоль промывочных арыков,  
 5 - предполагаемая; 6 - оползневые отложения

на 16 м, после чего было выложено новое продолжение кладки за разломом. Однако через некоторое время она снова была разорвана и перемещена, но уже на 5 м. Согласно данным В. К. Кучая и В. Г. Трифонова, эти подвижки произошли в течение последних 1,5 тыс. лет. А. А. Никонов считает, что горизонтальные тектонические движения по разлому и смещения древних сооружений вызваны сильными землетрясениями, имевшими место между 2300 и 400-100 годами назад.

Наши выводы о характере современных движений по зоне ДКГР существенно отличаются от изложенных. Нам представляется, что вероятнее всего левосторонних смещений по Сарыобскому участку этого разлома в историческое время не было. Современное положение отдельных частей каменной кладки по разные стороны разлома обусловлено, по-видимому, вертикальными движениями. Как мы уже отмечали, приразломная часть северо-западного крыла разлома в голоцене поднимается более интенсивно по сравнению с юго-восточной. Об этом же говорит и А. А. Никонов в одной из своих работ по данному вопросу. Поднятие узкого блока, расположенного непосредственно в районе рассматриваемого арыка, происходило с хорошо выраженным перекосом в северо-восточном направлении. Судя по всему, в работах по промывке золота делались большие перерывы. В течение этих перерывов северо-западное крыло разлома, вследствие более интенсивного воздымания, занимало более высокое гипсометрическое положение. Золотоискатели после возвращения должны были либо углублять арыки на северо-западном крыле, либо отклонять их в сторону менее поднятой части крыла, т. е. к северо-востоку. Последнее, как хорошо видно из рис. 4, они и делали. В пользу данного вывода свидетельствует также следующий факт. В 500 м к юго-западу от рассматриваемого арыка нами был изучен другой аналогичный случай. Однако каких-либо фактов, говорящих о возможности сдвиговых перемещений каменной кладки, здесь мы не обнаружили. Как видно из рис. 4 (левая часть), каменная кладка арыка пересекает тот же самый разлом, что и в первом случае, и не претерпевает ни изгиба, ни разрушения.

Детальные геоморфологические исследования, проведенные нами в районе Сарыобского участка Дарваз-Каракульской глубинной зоны, не позволяют нам считать, что выводы о проявлении здесь горизонтальных сдвиговых перемещений, содержащиеся в многочисленных работах по данному вопросу, являются беспорными и окончательными.

Нам представляется, что на протяжении большей части неоген-четвертичного времени по Сарыобскому участку глубинного разлома относительные тектонические перемещения его крыльев, так же как и на других участках разлома, носили в основном взбросовый характер [38-40].

Анализ результатов более чем 30-летних геолого-геоморфологических исследований в зоне ДКГР на его Сарыобском участке со всей на-

глядностью свидетельствует о том, что методика интерпретации тектонических деформаций в разрывных зонах разработана слабо и требует дальнейшего развития. Установление того типа тектонических движений, который действительно проявлялся по какому-либо конкретному разрывному нарушению, имеет особенно большое значение в исследованиях по оценке сейсмической опасности районов строительства крупных технических сооружений.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Наливкин Д. В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир // Изв. РГО. 1916. Т. 52. С. 203-232.
2. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент. М.: Туркменгосиздат, 1926. 184 с.
3. Наливкин Д. В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. М.; Л.: ОНТИ, 1932. С. 46-71.
4. Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем // Материалы по оседей и прикладной геологии. Л.: Геолком, 1919. Вып. 10. 34 с.
5. Мушкетов Д. И. Современные представления о тектонике Средней Азии // Зап. Горн. ин-та. 1934. Т. 8. С. 1-16.
6. Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент: Госиздат УзССР, 1963. 133 с.
7. Klebelsberg R. Reitrage zur Geologie West-Turkestans. Junsbruck, 1922. 488 s.
8. Гусин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.: Госгеолиздат, 1940. 48 с.
9. Гусин И. Е. Памир и сопредельные страны // Изв. АН ТаджССР. 1943. N 2. С. 101-117.
10. Клунников С. И. Проблемы тектоники Памира // Изв. АН ТаджССР. 1943. N 2. С. 34-41.
11. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. N 5. С. 23-46.
12. Беляевский Н. А. О третичных отложениях высокогорных районов Западного Кунь-Луня // ДАН СССР. 1947. Т. 58, N 6. С. 1103-1105.
13. Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Кунь-Луня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. N 2. С. 29-43.
14. Захаров С. А. О широтных сдвигах в южных предгорьях Гиссарского хребта // Сообщ. АН ТаджССР. 1948. Вып. 5. С. 3-5.
15. Захаров С. А. Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии // Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1958. Т. 95. 226 с.
16. Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома // ДАН СССР. 1967. Т. 175, N 4. С. 893-896.
17. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
18. Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // Geol. Rdsch. 1966. Bd. 55, N 3. S. 716-735.
19. Захаров С. А. Тектонические критерии сейсмического районирования долины р. Вахш, восточной части Гиссарской долины и примыкающих районов // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 248-254.
20. Захаров С. А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии // Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С. 3-19.
21. Карапетов С. С., Сонин И. И., Хаин В. Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. N 3. С. 38-46.
22. Гусин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
23. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Недра, 1968. 316 с.

24. Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В. и др. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез: Междунар. геол. конгр., XIII сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 11. М.: Госгеолтехиздат, 1964. С. 156-172.
25. Руженцев С. В. Сдвиги Юго-Восточного Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 113-127. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
26. Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 192).
27. Бельский В. А. К новейшей тектонике юго-западного Дарваза // Тектоника юго-востока Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1972. С. 31-37.
28. Бельский В. А. Сравнительный анализ рельефа и новейших структурных форм юго-западного Дарваза // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 64-72.
29. Бельский В. А. Новейшая тектоника зоны сочленения северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 254 с.
30. Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 69, вып. 5. С. 36-49.
31. Никонов А. А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 2. С. 5-23.
32. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
33. Никонов А. А. Современные движения земной коры. М.: Наука, 1979. 184 с.
34. Кучай В. К., Трифонов В. Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 91-105.
35. Трифонов В. Г. Тектоника активных областей земной коры в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1980. 48 с.
36. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
37. Кучай В. К., Гусева Т. В., Улашина С. А. К геодинамике разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 45-56.
38. Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене-голоцене и сейсмичность. М.: Наука, 1976. 119 с.
39. Белоусов Т. П. Количественный анализ тектонического развития Дарваз-Каракульского глубинного разлома и сейсмическая опасность // Исследования по сейсмической опасности. М.: Наука, 1988. С. 4-15. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 29).
40. Крестников В. Н., Белоусов Т. П., Ермилин В. И. и др. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.

УДК [550.348 + 551.254] (235.214)

А. А. Лукк, С. П. Юнга

## ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ, ВОССТАНАВЛИВАЕМОГО ПО МЕХАНИЗМАМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ГАРМСКОГО РАЙОНА

### Введение

Исследования последних лет показали, что адекватное описание сейсмического процесса едва ли возможно в рамках традиционных подходов механики деформируемого твердого тела. Суть проблемы состоит в том, что существенным свойством реальной геофизической среды яв-

ляется ее иерархическая структурированность. Это свойство установлено во всем доступном измерениям диапазоне характерных размеров отдельностей реальных сред [1-7].

Согласно представлениям, полученным в результате этих исследований, стационарное деформирование горных пород за счет действия тектонических сил приводит к группированию линейных размеров неоднородностей земной коры около некоторых фиксированных величин, различающихся, в свою очередь, между собой на 0,5-1 порядок этих величин. По-видимому, такая иерархическая система неоднородностей земной коры может быть отражением эволюции реальной среды, которая "создалась и приспособилась специально для перераспределения, трансформации избытка тектонической энергии ..." [6, с. 31].

Если понимать структуру неоднородностей горного массива как следствие процесса деформирования, то представляет определенный интерес выявление возможной иерархической структурированности в полях сейсмотектонических деформаций и напряжений, реконструируемых по механизмам очагов многочисленных слабых землетрясений. Вопрос этот, несмотря на его кажущуюся исчерпывающую изученность в структурной геологии, где сравнительно легко можно показать сохранение свойства структурирования среды по мере продвижения от геоструктурного описания крупнейших геотектонических провинций на все более низкие иерархические уровни вплоть до описания пространственной структуры микротрещиноватости малых отдельностей горных пород, остается заслуживающим внимания в аспекте установления природы пространственной структуры напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры. Если здесь также имеет место иерархическая структурированность, то интерпретация геофизических наблюдений должна строиться на принципиально иной основе по сравнению с существующими моделями разрушения упругой среды в процессе ее деформирования, положенными в основу описания развития сейсмотектонического процесса.

Сейсмотектоническая деформация является совокупным результатом многочисленных сейсмических подвижек с различными линейными размерами, поэтому возникает вопрос, насколько адекватно описывается кинетика сейсмотектонического деформирования в различных диапазонах характерных линейных размеров этих подвижек. Иными словами, становится принципиальным вопрос о возможности адекватной реконструкции направленности сейсмотектонических деформаций и напряжений по совокупностям механизмов очагов землетрясений в ограниченном диапазоне их энергий. Поскольку последнее всегда имеет место в сейсмологическом эксперименте, к тому же границы энергетического диапазона могут заметно различаться в различных пространственно-временных выборках, в особенности при использовании различных по плотности сейсмических наблюдательных сетей, этот вопрос подлежит самому тщательному рассмотрению.

Все эти вопросы и составили объект настоящего исследования в отличие от выполненной ранее работы [8], где основной упор был нами сделан на картировании характеристик реконструируемых полей сейсмотектонических деформаций (СТД) и сейсмотектонических напряжений (СТН) и на описании пространственной направленности сейсмотектонических деформаций и напряжений в земной коре Гармского района.

### Элементы методики реконструкции СТД и СТН

Теоретико-методические основы реконструкции СТД и СТН по совокупностям механизмов очагов многочисленных слабых землетрясений достаточно подробно освещены в серии работ [9-15], здесь мы напомним лишь основные определения и способы представления результатов реконструкции.

Направленность, или вид, СТД макрообъема земной коры по данным о механизмах очагов землетрясений описывается с помощью матрицы "среднего механизма"  $M_{ij}$ , определяемой как среднее арифметическое из совокупностей матриц индивидуальных фокальных механизмов  $m_{ij}^{\alpha}$ :

$$M_{ij} = 1/N \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha} . \quad (1)$$

Здесь компоненты матриц относятся к прямоугольной декартовой системе координат  $Ox_1 X_2 X_3$ ; ось  $Ox_1$  - вертикальная, ось  $Ox_2$  - направлена на север, ось  $Ox_3$  - на восток. Посредством анализа симметричной матрицы второго ранга  $M_{ij}$  на собственные значения  $M_1, M_2, M_3$  ( $M_1 \geq M_2 \geq M_3$ ) определяются следующие параметры СТД: интенсивность  $\kappa$  ( $0 \leq \kappa \leq 1$ ), характеризующая внутреннюю сходимость индивидуальных матриц  $m_{ij}^{\alpha}$  и определяемая как

$$\kappa = \sqrt{2(M_1^2 + M_2^2 + M_3^2)} , \quad (2)$$

коэффициент Лодэ-Надаи  $\mu_M$  ( $-1 \leq \mu_M \leq 1$ ), характеризующий вид сейсмотектонического деформирования и определяемый как

$$\mu_M = 3M_2 / (M_1 - M_3) ; \quad (3)$$

азимут и угол наклона с вертикалью главных осей-сжатия ( $P$ ) и растяжения ( $T$ ), соответствующих собственным значениям  $M_3$  и  $M_1$ . По сути дела, указанные параметры достаточно однозначно описывают пространственную направленность СТД.

Результаты реконструкции СТД обычно картируются с помощью изображений проекций верхней полусферы средних механизмов. В ряде случаев оказывается полезным представление схем значений различных параметров СТД. Здесь же мы используем представление результатов реконструкции СТД, основанное на графическом изображении ранжированных типов деформированного состояния в смешанной геолого-механической транскрипции.

Рассматривались следующие типы деформирования: сдвиг, надвиг, раздвиг, срез, одноосное близгоризонтальное сжатие, двухосное близгоризонтальное растяжение (одноосное близвертикальное сжатие), одноосное близгоризонтальное растяжение, двухосное близгоризонтальное сжатие (одноосное близвертикальное растяжение). Принадлежность расчетной деформации к одному из указанных типов определялась через три градации коэффициента  $\mu_M (\mu_M > 0,3; -0,3 \leq \mu_M \leq 0,3; \mu_M < -0,3)$  и через комбинацию в соотношениях наклонов осей  $P$  и  $T$  (оценивается их близгоризонтальность или близвертикальность в пределах  $\pm 30^\circ$ ) в соответствии с характерным для данного типа геологическим или механическим представлением. При этом в соответствующих графических изображениях всех восьми указанных типов деформирования сохранялась информация об азимутальной направленности деформирования.

Основой реконструкции СТН по совокупностям фокальных механизмов служат представления о совершении этими напряжениями работы во время многочисленных сейсмических подвижек [13-15]. Описывая напряженное состояние макрообъема земной коры единичным по интенсивности симметричным тензором-девиатором  $S_{ij}$ , а механизм очага землетрясения единичным симметричным тензором-девиатором  $m_{ij}^\alpha$ , условие совершения работы можно записать, согласно [12], в виде

$$S_{ij} m_{ij}^\alpha \geq 0. \quad (4)$$

Реконструкция напряженного состояния заключается в решении системы неравенств (4) относительно тензора  $S_{ij}$ .

Для используемых при этом тензоров  $\eta_{ij} (\eta_{ij} = S_{ij}, m_{ij}^\alpha)$  удобно ввести параметрическое представление

$$\left. \begin{aligned} \eta_{ij} &= F(\varphi, \omega, \rho, \psi); \\ (\varphi, \omega, \rho, \psi) &= F^{-1}(\eta_{ij}). \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

При этом применяется разложение реконструируемого напряженного состояния на обобщенно-плоское  $S_{ij}^N$  и перерезывающее  $S_{ij}^Q$ , так что угловые параметры  $(\varphi, \omega)$  описывают соответственно удвоенное значение азимута горизонтального главного напряжения (в нашем случае это в подавляющем большинстве случаев напряжение сжатия) и вид обобщенно-плоского напряженного состояния ( $0 \leq \varphi < 2\pi; 0 \leq \omega \leq \pi$ ),  $\psi$  ( $0 \leq \psi < 2\pi$ ) - азимут нормали к площадке действия максимального касательного перерезывающего напряженного состояния,  $\rho$  ( $0 \leq \rho \leq \pi/2$ ) - соотношение между интенсивностями составляющих напряженного состояния ( $S^N = \cos \rho$ ,  $S^Q = \sin \rho$ ) при таком разложении.

Имеет место взаимно однозначное соответствие между множеством обобщенно-плоских напряженных состояний  $\Sigma$  и множеством точек единичной сферы, описанной сферическими координатами  $\varphi, \omega$  ( $0 \leq \varphi < 2\pi; 0 \leq \omega \leq \pi$ ) и называемой в дальнейшем  $\Sigma$ -сферой [12, 13]. Интерпретация на  $\Sigma$ -сфере фокальных механизмов состоит в соответствии с условием со-

вершения работы (4) в нахождении разделяющей плоскости, по одну сторону от которой лежит вся совокупность (или их подавляющая часть) экспериментальных точек - "образов" фокальных механизмов.

Пример реконструкции обобщенно-плоского напряженного состояния для одной из малых пространственных выборок в центральной части Гарьского района за два неперекрывающихся интервала времени приведен на рис. 1. Задача проведения определяющей плоскости решается в данном случае аналогично общеизвестной задаче графического построения фокального механизма по знакам первых вступлений путем проведения нодальной линии.

#### Подобие STD и STN, восстанавливаемых по механизмам очагов землетрясений в различных энергетических диапазонах

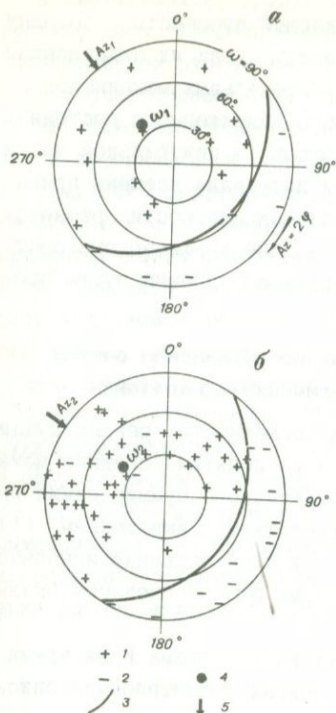
Принципиальным моментом является сама возможность реконструкции направленности STD и STN через использование понятия "средний механизм", получаемого в результате простого матричного суммирования индивидуальных фокальных механизмов в соответствии с выражением (1). Здесь нам представляется уместным вернуться к обоснованию использования такой возможности, тем более что само это обоснование оказывается в русле настоящего исследования.

Напомним, что деформирование сейсмоактивного объема  $V$  за время  $T$  в результате многочисленных подвижек в очагах землетрясений описывается в точной математической форме с помощью тензора скорости сейсмостектонической деформации [9]:

$$\langle e_{ij} \rangle = \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_{ij}^{\alpha} m_{ij}^{\alpha}, \quad (6)$$

где  $M_{ij}^{\alpha}$  - величина сейсмического момента индивидуального землетрясения;  $m_{ij}^{\alpha}$  - направляющий тензор сейсмического момента этого землетрясения (или его фокальный механизм);  $\mu$  - модуль сдвига. Непосредственное использование выражения (6) для целей реконструкции STD на практике сталкивается тем не менее со значительными трудностями.

Главная из них состоит в том, что при таком сложении сейсмических моментов  $M_{ij}^{\alpha}$  вклад в общую сумму сейсмического момента  $\sum_{\alpha} M_{ij}^{\alpha}$  максимального (или максимальных) по силе землетрясения (землетрясений) оказывается определяющим. В результате остальная часть суммы, составляемая многочисленными слабыми землетрясениями, наиболее статистически представительными, оказывается несущественной. При таком положении недостаточная полнота определений совокупностей механизмов сильнейших в данной выборке землетрясений для целей адекватного описания через них STD (что зачастую и имеет место в сейсмологической практике) может в ряде случаев существенно исказить результат реконструкции. Возникает необходимость каким-то образом так модифицировать выражение (6), чтобы устранить возможность подобных ошибок.



Р и с. 1. Примеры графической реконструкции на верхней половине  $\Sigma$ -сферы обобщенно-плоского напряженного состояния для одной элементарной ячейки осреднения фокальных механизмов в центральной части Гармского района: а - за 1963-1976 гг.; б - за 1977-1985 гг.

1 - образы фокальных механизмов на верхней половине  $\Sigma$ -сферы; 2 - то же, на нижней половине  $\Sigma$ -сферы, перенесенные соответственно на верхнюю полусферу по диаметрам  $\Sigma$ -сферы; 3 - след на поверхности  $\Sigma$ -сферы решающей плоскости; 4 - точка пересечения с поверхностью  $\Sigma$ -сферы нормали к решающей плоскости, сферическая координата которой ( $\omega$ ) определяет вид искомого решения; 5 - азимут этой нормали, соответствующий удвоенному азимуту горизонтальной главной оси обобщенно-плоского напряженного состояния ( в данном случае оси сжатия).

Принципиальная возможность такого рода модификации опирается на предположение о подобии СТД в широком диапазоне энергий землетрясений. В таком случае суммарные механизмы землетрясений в различных энергетических диапазонах должны адекватно отражать направленность СТД, поэтому в пределах точности вычисления суммарные тензоры соответствующих групп механизмов землетрясений должны различаться между собой лишь скалярными множителями, представляющими собой величины соответствующих сейсмических моментов.

В результате можно перейти к следующему видоизмененному выражению для тензора скорости СТД [10]:

$$\langle e_{ij} \rangle = \frac{1}{\mu VT} \left[ \left[ \sum_{\alpha} M_{\alpha}^{\alpha'} \right] M_{ij} \right], \quad (7)$$

где  $M_{ij}$  - направляющий тензор скорости СТД, соответствующий среднему механизму в выражении (1);  $\alpha' = 1, 2, \dots, M(N \times N)$  - индекс суммирования по номерам выборок механизмов внутри узких энергетических диапазонов землетрясений.

Правомочность допущения о подобии СТД и СТН проверялась опытным путем. С этой целью были рассчитаны значения параметров СТД и СТН для Гармского района по каждому из энергетических классов землетрясений в отдельности в диапазоне  $K=6 \div 13$ , доступных статистической

обработке. Результаты этих вычислений за два неперекрывающихся интервала времени приведены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1. Оценка подобия деформирования земной коры Гармского района по механизмам землетрясений

К	N	СТД						СТН					
		P		B		T		ж	$\mu_M$	$AzP_\sigma$	$\omega$	$\rho$	$\psi$
		Az	$\alpha$	Az	$\alpha$	Az	$\alpha$						
1963-1976 гг.													
6	855	322	89	227	09	052	81	0,34	0,33	140	78	06	063
7	3080	143	87	035	09	233	81	0,27	0,50	142	74	06	278
8	1536	144	84	025	13	235	79	0,29	0,48	142	77	11	286
9	510	143	85	040	20	235	70	0,29	0,71	143	66	09	291
10	181	140	85	036	20	232	71	0,38	0,74	141	66	09	291
11	68	148	80	338	10	238	88	0,41	0,89	146	64	10	328
12-13	27	134	90	042	09	224	81	0,46	0,90	139	62	01	265
1977-1986 гг.													
6	1014	135	88	248	05	045	85	0,38	0,59	138	71	03	348
7	2594	320	89	052	22	230	68	0,29	0,59	141	68	08	221
8	1053	319	88	059	19	229	80	0,31	0,47	139	74	06	203
9	287	138	85	021	11	229	80	0,37	0,53	139	73	09	289
10	89	144	86	043	20	235	71	0,37	0,41	142	73	12	261
11	40	147	69	042	57	263	40	0,36	0,83	145	66	36	320
12-13	14	148	86	050	23	239	67	0,36	0,73	146	65	08	287

Как следует из табл. 1, различия величин одноименных параметров СТД и СТН, вычисленных по фокальным механизмам землетрясений разных энергетических классов, оказываются несущественными и вполне могут быть отнесены за счет погрешностей реконструкции, что позволяет принять допущение о подобии СТД и СТН в достаточно широком диапазоне энергий землетрясений и тем самым обосновать адекватность реконструкции НДС по совокупностям механизмов очагов землетрясений в различных энергетических диапазонах.

Оставляя пока в стороне вопрос природы отмечаемого явления, следует тем не менее признать, что подобие СТД и СТН является, по-видимому, одним из основных свойств НДС материала земной коры, за которым кроются какие-то физические принципы общего характера.

#### Подобие в соотношении детерминированной и случайной компонент СТД и СТН

Подойдем к установлению этого свойства с несколько иной стороны. Смоделируем определенную иерархию линейных размеров сейсмических подвижек и соответствующую иерархию размеров неоднородностей среды, в пределах которых возникают эти подвижки. С этой целью зафиксируем три уровня характерных линейных размеров сейсмических подвижек, различающихся между собой на порядок их величины и оцениваемых в

эксперименте через корреляционное соотношение между энергетическим классом землетрясения ( $K$ ) и величиной разрыва ( $l$ ) согласно [16]. Каждому из этих уравнений поставим в соответствие свой характерный линейный размер ( $L$ ) ячейки осреднения исходных данных о фокальных механизмах так, чтобы объемы этих ячеек также различались между собой примерно на порядок.

Очевидно, что в сложнодеформируемой среде, где можно наблюдать существенные различия в направленности СТД в различных пространственных выборках, отнюдь не обязательно соблюдение подобия в виде сохранения направленности НДС в неизменном виде в пределах указанным образом организованных пространственно-энергетических выборок фокальных механизмов. Тем не менее возможен поиск иных характеристик напряженно-деформированного состояния НДС, которые в данном случае могут быть привлечены для демонстрации подобия как одного из основных свойств такого состояния реальной среды.

Сделаем предварительно небольшое отступление, поясняющее пути такого поиска. Опыт реконструкции СТД и СТН показал, что практически во всех пространственно-временных выборках, обеспеченных достаточной статистикой фокальных механизмов и высокой надежностью их решений, не удается наблюдать полного соответствия всей совокупности фокальных механизмов построенному на их основе среднему механизму (при оценке СТД) и расположения этой совокупности в пределах одной половины  $\Sigma$ -сферы в соответствии с условием(4) (при оценке СТН). Во всех конкретных случаях реконструкции СТД и СТН мы наблюдали некоторый "шум" получаемых решений, который составлял близкие величины вне зависимости от пространственных, временных, энергетических параметров выборок в случае их обеспеченности одинаково высокой надежностью определения индивидуальных фокальных механизмов. При этом выборочные проверки несогласующихся с получаемыми решениями фокальных механизмов зачастую не позволяли отнести их к возможным ошибкам построения решения, и, соответственно, такие механизмы не могут в своей массе представлять случайные ошибки построения.

Возникло предположение, что наблюдаемое явление свойственно самой природе сейсотектонического процесса и отражает неразрывное сосуществование в нем детерминированной и случайной составляющих. Детерминированная составляющая в таком случае является объектом нашего изучения, а случайная на данной стадии исследования может быть пока рассмотрена как "шум" получаемого решения.

Соотношение между детерминированной и случайной компонентами НДС может в таком случае считаться одной из важнейших характеристик этого состояния. Вот эту характеристику мы и рассмотрим в рамках смоделированной указанным образом иерархической системы размеров элементов среды и сейсмических подвижек. Определим эту характеристику численно следующим образом.

Число  $N_r$  механизмов очагов землетрясений, относимых нами к случайной составляющей сейсмотектонического процесса, рассчитывается из следующих соображений. По полной совокупности механизмов с характерными линейными размерами ( $l$ ) подвижек в данной выборке линейного размера ( $L$ ) рассчитывается напряженное состояние посредством описанного выше нахождения разделяющей плоскости на  $\Sigma$ -сфере. Образы механизмов числом  $N_0$  на  $\Sigma$ -сфере, не соответствующие получаемому решению (лежащие по другую сторону от разделяющей плоскости), заведомо относятся к случайной компоненте. Предполагая, что образы фокальных механизмов, соответствующие случайной компоненте сейсмотектонического процесса, обладают изотропным распределением на  $\Sigma$ -сфере (в силу самого определения их случайности), следует их суммарное число увеличить вдвое по сравнению с  $N_0$ , и, соответственно,  $N_r = 2N_0$ . Тогда число  $N_d$  механизмов очагов землетрясений, относимых нами к детерминированной составляющей сейсмотектонического процесса, определяется, очевидно, разницей между общим числом  $N$  фокальных механизмов в выборке и их числом  $N_r$ , т. е.  $N_d = N - N_r$ . Отметим, что предположение об изотропности случайной составляющей заставляет считать, что среди механизмов, соответствующих реконструируемому напряженному состоянию, всегда содержится также определенное число механизмов, относимых к случайной компоненте. Соотношение между случайной и детерминированной составляющими процесса описывается через коэффициент  $\eta$ :

$$\eta = N_r / N_d . \quad (8)$$

Расчеты выполнялись по трем областям, из которых наибольшая по размеру (в соответствии с выше принятым делением) область 1 представлена всем Гармским районом, средних размеров область 2 - центральной частью хр. Петра Первого в центре Гармского района, наименьшая область 3 - сравнительно небольшой ячейкой в центральной части хр. Петра Первого. Характерные линейные размеры этих областей указаны в табл. 2. При пересчете на объем выборок, соответствующих указанным областям, следует помнить, что мощность основного сейсмогенного слоя в земной коре Гармского района, где происходит до 90% всех землетрясений, составляет около 10 км. В табл. 2 приведены результаты расчетов коэффициента  $\eta$  и некоторых параметров, характеризующих детерминированную составляющую СТН.

Обращаясь к рассмотрению коэффициента  $\eta$ , можно видеть, что он практически не зависит от масштабного уровня рассмотрения. Тем самым утверждается существование подобия в соотношении детерминированной и случайной составляющих НДС материала земной коры.

Этот результат отнюдь не тривиален, как может показаться на первый взгляд, поскольку существует широко распространенное мнение, что наиболее адекватное описание основной направленности тектонической

Т а б л и ц а 2. Соотношение хаотической и детерминированной составляющих сейсмотектонического процесса

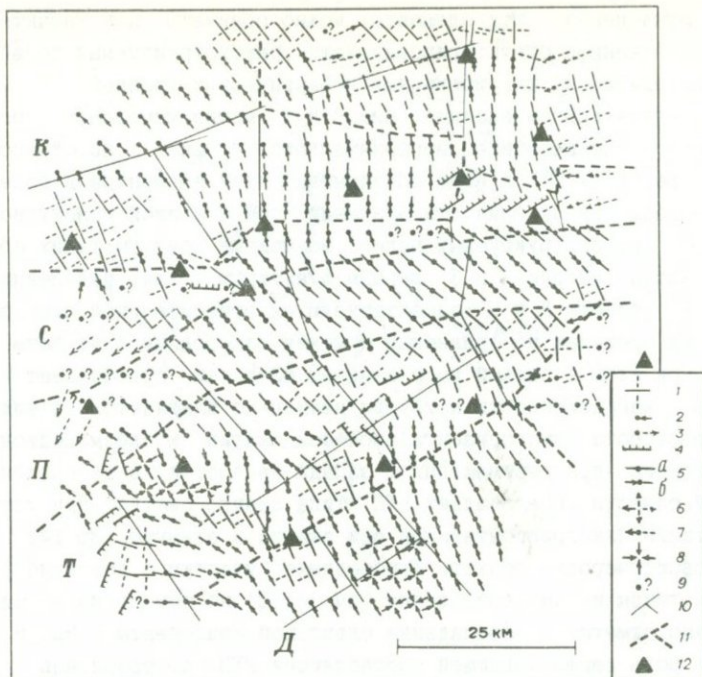
Об- ласть	Размер		Диапа- зон энер- гий, К	Число меха- низмов, N	Соотноше- ние сос- тавляю- щих, $\eta$	Направленность НДС		
	ячейки (L), км	очага (l), км				Ось сжатия $P_{\sigma}$		$\alpha$
						Az, град	$\omega$ , град	
1	$1 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^3$	12-14	51	0,12	140	55	0,4
2	$3 \cdot 10^1$	$5 \cdot 10^2$	9-11	372	0,16	135	65	0,4
3	$1 \cdot 10^1$	$5 \cdot 10^1$	6-8	227	0,19	135	70	0,5

деформации земной коры крупных геотектонических регионов осуществляется лишь с помощью совокупностей механизмов очагов наиболее сильных землетрясений. По мере уменьшения энергии привлекаемых к такому описанию землетрясений механизмы их очагов все в большей степени начинают отражать второстепенные эффекты растрескивания относительно небольших отдельностей горной породы в процессе ее деформирования и, соответственно, все в большей степени характеризуют случайную ("шумовую") составляющую этого процесса. Между тем полученный здесь результат свидетельствует в пользу постоянного соотношения информативной и "шумовой" составляющих вне зависимости от энергетического диапазона привлекаемых к описанию НДС землетрясений и размеров пространственной выборки.

#### Иерархическая структурированность реконструируемых полей СТД и СТН

В отличие от [8], где нас в первую очередь интересовали установление характерных значений параметров СТД и СТН в различных частях Гармского района и выявление областей пространственной коррелируемости этих значений и оценка их устойчивости, выполняемая по двум продолжительным неперекрывающимся интервалам времени, здесь мы остановимся на более подробном исследовании такого более общего свойства реконструируемых полей СТД и СТН, как их пространственная структурированность, существование которой отмечалось уже в [8]. Обратимся с этой целью еще раз к анализу результатов картирования СТД и СТН, приведенных в [8].

На рис. 2 приведена схема картирования ранжированных типов СТД в смешанной геолого-механической транскрипции, суть которой описана ранее. В реконструируемом поле СТД отчетливо просматривается определенная его структурированность в виде существования отдельных изометричных элементов, характеризующихся относительной однородностью СТД в их пределах и заметно различающихся между собой по виду направленности СТД. Структура этих элементов представлена схематически на рис. 2 в виде некоторой сетки, изображенной тонкими сплошными линиями.



Р и с. 2. Схема картирования ранжированных типов STD сейсмогенного слоя земной коры Гармского района  
 1 - сдвиг; 2 - надвиг; 3 - раздвиг; 4 - срез; 5 - одноосное близгоризонтальное сжатие (а - горизонтальность в пределах  $\pm 5^\circ$ , б - в пределах  $\pm 30^\circ$ , стрелкой помечен конец оси сжатия, выходящий в верхнюю полусферу); 6 - двухосное близгоризонтальное растяжение (эквивалент - одноосное близвертикальное сжатие); 7 - одноосное близгоризонтальное растяжение (стрелкой помечен конец оси растяжения, выходящий в верхнюю полусферу); 8 - двухосное близгоризонтальное сжатие (эквивалент - одноосное близвертикальное растяжение); 9 - неустойчивые оценки STD за два срока (1963-1976 и 1977-1985 гг.); 10 - схема внутренне однородных элементов STD; 11 - схема укрупненных областей относительной однородности STD; 12 - сейсмические станции; К, С, П, Т, Д - объяснения см. в тексте

Аналогичная структурированность просматривалась и на схеме картирования СТН по виду проекций графического изображения на  $\Sigma$ -сфере решения для обобщенно-плоской части СТН, а элементы этой структуры оказались близкими по форме к выделенным на рис. 2. Характеристики СТН этих элементов в целом как итог расчета по указанной на рис. 2 сетке пространственных выборок фокальных механизмов приведены на рис. 3.

Можно заметить, что линейные размеры указанных на рис. 2 и 3 элементов группируются вблизи некоторой характерной величины, которую мы оценили в  $23 \pm 5$  км путем измерения преобладающего линейного размера каждого такого элемента и вычисления среднего и его квадратич-

ного отклонения. Эти элементы можно понимать как характеристику пространственной структурированности реконструируемых полей СТД и СТН для одного из фиксированных иерархических уровней.

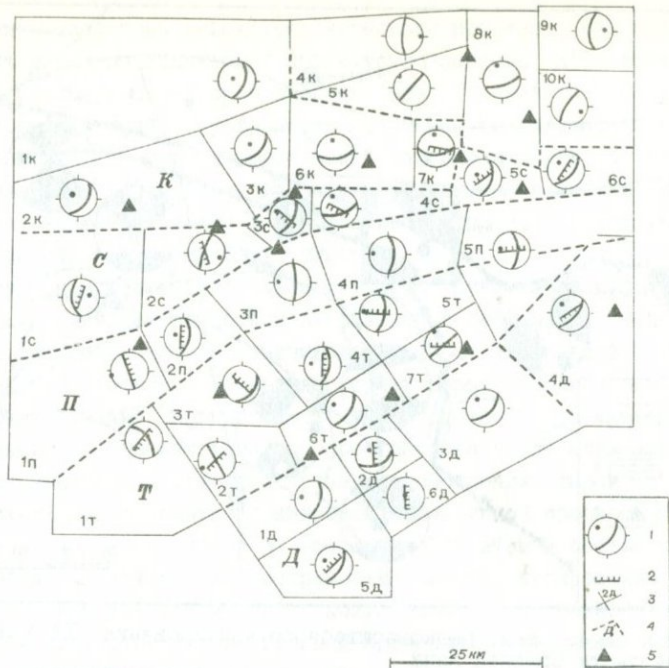
При внимательном анализе рис. 2 и 3 можно усмотреть проявление следующего по величине иерархического уровня в пространственной структуре СТД и СТН в виде объединения этих элементов в более крупные образования по близости значений той или иной совокупности параметров реконструируемых полей. Возможные контуры таких образований указаны на рис. 2 и 3 жирным пунктиром. Так, выделенные таким образом области К и П характеризуются относительной однородностью НДС в их пределах по сравнению с менее однородным ближайшим окружением. При этом в первой из указанных областей преобладает надвиговое НДС, направленность которого несколько изменяется в виде плавного разворота близгоризонтальной оси сжатия к близмеридиональному направлению при перемещении с запада на восток в ее пределах. Во второй области преобладает НДС типа сдвига-сжатия при устойчивой ориентации близгоризонтальной оси сжатия в азимуте 135-145°.

В свою очередь, область Т объединяет участки с довольно разнообразным типом их деформирования (см. рис. 2), но тем не менее здесь все же можно отметить преобладание сдвиговой компоненты в НДС и существенную роль перерезывающей составляющей СТН по сравнению с другими областями того же масштабного уровня.

Область Д характеризуется заметным преобладанием близгоризонтального сжатия на большей части ее территории.

Надо заметить, что выделенным таким образом областям, представляющим собой, по-видимому, следующий более высокий масштабный уровень в иерархической структуре реконструируемых полей СТД и СТН, могут быть поставлены в соответствие вполне определенные геологические структуры. Так, область К представляется наиболее стабильным в тектоническом отношении Кабудкрымским горным массивом, в обнажениях которого на поверхности наблюдаются наиболее древние для Гармского района кристаллические породы докембрийского возраста [17, 18]. Область П в точности соответствует в плане очень молодой складчатой структуре хр. Петра Первого, высокогорный рельеф которого сформировался в основном за последние 1-1,5 млн лет. Область Т совпадает с осевой частью Таджикской депрессии, представляющей собой глубокий мезозойско-кайнозойский прогиб, выполненный мощным чехлом (10-15 км) осадочных пород. Области Д соответствует активно развивающееся на протяжении последних 10 млн лет Северо-Памирское поднятие, выполненное в пределах рассматриваемой территории Дарвазским хребтом, сложенным осадочными породами палеозойского возраста.

Можно попытаться проследить существование еще более высокого масштабного уровня в иерархической пространственной структуре СТД и СТН, выходя за рамки рассматриваемого здесь Гармского района. С

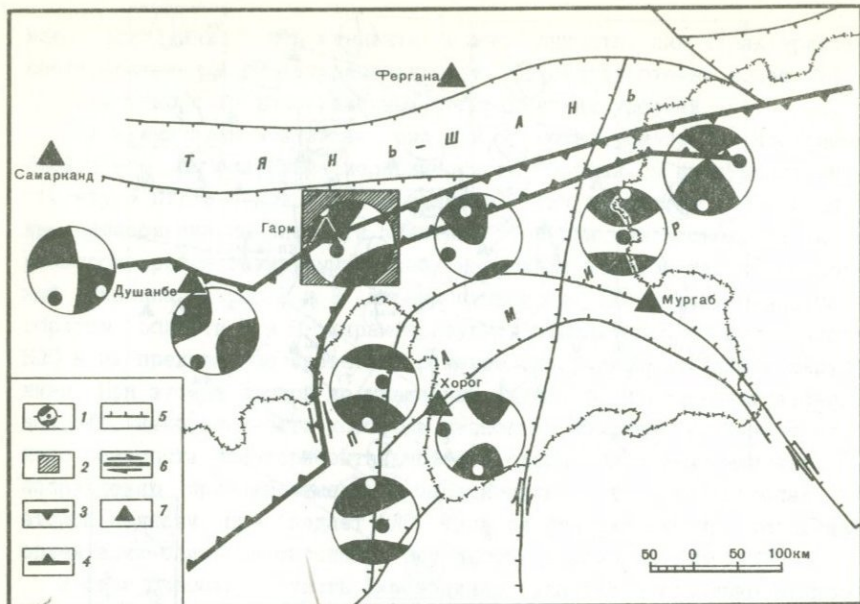


Р и с. 3. Схема картирования СТН сейсмогенного слоя земной коры Гармского района

1 - вид обобщенно-плоского напряженного состояния в пределах выделенных внутренне однородных элементов СТД; 2 - ориентация площадки среза перерезывающей составляющей СТН при значениях  $\rho \geq 30^\circ$ ; 3 - границы внутренне однородных по СТД и СТН элементов сейсмогенного слоя и их индексация; 4 - укрупнение области относительной однородности СТД и СТН, их индексация (К-Д) проведена по начальным буквам названий соответствующих им геологических структур; 5 - сейсмические станции

этой целью обратимся к исследованиям, выполненным в [12 и 19]. В [19] по комплексу геолого-геофизических признаков была выделена блочность литосферы Средней Азии с преобладающими линейными размерами отдельных блоков в диапазоне 200-400 км. Выполненная в [12] реконструкция СТД для этих блоков показала, что они заметно различаются между собой по виду деформированного состояния сейсмогенного объема земной коры. Результат этой реконструкции в виде изображений средних механизмов в равноплощадной проекции верхней половины фокальной сферы, помещенных приблизительно в центральные части ряда из выделенных в [19] коромантийных блоков, заимствован из [12] и приведен здесь на рис. 4.

Демонстрируемую на рис. 4 схему можно рассматривать как отображение еще более крупного ранга структурирования поля СТД по сравнению с рассмотренным на рис. 2 в виде деления на области К - Д.



Р и с. 4. Схема мелкомасштабного картирования СТД земной коры южной части Средней Азии  
 1 - изображение средних механизмов; 2 - Гармский район; 3 - Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом; 4 - Дарваз-Каракульский краевой разлом; 5 - прочие из основных разрывных нарушений; 6 - направления известных сдвиговых перемещений крыльев разломов; 7 - сейсмостанции

Таким образом, можно полагать, что нам в какой-то мере удалось показать существование по крайней мере трех уровней в иерархической пространственной структуре реконструируемых полей СТД и СТН. Есть основания полагать, что количество этих уровней может быть существенно расширено в обе стороны относительно рассмотренного нами интервала характерных линейных размеров элементов иерархической структуры НДС путем постановки в случае необходимости специальных наблюдений. Указанием на возможность такого расширения могут служить известные различия в НДС достаточно крупных геотектонических провинций, демонстрируемые, например, в [19, 20] для Восточного и Западного Тянь-Шаня, с одной стороны, и устанавливаемые в полевых геологических наблюдениях различия в пространственной структуре трещиноватости в недалеко разнесенных отдельностях горных пород - с другой [21].

#### Обсуждение результатов

Итак, мы показали, что результаты реконструкции СТД и СТН, осуществляемой на базе совокупностей фокальных механизмов многочисленных слабых землетрясений, помимо их возможной практической ценности для целей сейсмического районирования, содержат в себе информацию о

таких важных свойствах сейсмотектонического процесса, как подобие и пространственная иерархическая структурированность НДС сейсмогенного слоя земной коры. В свою очередь, оба эти свойства составляют основу представлений об устройстве реальной геофизической среды и ее способности к перераспределению накопленной упругой энергии, развиваемых в [1-7]. Поэтому так важны любые экспериментальные свидетельства, характеризующие с той или иной стороны возможную физическую сущность этих важнейших свойств.

Так, суть наблюдаемого в нашем случае структурирования восстанавливаемых полей тектонических напряжений и деформаций следует усматривать, скорее всего, в значительной пространственной дифференциации условий стеснения материала горных пород, определяющих кинетику деформирования горных масс. Иными словами, это эквивалентно предположению о локализации в пространстве в пределах некоторой сетки для данного масштабного уровня рассмотрения относительно узких плоских зон с заметно пониженной эффективной прочностью материала горных пород на скол в их пределах. При этом в соответствии с отмечавшейся иерархией в пространственной структурированности НДС следует полагать имеющей место иерархию масштабных уровней в пространственной структуре зон пониженной прочности (от масштабов малых отдельностей горных пород, выделяемых в горных массивах различно ориентированными плоскостями скалывания и разбитых, в свою очередь, системой более мелких по масштабу трещин, до масштабов крупных геотектонических регионов, сочленяющихся между собой по крупнейшим тектоническим швам - региональным или глобальным разломам в земной коре).

Эти предположения сравнительно легко обосновать, привлекая геологические сведения о разрывной тектонике для соответствующего масштаба рассмотрения в каждом конкретном случае. Так, мы уже отмечали определенное соответствие между более крупным рангом структурирования полей СТД и СТН в земной коре Гармского района, представленном областями К - Д, и конкретными геологическими структурами, различающимися между собой, в частности, темпом тектонических движений в неоген-четвертичное время и интенсивностью складчатости. Кроме того, эти структуры отделены одна от другой разрывными нарушениями в земной коре (иногда очень крупными), достаточно надежно установленными в процессе геологических наблюдений [17, 18 и др.]. Наблюдается также соответствие разрывных нарушений второго порядка малости, устанавливаемых при достаточно детальных геологических изысканиях, например, в [22], ряду контактов между выделяемыми на рис. 2 и 3 элементами структурности СТД и СТН более мелкого ранга. Так, более дробное деление хр. Петра Первого относительно мелкими поперечными разрывными нарушениями по крайней мере на пять участков в пределах Гармского района, установленное в [22], практически полностью соот-

ветствует структурным элементам  $1n - 5n$  в обсуждаемых полях СТД и СТН.

Подобную приуроченность тектонических разрывных нарушений к зонам контактов между относительно однородными по НДС объемами земной коры на заданном масштабном уровне рассмотрения следует понимать как проявление в этих контактных зонах локальной несовместности СТД, приводящей к увеличению тектонической подвижности материала горных пород на границах таких объемов.

Обсуждаемая иерархическая структура пространственной дифференциации условий стеснения материала горных пород может быть принята в качестве физической модели для описания иерархической структурированности геофизической среды, или ее "кусковатости" в терминологии М. А. Садовского [1].

Правда, остается нерешенным вопрос о природе этой дифференциации, который мы не готовы обсуждать здесь с достаточной степенью корректности. Можно лишь предположить вслед за [6,7], что такое устройство реальной геофизической среды является результатом ее приспособления для оптимального перераспределения упругой энергии, постоянно "подкачиваемой" в нее за счет действия внешних сил. В таком случае можно ожидать, исходя из экспериментально полученных зависимостей между величиной высвобождаемой в ходе землетрясения упругой энергии и линейными размерами сейсмической подвижки (например, [16]), что за каждым масштабом иерархической структурированности среды кроется способность к выделению вполне определенного предельного количества упругой энергии в акте одного сильнейшего для данного масштабного уровня землетрясения.

В рамках конкретного сейсмологического материала, имевшегося в нашем распоряжении, можно попытаться обсудить способ накопления и высвобождения упругой энергии отдельным элементом структурированной таким образом среды на заданном масштабном уровне. В [8] было показано, что слабые землетрясения ( $M \approx 1$ ) в земной коре Гармского района скорее тяготеют к центральным частям структурных элементов, выделенных в результате реконструкции СТД и СТН и приведенных здесь на рис. 2 и 3, чем к границам между ними. Вместе с тем из приведенного в [8] распределения эпицентров наиболее сильных землетрясений на схеме этих структурных элементов (49 относительно сильных землетрясений с  $M \geq 4$ , имевших место в Гармском районе за инструментальный период наблюдений с 1955 по 1986 г., и 11 известных с 1924 г. сильнейших землетрясений с  $5,6 < M < 7,5$ ) следует, что 42 из 60 сильных землетрясений возникали на расстояниях менее 3 км от границ между этими структурными элементами.

Такая различная пространственная дифференцированность в распределении эпицентров сильных и слабых землетрясений относительно сетки границ между относительно однородными по НДС объемами земной ко-

ры может служить иллюстрацией возможных способов накопления упругой энергии и ее диссипации рассматриваемыми объемами земной коры. Можно полагать, что в процессе сейсмических подвижек малых линейных размеров по сравнению с рассматриваемым блоком земной коры происходит переупаковка внутри него элементов среды более низкого ранга, определяющая макродеформацию этого блока и сопровождающаяся возрастанием упругой энергии в нем. Каждый такой блок в данном случае может быть представлен как относительно жесткое образование, контактирующее по зонам ослабленной прочности с другими эквивалентными ему по размерам блоками. Сброс накопленной таким образом упругой энергии подобными структурными элементами среды (блоками) при достижении в них некоторой предельной плотности упругой энергии происходит, скорее всего, в результате проскальзывания структурных элементов (блоков) друг относительно друга как раз по зонам контактов между ними с ослабленной прочностью. И в этом смысле надо понимать наблюдаемую приуроченность эпицентров сильных землетрясений к таким контактными зонам в Гармском районе.

Если допустить возможность экстраполяции этих рассуждений и далее на все более высокие уровни иерархической структурированности реальной среды, то можно сформулировать общий принцип накопления и сбрасывания упругой энергии в среде в следующем виде. Упругая энергия накапливается в объеме структурных элементов различного масштабного уровня, а сбрасывается в результате их подвижек друг относительно друга по зонам контактов между ними, при этом величина максимально возможной сброшенной упругой энергии в акте единичной подвижки лимитируется размерами контактирующих объемов на данном масштабном уровне рассмотрения.

Лишь в этом смысле можно считать правомочным широко распространенное мнение об обусловленности сильных землетрясений контактными явлениями на границах блоков земной коры и, в частности, о генетической связи сильнейших катастрофических землетрясений с крупнейшими разрывными зонами в земной коре.

Теперь о подобии СТД и СТН, установленном экспериментальным путем. Это свойство НДС нельзя, по-видимому, пытаться понять в отрыве от развивавшихся здесь представлений об иерархической структурированности восстанавливаемых полей СТД и СТН. Нам представляется, что оба эти свойства НДС взаимообусловлены характерными свойствами реальной геофизической среды, отражающими какие-то пока не ясные весьма общие физические принципы, которые управляют эволюцией геофизической среды.

Возможность понимания этих принципов, видимо, следует искать на пути привлечения к интерпретации геофизических результатов методов описания поведения открытых динамических систем с неустойчивыми локальными состояниями в условиях постоянного поступления энергии из-

вне в пределы системы и диссипации этой энергии в процессе ее перераспределения внутри системы и излучения за пределы системы.

На этом пути возможно также и понимание процессов, предвещающих разрушительные землетрясения. Их описание становится возможным при подобном системном подходе в виде самоорганизации неоднородностей системы более низкого ранга в более крупный структурный элемент, масштабы которого и определяют возможный уровень диссипируемой из него упругой энергии в виде такого разрушительного землетрясения.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // ДАН СССР. 1979. Т.247, N 4. С.829-831.
2. Садовский М.А., Сардаров С.С. Соподчиненность и подобие геодвижений в связи с естественной кусковатостью пород // Там же. 1980. Т.250, N 4. С.846-848.
3. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 12. С.3-12.
4. Садовский М.А. О распределении размеров твердых отдельностей // ДАН СССР. 1983. Т.269, N 1. С.69-72.
5. Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф. и др. Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. N 2. С.3-15.
6. Основы прогноза землетрясений: Современное состояние, проблематика и перспективы прогноза землетрясений / Под ред. М.А. Садовского и др. // Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1984. N 3. С. 220.
7. Садовский М.А., Голубева Т.В., Наркунская Г.С. и др. Структура геофизической среды и сейсмический процесс // Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1986. N 6. С.323-336.
8. Лукк А.А., Юнга С.Л. Напряженно-деформированное состояние земной коры Гармского района. II. Результаты реконструкции // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 7. С.10-23.
9. Никитин Л.В., Юнга С.Л. Методы теоретического определения деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. N 11. С.54-67.
10. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 10. С.14-23.
11. Лукк А.А., Юнга С.Л. Сейсмоструктурная деформация Гармского района // Там же. С.24-43.
12. Лукк А.А., Юнга С.Л. Возможности изучения механизма деформирования сейсмоактивных объемов горных масс // Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1982. N 1. С.384-408.
13. Юнга С.Л. О представлении фокальных механизмов землетрясений на сфере напряжений // ДАН СССР. 1984. Т.277, N 3. С.585-589.
14. Юнга С.Л. Анализ сейсмических диполей на сфере напряжений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. N 12. С.26-36.
15. Лукк А.А., Юнга С.Л. Напряженно-деформированное состояние земной коры Гармского района. I. Общие вопросы, методика // Там же. 1988. N 6. С.14-26.
16. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясений от объема сейсмического очага // ДАН СССР. 1983. Т.271, N 3. С.598-602.
17. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана: Геология и сейсмичность. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 484 с.
18. Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000 / Гл. ред. А.П. Марковский. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
19. Лукк А.А., Нерсесов И.Л., Мирзокурбанов М. и др. Коромантийные блоки литосферы Средней Азии // Землетрясения Средней Азии и Казахстана в 1981 г. Душанбе: Дониш, 1983. С.22-47.

20. Лукк А. А., Юнга С. Л., Шкляр Г. П. и др. Сейсмотектоническая деформация и напряженное состояние земной коры Средней Азии и Казахстана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана в 1981 г. Душанбе: Дониш, 1983. С. 118-135.
21. Крестников В. Н., Шишкин Е. И., Штанге Д. В., Юнга С. Л. Тектонические трещины в горных породах и напряжения в земной коре Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. N 3. С. 3-12.
22. Степанов В. В. Морфологическая характеристика и количественная оценка палеодеформаций западной части внешней зоны Памиро-Кунь-Луны // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 78-96.

УДК 550.344

В. Г. Мартынов

### ДОБРОТНОСТИ $Q_{P,S}$ И АНИЗОТРОПИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗАТУХАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ГАРМСКОГО ПОЛИГОНА

Изучение затухания сейсмических волн в геологических средах остается одной из основных задач, решаемых экспериментальной сейсмологией. Область теоретического и практического применения результатов ее решения - строение Земли и энергетическая классификация землетрясений, динамика излучения сейсмического очага и сейсмическое воздействие на инженерные сооружения. Известно несколько методов количественной оценки затухания: по регулярным волнам, по кода-волнам; возможна совместная интерпретация регулярных волн и волнового поля коды. Эти методы в разное время были опробованы на материалах наблюдений Гармского полигона [1-3]. Однако низкий уровень технического обеспечения вычислительных работ и малый объем исходных данных в этих экспериментах потребовали ряда методических упрощений и, кроме того, оставляли открытым вопрос о точности оценки параметров кривой затухания. Организация хранения спектральных данных, полученных по записям частотно-избирательных сейсмических станций (ЧИСС) [4], на магнитных носителях ЭВМ устранила эти трудности. Тремя компенсационными способами определяется совокупность параметров кривых затухания ЧИСС-спектров P- и S-волн для трех районов Гармского полигона. При этом проводится статистический анализ результатов, полученных на всех этапах вычислительных работ.

#### Описание исходных данных и района исследований

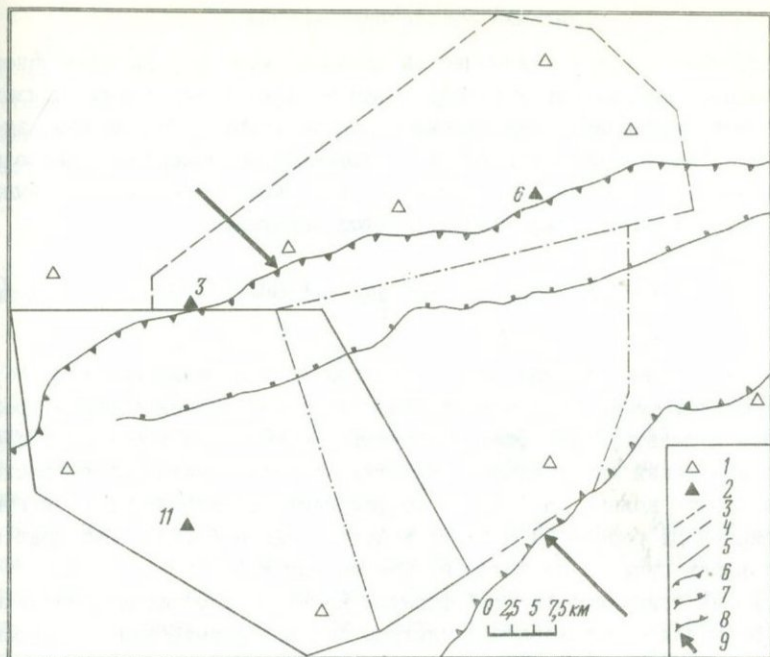
Используя аналоговый способ регистрации текущего спектра волнового поля аппаратурой ЧИСС, достаточно просто получить информацию о спектральном составе большого числа сейсмических сигналов. Методы обработки сейсмограммного материала, записанного аппаратурой ЧИСС [5], дают представление о спектральной функции очагового излучения. Результаты оцифровки используемых в работе сейсмограммных записей Гармских землетрясений - это замеры спектральных амплитуд первых

вступлений Р- и S-волн на восьми частотах (по количеству полосовых фильтров физического анализатора ЧИСС): 0,625; 1,25; 2,5; 5; 10; 18; 27 и 40 Гц. Набор данных, относящихся к сейсмограммной записи одного землетрясения, полученной одним комплектом ЧИСС, снабжается справочной эпицентральной информацией (время в очаге, координаты и т. д.) и переводится на магнитные носители ЭВМ. Такого вида данные за период с 1 января 1972 г. хранятся в каталоге на магнитной ленте и продолжают пополняться по мере поступления материала с трех ЧИСС.

При определении границ районов отбора сейсмических очагов (следовательно, и трасс сейсмических волн) ставилась цель определения параметров затухания в районах с различным геологическим строением. Для этого необходимо было обеспечить постоянную точность определения координат гипоцентров землетрясений.

Согласно сделанным оценкам [1,6], среднеквадратическая погрешность определения координат эпицентра в центре группы станций равняется +1,0 км, за ее пределами погрешность возрастает до 3-5 км и более. Погрешность определения глубины очага землетрясения  $\delta_H$  зависит от взаимного расположения источника и сети станций. В центре группы станций расчетная глубина приповерхностного (в слое 0-8 км) землетрясения равновероятно принимает значения от 0 до 8 км, на глубинах более 10 км погрешность  $\delta_H$  уже не превышает  $\pm 2$  км. По мере удаления гипоцентра от группы станций погрешность  $\delta_H$  возрастает, и на расстоянии 20 км от ближайшей станции максимальная величина погрешности уже равняется  $\pm 7,5$  км. Из приведенных оценок ясно, что границы районов, принятых к рассмотрению (рис. 1), предполагают достаточно высокую точность определения координат эпицентров - не хуже  $\pm 1,5$  км. Поскольку глубины сейсмических очагов не превышали 13 км, то и погрешность их определения у подошвы этого слоя примерно равнялась погрешности определения географических координат. Таким образом, погрешности локализации сейсмического очага на границах объемов выборок событий одинаковы по любой координате, и их значения минимальны для существующей сети станций.

При выборе границ объемов мы опирались на известное [1] как по геологическим, так и по геофизическим признакам деление Гармского полигона на две зоны. По геологическим данным границей раздела двух сред: Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии (хр. Петра Первого), отличающихся составом вмещающих пород и условиями формирования их основных структур, является промежуточная зона между Гиссаро-Кошшаальским и Петровским разломами. Осевая линия выхода этой зоны на поверхность принята в качестве границы между первым и третьим, первым и вторым районами (см. рис. 1). Севернее этой границы обнажен кристаллический фундамент, представленный докембрийским метаморфическим и палеозойским складчатым комплексами с  $V_p = 6,0 \div 6,1$  км/с,  $V_s = 3,5 \div 3,6$  км/с. Южнее границы этот фундамент скрыт под структурной



Р и с. 1. Схема наблюдений

1 - сейсмостанция КСЭ; 2 - сейсмостанция КСЭ, оснащенная аппаратурой ЧИСС; границы районов отбора ЧИСС-данных: 3 - район 1 (Южный Тянь-Шань), 4 - район 2 (центральная часть хр. Петра Первого), 5 - район 3 (западная часть хр. Петра Первого); 6 - Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом; 7 - Петровский разлом; 8 - Дарваз-Каракульский краевой разлом; 9 - главная ось (относительного сжатия) тектонического напряжения

депрессией, мезозойско-кайнозойским складчатым комплексом, мощность которого достигает 8-12 км,  $V_p=4,8\div5,2$  км/с,  $V_s=2,7\div2,9$  км/с. Иногда мы будем пользоваться следующими терминами: "север" - район 1, "юг" - районы 2 и 3. Мощность осадочных пород "юга" определила толщину слоя выборки исходных данных - 13 км. Отметим, что по указанным на рис. 1 границам осуществлялся только первый этап отбора данных. Чтобы избежать выхода сейсмических лучей в нижние, высокодобротные слои горных пород, были введены дополнительные ограничения на эпицентральные расстояния:

район 1 -  $+35 \text{ км} \geq R_3 - R_6 > -15 \text{ км}$  (использовались данные сейсмостанций 3 и 6);

район 2 -  $+15 \text{ км} \geq R_8 - R_{11} > -35 \text{ км}$ ;

район 3 -  $+25 \text{ км} \geq R_3 - R_{11} > -15 \text{ км}$ ,

где  $R_3$ ,  $R_6$ ,  $R_{11}$  - гипоцентральные расстояния до сейсмостанций 3, 6 и 11 соответственно.

Затухание упругой сейсмической волны по мере ее распространения в реальной (неидеально упругой, неоднородной) среде обычно связывают с тремя эффектами: расхождением фронта волны, диссипацией энергии из-за неидеальной упругости (собственно поглощение) и рассеянием на неоднородностях. Для описания зависимости спектральной амплитуды  $A(f)$  от расстояния  $R$  используется выражение

$$A(f, R) = A_0(f) H(f) G(R) \exp\left[-\int_L \alpha_c(f, R) dR\right], \quad (1)$$

где  $A_0(f)$  - спектральная функция очагового излучения при  $R=0$ ;  $H(f)$  - спектральная функция, описывающая условия записи сигнала (резонансные и фильтрующие эффекты в пункте регистрации);  $G(R)$  - коэффициент изменения спектральной амплитуды с расстоянием из-за расхождения фронта волны;  $\alpha_c(f, R)$  - коэффициент затухания, равный сумме коэффициентов рассеяния  $\alpha_p(f, R)$  и поглощения  $\alpha_{II}(f, R)$ . Интеграл берется вдоль луча  $L$ , по которому изменяется  $R$ .

Условия применимости этой формулы  $R \gg \lambda \gg D$ , т.е. фронт сейсмической волны для спектральной амплитуды  $A(f, R)$  сформирован, а размер очага  $D$  на этих длинах волн  $\lambda$  представляется точечным.

Упростим выражение (1), доведя его до формулы, которой обычно пользуются при осреднении экспериментальных данных. Из-за отсутствия сведений о тонкой структуре скоростного разреза района устанавливается постоянство скоростей сейсмических волн. Для амплитуд смещений в объемных волнах  $P$  и  $S$ , распространяющихся в такой неградиентной среде, коэффициент дивергенции  $G(R) = R^{-1}$ , т.е. принимается сферическое расхождение. Распространяя эти допущения на некий геологический объем, нужно быть уверенным, что сейсмические трассы не выходят за его пределы, так как при больших эпицентральных расстояниях возможно проникновение луча в нижние высокоскоростные и высокочастотные слои. Чтобы избежать этого, например, при изучении осадочных толщ хр. Петра Первого, мы вводили ограничения на эпицентральные расстояния.

Влияние рассеяния и поглощения на очаговый сигнал описывается единой экспоненциальной зависимостью спектральной амплитуды от расстояния. Поэтому в большей части экспериментальных работ  $\alpha_p$  и  $\alpha_{II}$ , хотя и определяют различную природу затухания, в отдельности не рассматриваются. По аналогии с известным определением коэффициента поглощения

$$\alpha_{II}(f, R) = \pi f / [Q(f, R) V(R)]$$

примем

$$\alpha_c(f, R) = \pi f / [Q^*(f, R) V(R)],$$

где  $Q^*$  - эффективная добротность.

Таким образом, величина  $Q^*$  определяет действие поглощения и рассеяния. Если вместо  $Q^*(f, R)$  взять среднее по  $L$  значение  $Q^*(f)$ , а вместо  $V(R)$  - среднее значение  $V$ , то

$$\int_L \alpha_c(f, R) dR = \pi f R / [Q^*(f) V].$$

В итоге выражение (1) приобретает вид

$$A(f, R) = A_0(f) H(f) R^{-4} \exp[-\pi f R / (Q^*(f) V)]. \quad (2)$$

Уравнение (2) лежит в основе вычислительных схем таких методов определения параметров затухания, в которых используются амплитудные измерения регулярных волн. Помимо искомой величины  $Q^*(f)$ , оно содержит неизвестные  $R$ ,  $V$ ,  $A_0(f)$ ,  $H(f)$ .

Величины  $R$  и  $V$  являются результатом решения иных кинематических задач и могут быть осложнены систематическими погрешностями. Каковы методические возможности минимизации влияния этих погрешностей на результаты расчета  $Q^*(f)$ ? Прежде всего заметим, что применяемый на Гармском полигоне метод определения координат гипоцентров ( $a$ ,  $z$ ,  $h$  и  $R$ ) не требует сведений о скоростях волн  $P$  и  $S$ , оперируя только с разностями времен их прихода. Поэтому погрешности вычисления  $R$  и  $V$  по отношению к одному из пунктов сети сейсмостанций можно полагать некоррелированными. Рассматривая в качестве аргумента не само расстояние  $R$ , а его дифференциал, мы исключаем влияние систематической погрешности определения  $R$ . Что касается погрешности определения величин  $Q^*$ , то мы решили оставить этот вопрос открытым, приняв в качестве искомого параметра произведение  $Q^*(f)V$ . В таком сочетании они и входят в уравнение (2). Понятно, что всегда можно оценить величину  $Q^*(f)$ , используя среднее значение скорости волны. Произведение  $Q^*V$  удобно тем, что этим параметром можно тестировать предсказываемые теорией законы затухания  $P$ - и  $S$ -волн, не вводя при этом систематических погрешностей определения  $V_P$ ,  $V_S$ .

Спектральная амплитуда очагового излучения  $A_0(f)$  находится в сложной зависимости от энергии землетрясения и условий реализации сейсмической подвижки. Применяемый в данной работе метод компенсации в значительной мере устраняет влияние этих факторов. Существуют три способа метода компенсации [7]:

- 1) сравнение спектральных амплитуд одной и той же волны и частоты по данным двух сейсмостанций;
- 2) сравнение спектральных амплитуд одного типа волны на разных частотах;

3) сравнение спектральных амплитуд сейсмических волн разного типа.

Ни один способ не гарантирует абсолютной точности определения  $Q^*(f)$ , так как любой из них содержит те или иные допущения. Для того, чтобы повысить надежность оценки искомой величины, мы использовали все три способа обработки исходных данных.

Первый способ. В этом способе метода компенсации снимается влияние величины излученной энергии. При этом вводится допущение об изотропности излученного из очага сигнала, т.е. принимается круговая диаграмма направленности  $R(\theta, \varphi)$ . Предполагается, что за счет многообразия как механизмов очагов, так и их распределения относительно сейсмостанции функция направленности осредняется достаточно эффективно и величина  $R(\theta, \varphi)$  достигает постоянного среднего значения  $R(\theta, \varphi) = 0,57$ . При невыполнении этого условия хотя бы для одной из станций влиянию функции направленности источника подвержено значение величины  $H_1(f)/H_2(f)$  (см. далее формулу (3)). Выведем формулу расчета  $Q^*(f)V$ , используя (2). Для этого определим отношение двух спектральных амплитуд одного землетрясения по записям двух сейсмических станций:

$$\frac{A_1(f_k, R)}{A_2(f_k, R)} = \frac{H_1(f_k)}{H_2(f_k)} \left[ \frac{R_1}{R_2} \right]^{-1} \exp \left[ \frac{-\pi f_k (R_1 - R_2)}{Q^*(f_k)V} \right], \quad (3)$$

где  $k=1, \dots, 8$  - номер ЧИСС-канала.

Прологарифмируем уравнения (3):

$$\Delta \lg A(f_k, R) = \Delta \lg H(f_k) - \Delta \lg R - 1,36 \frac{f_k \Delta R}{Q^*(f_k)V}. \quad (4)$$

Введем следующие обозначения:

$$\begin{aligned} q(f_k) &= Q^*(f_k)V \\ x &= 1/(q(f_k)), \quad y = \Delta \lg H(f_k), \\ a &= -1,36 f_k \Delta R, \quad b=1, \quad c = \Delta \lg A(f_k, R) + \Delta \lg R. \end{aligned}$$

Тогда уравнение (4) примет вид

$$ax + by = c.$$

При числе землетрясений  $n > 1$  имеем систему линейных условных уравнений, которая при  $n \gg 2$  несовместна:

$$\begin{aligned} a_1 x + b_1 y &= c_1; \\ \dots \dots \dots \\ a_n x + b_n y &= c_n. \end{aligned} \quad (5)$$

При допущении нормальности закона распределения погрешностей величин  $c_1, \dots, c_n$  для наиболее вероятной системы значений  $x, y$  сумма

квадратов отклонений  $\varepsilon_i = \varphi_i(x, y) - c_i$  будет минимальной (метод наименьших квадратов). Требование минимума  $\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2$  приводит систему линейных условных уравнений (5) к системе линейных нормальных уравнений

$$\begin{cases} x \sum_{i=1}^n a_i^2 + y \sum_{i=1}^n a_i b_i = \sum_{i=1}^n a_i c_i; \\ x \sum_{i=1}^n a_i b_i + y \sum_{i=1}^n b_i^2 = \sum_{i=1}^n b_i c_i. \end{cases}$$

Решая эту систему уравнений, находим значения  $x$  и  $y$  как коэффициенты  $C$  и  $D$  регрессионного уравнения

$$Y = CX + D.$$

Эмпирическая дисперсия (далее дисперсия) коэффициента наклона этой прямой  $\langle C \rangle_n$  такова:

$$S_{\langle C \rangle_n}^2 = \left[ \frac{S_0^2 n}{n \sum_{i=1}^n X_i^2 - \left( \sum_{i=1}^n X_i \right)^2} \right] / n, \quad (6)$$

где  $S_0^2$  - дисперсия точек относительно регрессионной прямой.

Поскольку  $C=1/q$ , то используя

$$S_y^2 = \sum_{i=1}^n \left[ \frac{\partial \varphi}{\partial X_i} S_{X_i} \right]^2, \quad (7)$$

где  $y = \varphi(x_1, \dots, x_n)$ , перейдем от дисперсии величины  $\langle C \rangle_n$  к дисперсии значения  $\langle q \rangle_n$ :

$$S_{\langle q \rangle_n}^2 = \left[ \frac{1}{\langle q \rangle_n^2} \right]^2 S_{\langle C \rangle_n}^2.$$

При расчетах  $\langle q(f_k) \rangle_n$  и  $S_{\langle q \rangle_n}^2$  производилась отбраковка "выскакивающих" данных - принималась вероятность случайного появления такого значения величины, равной 0,01. При  $n \geq 21$  такие условия отбраковки соответствуют уровню 3σ.

Второй способ. Способ сравнения частот нередко используется при изучении затухания по данным одной сейсмостанции. При этом необходимо допущение о независимости формы спектральной кривой очагового

сигнала от условий развития сейсмической подвижки и от расстояния. Однако вариации форм спектров в пространстве, помимо повышения дисперсии, могут существенно исказить вид кривой затухания. Поэтому для компенсации  $A_0(f)$  мы модифицировали этот способ, используя данные двух сейсмостанций. Расчетная формула имеет вид

$$\Delta \lg A(\Delta f_{k,l}, \Delta R) = \Delta \lg H(\Delta f_{k,l}) - 1,36 \Delta R \left[ \frac{f_k}{\langle q(f_k) \rangle_n} - \frac{f_l}{\langle q(f_l) \rangle_n} \right],$$

где  $k \neq l$  и  $k, l = 1, \dots, 8$ .

По изложенному ранее (см. первый способ) алгоритму ищутся наиболее вероятные значения величин

$$\Delta \lg H(\Delta f_{k,l}) \text{ и } \left[ \frac{f_k}{\langle q(f_k) \rangle_n} - \frac{f_l}{\langle q(f_l) \rangle_n} \right].$$

Расчет одного из значений  $\langle q \rangle_n$ , например  $\langle q(f_k) \rangle_n$ , предполагает знание сопряженной величины  $\langle q(f_l) \rangle_n$ . Поэтому обработка данных этим способом предварялась описанными в первом способе расчетами. Используя (6) и (7), а также значение дисперсии  $\langle q(f_l) \rangle_n$  или  $\langle q(f_k) \rangle_n$ , оцениваем дисперсию искомого параметра  $\langle q(f_k) \rangle_n$  или  $\langle q(f_l) \rangle_n$ .

Третий способ. Единственная особенность способа сравнения волн — это входная информация: спектральные амплитуды P- и S-волн на разных частотах. Расчетная формула имеет вид

$$\Delta \lg A[f_k(S), f_l(P), \Delta R] = \Delta \lg H[f_k(S), f_l(P)] - 1,36 \Delta R \left[ \frac{f_k(S)}{\langle \bar{q}_S(f_k) \rangle_n} - \frac{f_l(P)}{\langle \bar{q}_P(f_l) \rangle_n} \right],$$

где  $k, l = 1, \dots, 8$ .

Расчет  $Q^*V$ . Общее число вариантов  $N$  определения искомого параметра  $q$  по трем описанным методикам не превышало 16. В итоге по

$\sum_{j=1}^N n_j$  амплитудным данным P- или S-волны для района  $k$  ( $k=1,2,3$ ) на

частоте  $f_i$  ( $i=1, \dots, 8$ ) было получено по серии из  $N$  значений  $\langle q_{k,m,j}(f_i) \rangle_n$ , где  $m=1$  — P-волна и  $m=2$  — S-волна.

Оставим в обозначениях только индексы  $j$ ,  $N$ , полагая район исследований, тип волны и частоту неизменными. Опустим также обозначение операции осреднения амплитудных данных по  $n_j$ . При осреднении по  $N$  величине  $q_j$  приписывался вес, обратно пропорциональный ее дисперсии. Из практики сейсмологических работ [8] известно, что по нормальному закону распределены не результаты определений динамических величин, а их логарифмы, поэтому вычисление среднего значения велось по логарифмам исходных величин

$$\langle \lg q \rangle_N = \left[ \sum_{j=1}^N P_j \lg q_j \right] / \left[ \sum_{j=1}^N P_j \right],$$

где  $P_j = 1/S^2 \lg q_j$  и  $S^2 \lg q_j = 0,1886 (S_{q_j}/q_j)^2$ .

Дисперсия для  $\langle \lg q \rangle_N$  вычислялась по формуле

$$S_{\langle \lg q \rangle_N} = \sum_{j=1}^N \left[ \left( q_j / S_{q_j} \right) \left[ \lg q_j - \langle \lg q \rangle_N \right] \right]^2 / \left[ N \sum_{j=1}^N \left( q_j / S_{q_j} \right)^2 \right].$$

Осреднение включало и отбраковку значений  $\lg q_j$  при  $\beta=0,01$ . Результаты этого типа обработки данных представлены в таблице и на рис. 2.

Величина  $\langle Q^*V \rangle_N$ , определяемая по P- и S-волнам в зависимости от частоты  $f$

$f$	Район 1				Район 2				Район 3			
	P-волна		S-волна		P-волна		S-волна		P-волна		S-волна	
	$\langle Q^*V \rangle$	S	$\langle Q^*V \rangle$	S	$\langle Q^*V \rangle$	S	$\langle Q^*V \rangle$	S	$\langle Q^*V \rangle$	S	$\langle Q^*V \rangle$	S
0,625	30	2	50	2	134	11	67	4	78	20	182	10
1,250	161	5	196	9	122	3	121	3	167	9	126	3
2,500	333	17	288	8	152	3	228	7	737	76	252	7
5,000	841	39	877	32	260	4	434	8	1141	67	369	5
10,000	1130	39	1099	21	515	8	519	6	613	11	388	4
18,000	1724	77	1930	39	665	20	975	45	767	12	562	5
27,000	1882	55	2036	71	-	-	-	-	2621	141	1299	51
40,000	1962	75	2867	167	-	-	-	-	-	-	-	-

Заметно возрастание величины  $\langle Q^*V \rangle_N$  при увеличении частоты прозвучивания среды  $f$ . Соотношение  $Q^*V$  и  $f$  представлено, как это уже принято, в виде регрессионного уравнения  $\lg(Q^*V) = a \lg f + b$ . Схема расчета коэффициентов уравнения включала взвешивание и отбраковку данных. Были получены уравнения корреляционных связей  $QV$  и  $f$ : для кристаллических пород Южного Тянь-Шаня ("север" Гармского полигона)

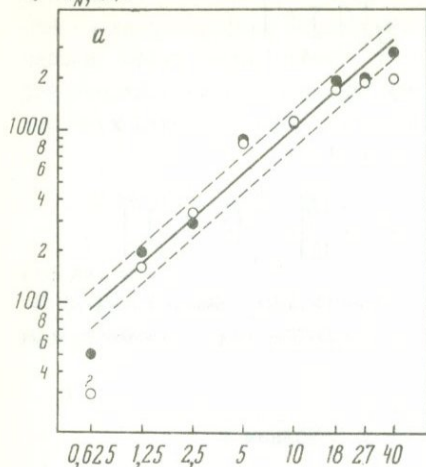
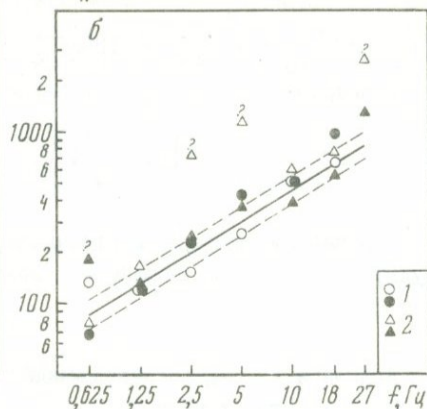
$$Q^*V = 134,8(\pm 1,1) f^{0,8722 \pm 0,0035} \quad (8)$$

для осадочных пород хр. Петра Первого ("юг" Гармского полигона)

$$Q^*V = 117,0(\pm 0,6) f^{0,8010 \pm 0,0021} \quad (9)$$

#### Обсуждение результатов

Насколько оправдано представление корреляционного поля величин  $Q^*V$  и  $f$  в виде линейной (в двойном логарифмическом масштабе) зави-

$\langle Q^*V \rangle_N, \text{км/с}$  $\langle Q^*V \rangle_N, \text{км/с}$ 

Р и с. 2. Зависимость величины  $\langle Q^*V \rangle$  от частоты  $f$

а - район 1; б: 1 - район 2, 2 - район 3.

Незачернены определения  $\langle Q^*V \rangle_N$  по данным Р-волны, зачернены - то же по данным S-волны; пунктирная линия - границы среднеквадратичного отклонения от линии регрессии; знаками вопроса отмечены данные, выходящие за пределы интервала доверительной вероятности  $\pm 3\sigma$

симости? Теоретически обоснованного подхода к интерпретации особенностей затухания сейсмических волн в геологических средах, в частности в земной коре, в настоящее время нет. Поэтому применение функции, аппроксимирующей данные по соотношению  $Q^*V$  и  $f$ , требует физического обоснования. Тем более что долгое время в сейсмологии считалось: величины  $Q_p$  и  $Q_s$  являются не зависящими от частоты  $f$  константами породы. К этим представлениям пришли в основном от лабораторных исследований образцов горных пород, поскольку полевые экспериментальные данные в 1950-1970 гг. были малочисленными и малонадежными. Изучаемые в лабораторных условиях образцы, как правило, представляли собой макроскопически сплошные однородные тела. Диапазон изменения частоты их прозвучивания достигал 5-7 порядков при неизменном  $Q$ , и это убеждало в справедливости предположения равенства  $Q = \text{const}$ . Теоретические же работы в значительной мере опирались на результаты этих исследований, и отклонение от идеальной "гуковской" упругости описывалось дополнительным членом в уравнении связи "напряжение - деформация", т. е. затухание связывалось с собственно добротностью, а рассеяние не учитывалось.

С развитием представлений о неоднородности геологических сред (блочность, мутность, кода-волны и т. д.) рассеяние стали рассматривать как одну из основных причин затухания сейсмических волн. Одна-

ко результаты экспериментальных работ, выполненных в последние 10-15 лет в натуральных условиях, противоречили теоретическим представлениям о роли рассеяния в изучаемом процессе: при  $f > 1$  Гц величина  $Q^*$  (при  $Q = \text{const}$ ), вместо того чтобы уменьшаться [9], возрастала с частотой. Это противоречие в какой-то мере инициировало интерес к теоретическим разработкам вопроса о роли рассеяния в затухании объемных волн, не столь интенсивном в высокочастотной области, как это предполагалось ранее.

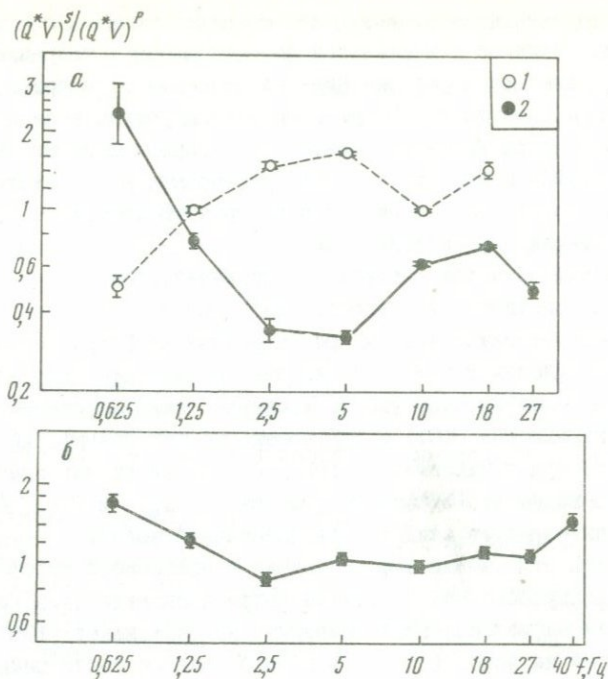
Примером активного внимания к указанной проблеме стали, например, работы [10-12], в которых рассматривается модель неоднородной среды со случайным распределением флуктуаций скоростей прямых волн (а в векторном случае и плотности пород). Сейсмическое затухание объясняется однократным рассеянием волн случайной неоднородностью. Суть идеи, устраняющей невозможность применения статистической теории рассеяния [9] для объяснения результатов полевых наблюдений, заключается в использовании в теоретическом методе статистического осреднения практического способа работы с сейсмограммным материалом, а именно: при замерах амплитуд интерпретатор не следует строго годографу сейсмической волны, корректируя отклонения времен прихода используемой фазы (причиной временных флуктуаций являются скоростные неоднородности большого масштаба). Эта операция, как показали расчеты, эквивалентна исключению из потерянной энергии той доли, что рассеяна "вперед", и поскольку эта часть энергии возрастает с частотой, то в зависимости  $Q^* = Q^* f^\alpha$   $\alpha > 0$ . Для автокорреляционной функции Кармана, моделирующей воздействие среды (среда с флуктуацией Кармана) на проходящую волну, рассчитывается кривая изменения  $\lg Q^* = F(\lg f)$ . Коэффициент наклона высокочастотной асимптоты этой кривой по отношению к оси  $\lg f$  определяется порядком функции Кармана и может принимать все значения от 0 ( $Q^*(f) = \text{const}$ ) до 1 ( $Q^* = Q_0^* f^1$ ).

К вопросу о возможной причине возрастания  $Q^*$  с  $f$  относятся результаты исследования рассеянного волнового поля в модельном эксперименте, описанном в работе [13]. Распределение и плотность неоднородностей могут оказаться такими, что при возрастании частоты прозвучивания среды эффективный размер рассеивателя  $L^*$  будет уменьшаться. Зависимость  $L^*$  от  $f$  возникает в том случае, когда среднее расстояние между неоднородностями меньше (с каким-то коэффициентом пропорциональности) длины волны, т.е. рассеяние связано не с одной, а с группой неоднородностей, и линейный размер этой группы зависит от длины волн. Авторы работы [13], установив тенденцию роста  $Q^*$  с частотой, не вникают в детали зависимости  $Q^*(f)$ . Впрочем, следует ожидать, что при возрастании частоты сейсмической волны ее длина наконец сравняется со средним расстоянием между отдельными трещинами - это будет максимальное значение  $Q^*$ , и дальнейшему росту  $f$  будет соответствовать уменьшение  $Q^*$  [10]. Отметим, что в [10-12] од-

ним из начальных условий задачи является постоянство радиуса корреляции, т.е. эффективного размера неоднородности, с которым связано минимальное, в отличие от [13], значение  $Q^*$ .

Таким образом, численными и модельным экспериментами показана принципиальная возможность активного участия процесса рассеяния в формировании частотной зависимости параметра  $Q^*$ . Однако достаточно визуального анализа эмпирических соотношений  $Q^*V$  и  $f$ , чтобы убедиться: параметр, характеризующий затухание упругого излучения, находится в более сложной, чем степенная, зависимости от частоты сейсмической волны. Обратившись к экспериментальным данным Гармского полигона, выясним, как отдельные точки распределены относительно осредняющих их прямых  $\lg(Q^*V) = a \lg f + b$ . В результатах сейсмического просвечивания района (см. рис. 2) можно отметить: резкое возрастание величины  $Q^*V$  в диапазоне частот 0,625 - 2,5 Гц сменяется слабой зависимостью  $Q^*V$  от  $f$  на частоте 5 Гц с выходом на постоянное значение  $Q^*V \approx 2000$ . Можно также отметить общность в поведении наших данных и тенденциях в изменениях  $Q^*(f)$  в работе [13]. Понятно, что значение коэффициента наклона  $\alpha$  регрессионной прямой, осредняющей поля величин  $\lg(Q^*V)$  и  $\lg f$ , будет зависеть в данном случае от диапазона исследуемых частот. По-видимому, этим обстоятельством отчасти объясняется многообразие полученных разными авторами значений величины  $\alpha$  (см. библиографию в [12, 14]). Тем не менее существуют значимые отличия в поведении  $Q^*(f)$  даже в пределах такого небольшого по линейным размерам полигона, как Гармский. Сравнение зависимостей  $\lg(Q^*V) = f(\lg f)$  для районов "север" и "юг" подтверждает это: они отличаются и величиной  $Q^*V$  (на высоких частотах), и характером возрастания  $Q^*V$  при увеличении  $f$ . На различие добротностей указывалось прежде [2], что, возможно, связано с особенностями их тектоники, литологии, ориентации складчатых структур и разрывных нарушений.

Итак, приняв в качестве первого приближения уравнение типа  $\lg(Q^*V) = a \lg f + b$  (коэффициенты  $a$  и  $b$  для каждого региона устанавливаются из эксперимента), следует обратить внимание на отклонения значений величины  $\lg(Q^*V)$  от установленной зависимости. К таковым относятся данные, выходящие за пределы  $\pm 3\sigma$  (см. рис. 2). Особенно выразительны эти отклонения в зависимости  $(Q^*V)^S / (Q^*V)^P$  от  $f$  (рис. 3). Заметим, что во всех известных нам моделях затухания высокочастотных волн это отношение не зависит от частоты и принимает значения  $\geq 1$ . Графики на рис. 3, а построены по двум совокупностям данных прозвучивания одной и той же геологической области - хр. Петра Первого (см. описание исходных данных и рис. 1). Очевидно, что кривые симметричны относительно прямой постоянного значения  $(Q^*V)^S / (Q^*V)^P$  - повторяясь в деталях, они имеют по дискретным значениям коэффициент корреляции  $r = -0,93$ .



Р и с. 3. Зависимость отношения  $(Q^*V)^S$  S-волны к  $(Q^*V)^P$  P-волны от частоты  $f$   
 а: 1 - район 2, прозвучивание вдоль осевой линии хребта, данные сейсмостанций 6, 11; 2 - район 3, прозвучивание поперек осевой линии хребта, данные сейсмостанций 3, 11;  
 б - район 1, данные сейсмостанций 3, 6  
 Вертикальные линии - среднеквадратические отклонения экспериментальных данных

Каков возможный механизм формирования такого соотношения параметров затухания P- и S-волн? Обратимся предварительно к схеме отбора исходных данных. Как известно [1], осевые линии складчатых структур осадочных пород хр. Петра Первого вытянуты с юго-запада на северо-восток. На юге породы ограничены Дарваз-Каракульским краевым разломом с азимутом простираения около  $45^\circ$ , а на севере Гиссаро-Кокшаальским краевым и Петровским разломами с азимутами порядка  $70^\circ$ . Таким образом, по отношению к осевой линии хребта в границах района 3 выборки станций 3, 11 организуют поперечные трассы лучей сейсмического просвечивания, а станции 6, 11 в районе 2 - продольные, т.е. обнаруженный эффект, возможно, связан с изменением направления прозвучивания среды - анизотропией ее свойств.

Среди причин сейсмической анизотропии горных пород земной коры одной из основных признается наведенная трещинная анизотропия. Этот вид анизотропии возникает при воздействии тектонических напряжений

на среду со случайной ориентацией трещин: трещины закрываются при ориентации, близкой к нормальной по отношению к направлению максимального сжимающего напряжения, и раскрываются при относительно параллельной ориентации. По многочисленным результатам исследований механизмов очагов хр. Петра Первого (из последних работ см., например, [15]) район находится в условиях относительного сжатия: главная ось сжатия нормальна к осевой линии структур хребта, а относительного растяжения - параллельна ей.

По главным осям тектонических напряжений должны быть соориентированы оси сейсмической анизотропии, именно этим направлениям в среднем соответствуют трассы просвечивания хр. Петра Первого Р- и S-волнами в районах 2 и 3. При наличии трещиноватости осадочных пород хребта (о ее высоком уровне косвенно свидетельствует ряд геофизических параметров [16]) и его поперечном просвечивании Р-волнами добротность будет максимально высокой, а при продольном - наиболее низкой; по-видимому, обратного соотношения  $Q_{\min}$  и  $Q_{\max}$  (но в меньшей степени) следует ожидать для поперечной волны.

Объяснить отмечаемый эффект только анизотропией скоростей сейсмических волн (поскольку рассматривается произведение  $Q^*V$ ) невозможно, так как ее максимальное значение не превышает 10% [17, 18]. Вместе с тем не ясно, в какой мере наблюдаемое соотношение  $Q_{\max}^*V$  и  $Q_{\min}^*V$  определяется собственно анизотропией, т.е. анизотропией параметра диссипации  $Q$ , а в какой порождено особенностями поля спектральных амплитуд, рассеянных средой с наведенно-упорядоченной трещиноватостью. Трудно сказать, каким может оказаться вклад рассеяния, так как в теоретических работах, в частности [10-12], рассматривается лишь общий случай - изотропное случайное поле флуктуаций, т.е. предполагается независимость от направления прозвучивания среды. Появление максимума или минимума (в зависимости от направления просвечивания) на кривых рис. 3а, возможно, связано с существованием преобладающего размера упорядоченных по направлению трещин.

Обратимся к рис. 3, б, также иллюстрирующему результаты просвечивания района 1. Расстановка сеймостанций не позволяет нам организовать второй (перпендикулярно первой) системы просвечивания земной коры Южного Тянь-Шаня. Однако в данном случае можно предположить изотропность поля неоднородностей, так как в районе высока степень консолидации пород, гранитов и гранитогнейсов. Оценим в таком случае предполагаемое для Южного Тянь-Шаня значение  $C_1 = (Q^*V)^S / (Q^*V)^P$ . Взяв реальное отношение скоростей  $V_P/V_S = 1,73$  и порядок функции Кармана, равный 0,44 (0,5) от показателя в зависимости  $Q = Qf^{0,47}$ , получим  $C_1 = 1,33$ . Эмпирическая оценка искомого параметра дает меньшее значение  $(1,10 \pm 0,06)$ , т.е. нет пересечения и на уровне границы 3σ-интервала; впрочем, в теоретической схеме расчета рассматривается процесс энергетических потерь в результате однократного рассеяния

без учета диссипации, характеризующейся собственно добротностями  $Q_{p,s}$ .

Таким образом, в данной работе:

1) установлена частотная зависимость эффективной добротности среды для двух разнородных геологических структур Гармского района: для Южного Тянь-Шаня -  $Q_p^* = 22,3f^{0,87}$  ( $V_p = 6,05$  км/с),  $Q_s^* = 38,5f^{0,87}$  ( $V_s = 3,5$  км/с); для осадочных пород хр. Петра Первого -  $Q_p^* = 23,4f^{0,80}$  ( $V_p = 5,0$  км/с),  $Q_s^* = 41,8f^{0,80}$  ( $V_s = 2,8$  км/с);

2) обнаружена анизотропия затухания сейсмических волн в осадочных породах хр. Петра Первого.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Методы детального изучения сейсмичности/В.И. Бунэ, М.В. Гзовский, К.К. Запольский и др. // Тр. ИФЗ АН СССР. 1960. N 9 (176). 327 с.
2. Халтурин В.И. Поглощение сейсмических волн в земной коре Северного Тянь-Шаня // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 125-136.
3. Экспериментальные исследования сейсмической коды /Под ред. Т.Г. Раутиан и др. М.: Наука, 1981. 142 с.
4. Запольский К.К. Частотно-избирательные станции ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука. 1971. С. 20-36.
5. Мартынов В.Г., Молнар П., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Предварительные результаты исследования спектров землетрясений в свете проблемы прогноза сильных землетрясений // Сб. сов.-амер. работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш. 1976. Т.1, кн.1. С. 96-139.
6. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Природа временных вариаций скоростей упругих волн в земной коре Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979, N 6. С. 3-16.
7. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 1989. 535 с.
8. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн/Л.В. Антонова, Ф.Ф. Аптикаев, Р.И. Курочкина и др. М.: Наука, 1968. 287 с.
9. Чернов Л.А. Волны в случайно-неоднородных средах. М.: Наука, 1975. 171 с.
10. Sato H. Amplitude attenuation of impulsive waves in random media based on travel time corrected mean wave formalism // J. Acoust. Soc. Amer. 1982. Vol. 71, N 3. P. 559-564.
11. Sato H. Attenuation of S-waves in the lithosphere due to scattering by its random velocity structure // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, N 89. P. 7779-7785.
12. Sato H. Attenuation envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes on randomly inhomogeneous lithosphere // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 2. P. 1221-1241.
13. Стрижков С.А., Понятовская В.И. Рассеяние упругих волн на трещинах, случайно распределенных в трехмерной среде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. N 8. С. 72-77.
14. Thouvenot F. Frequency dependence of the quality factor in the upper crust: a deep seismic sounding approach // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1983. Vol. 73, N 2. P. 427-447.
15. Лукк А.А., Юнга С.Л. Пространственно-временные проявления сейсмотектонической деформации Гармского района // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С. 52-62.
16. Мартынов В.Г. Свойства спектров S-волн слабых землетрясений (к возможности их использования в сейсмическом прогнозе): Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1981. 174 с.
17. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 144 с.
18. Бугаевский А.Г. Физические причины азимутальной сейсмической анизотропии недр Земли: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1986. 20 с.

А. А. Лукк

АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ПАРАМЕТРОВ РЕКОНСТРУИРУЕМОГО  
НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ГАРМСКОГО РАЙОНА

## Введение

Слежение во времени за поведением различных геофизических параметров осуществляется на многих полигонах мира в целях поиска надежных предвестников сильных землетрясений. Хотя проблема прогноза землетрясений по-прежнему далека от своего решения, тем не менее в результате слежения накоплен ряд наблюдений существенных отклонений значений самых различных геофизических параметров от их долговременных средних оценок. В силу существующей неопределенности наших знаний о виде функциональной зависимости между временем появления предполагаемых предвестников в геофизических полях и моментом (а также энергией) возникновения предваряемого ими сильного землетрясения удается в ряде случаев поставить в соответствие наблюдаемой значимой вариации геофизического параметра какое-либо относительно сильное землетрясение, имевшее место на разумно допустимом расстоянии от пункта наблюдения этой вариации. Это, правда, не позволяет утверждать, что во всех таких случаях действительно имела место причинно-следственная связь между сопоставляемыми явлениями, поскольку мы до сих пор практически ничего не знаем с достоверностью о самой природе возникновения вариаций в наблюдаемых геофизических полях.

Вместе с тем весь опыт исследования достоверных случаев изменений во времени значений различных геофизических параметров показал, что в конечном итоге за всеми этими изменениями, в той или иной мере характеризующими локальные вариации свойств материала земной коры, как правило, кроются изменения напряженно-деформированного состояния (НДС) материала коры. Правда, существование такой связи обосновывалось преимущественно на базе теоретических соображений или лабораторных экспериментов по разрушению материалов [1-3 и др.], а зачастую и просто постулировалось при попытках описания на физическом уровне возможной природы наблюдаемых вариаций [4,5 и др.]. Но в ряде случаев имелись и непосредственные тому подтверждения в натуре через прямые инструментальные измерения значимых вариаций в ходе деформации и наклонов земной поверхности [6-11], напряжений и деформаций в скважинах [12-15], параметров совокупностей

механизмов очагов слабых землетрясений [16,17]. Тем самым роль изучения вариаций во времени параметров НДС для целей выяснения природы наблюдаемой динамики сейсмотектонического процесса и, как частного случая, возможных причин возникновения сильных землетрясений оказывается достаточно велика.

Обычно предполагается, что в динамике сейсмотектонического процесса значительное место занимают природные явления, в той или иной степени связанные с "подготовкой" разрушительных землетрясений. Тому, вроде бы, есть основания, поскольку для возникновения таких землетрясений должны быть подготовлены определенные условия в среде, отличающиеся в какой-то мере от долговременных средних. Так, помимо прочих условий, с несомненностью должен быть достигнут достаточно высокий уровень концентрации напряжений как в непосредственной окрестности будущего сильного сейсмического события - в "зоне очага" так и, возможно, в существенно большем объеме среды - в "зоне подготовки" этого события. Не исключено, что на отдельных стадиях процесс концентрации напряжений будет сопровождаться определенными изменениями в направленности деформирования среды как непосредственно в зоне будущего очага, так и в зоне его "подготовки", а эта величина уже вполне может стать доступной измерению инструментальными способами через наблюдения совокупностей фокальных механизмов слабых землетрясений. Эту возможность мы учитываем при проведении долговременных наблюдений за фокальными механизмами землетрясений Гармского района.

Изменения направленности деформирования среды могут происходить и вне связи с моментами сильных сейсмических событий, и быть присущи самой природе процесса деформирования реальной среды. Поэтому анализ структуры временных рядов параметров НДС представляет и самостоятельный интерес вне зависимости от поиска причинно-следственной связи между наблюдаемыми вариациями значений этих параметров и моментами возникновения сильных землетрясений. Не исключая последнюю полностью из рассмотрения, мы тем не менее в настоящей статье основное внимание уделили установлению самого факта существования вариаций значений различных параметров НДС земной коры Гармского района, восстанавливаемого по совокупностям фокальных механизмов многочисленных слабых землетрясений, а также поискам путей для объяснения самой возможности их возникновения.

#### Смысл используемых характеристик реконструируемого напряженно-деформированного состояния

Методические основы реконструкции НДС сейсмогенных объемов земной коры (литосферы) по совокупностям фокальных механизмов многочисленных слабых землетрясений разработаны С. Л. Юнгой и достаточно подробно описаны им в серии работ, неполный список которых приведен

в статье [18]. В этой статье вкратце повторяется описание основных элементов такой реконструкции НДС, что позволяет обойтись без подробного разбора этих положений. Напомним лишь смысл используемых в дальнейшем характеристик НДС.

Реконструкция НДС складывается из восстановленных сейсмоструктурной деформации (СТД) и сейсмоструктурного напряжения (СТН). В обоих случаях оценивается тензорная направленность реконструируемых деформаций и напряжений, а их интенсивность пока не рассматривается.

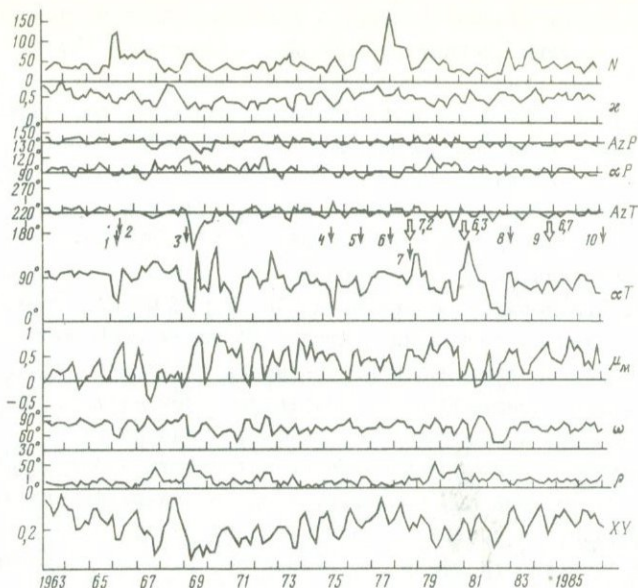
Направленность СТД описывается средним механизмом, представляющим собой нормированную матричную сумму всех индивидуальных механизмов землетрясений, составляющих рассматриваемую совокупную выборку. Средний механизм характеризуется следующими параметрами: величиной  $\kappa$  ( $0 \leq \kappa \leq 1$ ), отражающей степень соответствия среднего механизма полной совокупности индивидуальных механизмов; коэффициентом Лодэ-Надаи  $\mu_M$  ( $-1 \leq \mu_M \leq 1$ ), описывающим вид деформированного состояния (от одноосного растяжения при  $\mu_M = -1$  до одноосного сжатия при  $\mu_M = 1$ ); ориентацией (азимутом -  $A_z$  и углом наклона с вертикалью -  $\alpha$ ) двух главных осей среднего механизма - сжатия ( $P$ ) и растяжения ( $T$ ).

Направленность СТН описывается следующими параметрами: углом вида обобщенно-плоской части СТН  $\omega$  ( $0 \leq \omega \leq \pi$ ); азимутом горизонтальной оси этой части СТН (в нашем случае это ось сжатия  $P$ ); углом  $\rho$  ( $0 \leq \rho \leq \pi/2$ ), характеризующим соотношение между обобщенно-плоской и перерезывающей частями СТН (при  $\rho = 90^\circ$  СТН полностью описывается срезом, при  $\rho = 0^\circ$  СТН однозначно описывается обобщенно-плоским напряженным состоянием).

#### Временные ряды значений параметров НДС земной коры Гармского района

Изучение вариаций во времени значений параметров реконструируемого НДС проводилось для центральной части Гармского района, представленной центральной частью хр. Петра Первого. Эта область выделена в [18] как одна из наиболее внутренне однородных по долговременному НДС областей в пределах Гармского района (участки 3п, 4п и северная часть участка 5п на рис. 3 из [18]). Согласно [18], по всей площади этой области отмечалось одинаковое долговременное НДС типа сдвига-сжатия при оценках НДС в пределах скользящей элементарной ячейки осреднения исходных данных и очень устойчивая ориентация практически горизонтальной оси сжатия  $P$  в азимуте около  $130^\circ$  с максимально наблюдаемыми отклонениями от этого азимута не более  $\pm 5^\circ$ .

Расчеты параметров НДС как и в [18] осуществлялись для интервала сейсмогенных глубин 0-15 км за период 1963-1986 гг. Ширина временного окна осреднения исходных данных принималась равной четырем месяцам, а сдвиг во времени - одному месяцу. Разреженные через один отсчет результаты этих расчетов приведены на рис. 1. Кроме описанных



Р и с. 1. Временные ряды значений параметров НДС для внутренне однородной по долговременным оценкам области в центральной части Гармского района

выше параметров, здесь  $N$  - временной ряд чисел фокальных механизмов в каждой пространственно-временной выборке,  $XU$  - временной ряд нормированных на число  $N$  и на показатель  $\kappa$  значений одной из компонент первичных матриц средних механизмов. Напомним, что в нашем случае компонента  $XU$  соответствовала направлению север-юг,  $YU$  - восток-запад.

Отметим, во-первых, что статистика индивидуальных механизмов землетрясений при построении временных рядов значений параметров НДС была достаточно высокой и не опускалась ниже 20 событий, превышая в ряде случаев 80 события, о чем свидетельствует временной ряд чисел  $N$  (рис.1). Тем самым все проведенные оценки можно считать вполне статистически значимыми.

Теперь о поведении во времени отдельных параметров НДС. Одной из наиболее устойчивых во времени характеристик является ориентация близгоризонтальной оси сжатия  $P$ . Вариации азимута оси  $P$  на рис.1 практически не выходят за коридор  $\pm 10^\circ$  от долговременной оценки его среднего значения примерно в  $130^\circ$ . Угол наклона оси  $P$  несколько более вариабельная величина, но лишь в единичных случаях отклонения от горизонта оси  $P$  достигали  $30^\circ$ . В этой же связи следует отметить, что на рис.1 не приведен временной ряд для азимута горизонтальной оси сжатия обобщенно-плоской части напряженного состояния, в силу того что этот ряд практически представлен прямой линией, параллель-

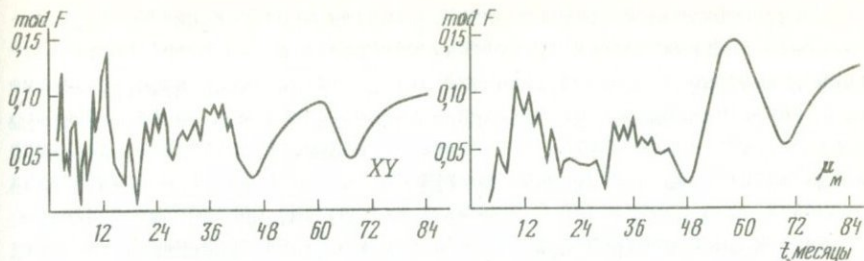
ной оси времени. Таким образом, в качестве одной из наиболее устойчивых во времени характеристик НДС центральной части Гармского района следует указать горизонтальное сжатие в азимуте  $\sim 130^\circ$ .

Устойчивость этой характеристики, в свою очередь, определила несущественную роль перерезывающей составляющей в реконструируемом напряженном состоянии, чему свидетельством преимущественно малые значения угла  $\rho$  на рис. 1. Лишь в четырех случаях в 1967, 1969, 1979 и 1980 гг. единичные оценки значений угла  $\rho$  превышали  $30^\circ$  (в соответствии с вариациями угла наклона  $\alpha^P$ ), когда становится заметной роль перерезывающей составляющей СТН. В целом роль этой составляющей в напряженном состоянии центральной части Гармского района оказывается пренебрежимо малой по сравнению с субгоризонтальным сжатием. Остальные параметры НДС оказываются более вариабельными во времени, о чем свидетельствуют их временные ряды на рис. 1.

Формальные статистические оценки значимости наблюдаемых вариаций значений параметров НДС оказываются здесь затруднительными в силу неразработанности аппарата статистических оценок совокупностей значений на поверхности сферы. Косвенные соображения позволяют отнести крайние значения для большинства временных рядов параметров НДС на рис. 1 к значимым отклонениям от долговременных средних оценок. Мы склонны утверждать, таким образом, что для большинства из рассматриваемых на рис. 1 параметров НДС отмечается существование значимых вариаций их величин, которые не могут быть отнесены к погрешностям вычислений за счет неравнозначности случайного разброса в ориентации и типе индивидуальных механизмов в различных временных выборках.

Надо заметить, что, кроме эпизодических вариаций, аналогичных четверем указанным для параметров  $\rho$  и  $\alpha^P$ , вариации остальных параметров НДС имеют сложную колебательную структуру, в которой визуально просматривается наличие регулярных компонент. В связи с этим интересно рассмотреть спектральные свойства временных рядов вариабельных параметров НДС. Для этого были рассчитаны спектры временных рядов компоненты  $XU$  матрицы среднего механизма и коэффициента Лодена-Надаи  $\mu_M$ . Расчет спектров осуществлялся по программе, составленной В. И. Журавлевым и О. Н. Галагановым, использовавших ее для расчетов спектров длинных временных реализаций ряда геофизических параметров в приложении к Гармскому району [8,10]. На рис. 2 приведены результаты расчетов спектров для двух указанных временных рядов параметров НДС.

Спектры довольно похожи между собой, хотя и имеются отдельные индивидуальные особенности. Одинаково хорошо на обоих спектрах выделяется отчетливый максимум на периоде  $12 \pm 3$  месяцев. В случае спектра компоненты  $XU$  это основной максимум, заведомо превышающий величину разброса, задаваемого 70%-ным доверительным интервалом.



Р и с. 2. Спектральные характеристики временных рядов значений параметра  $\mu_m$  и компоненты XY матрицы среднего механизма, приведенных на рис. 1

Общими для обоих спектров являются также максимумы на периодах 36 и 60 месяцев. Кроме того, на спектре компоненты XY выделяются достаточно уверенно еще два дополнительных максимума на периодах 6 и 24 месяца. Наличие хорошо выраженных максимумов на обсуждаемых спектрах свидетельствует в пользу существования регулярных гармоник во временных рядах соответствующих параметров НДС. Подобный вывод, по-видимому, в какой-то мере возможно распространить и на остальные переменные параметры НДС, утверждая тем самым существенную роль регулярных гармоник в порождении колебательной структуры временных рядов широкого набора параметров НДС земной коры центральной части Гармского района.

#### Взаимный анализ временных вариаций значений параметров НДС и моментов возникновения сильных землетрясений

Понимая в свете изложенного сложность решения задачи выделения полезного прогнозного сигнала в многообразии вариаций значений на временных рядах параметров НДС, рассмотрим положение моментов возникновения относительно сильных землетрясений в Гармском районе во временной структуре этих вариаций. Моменты для землетрясений с  $M=5-5,5$  нанесены в виде маленьких черных стрелок на рис. 1. Три сильнейших землетрясения с  $M=6,3 \div 7,2$ , имевших место на восточной окраине Гармского района (Джиргатаальское, 1984 г.) и далее к востоку в Алайской долине (в 1978 и 1981 гг.), помечены на рис. 1 большими белыми стрелками. Большинству сильных землетрясений, в том числе и двум сильнейшим из них - 1978 и 1984 гг., трудно поставить в соответствие заметно выраженную вариацию какого-либо параметра НДС, предваряющую момент возникновения землетрясения. Подобное соответствие при определенном желании можно увидеть лишь в случае трех землетрясений 1969, 1981 и 1983 гг.

В первом случае сильное землетрясение "предварялось" примерно в течение года пониженными значениями коэффициента  $\mu_m$ , повышенными значениями коэффициента  $\kappa$ , заметным повышением значений компоненты XY. Во втором случае в течение предшествовавшего года отмечались

повышенные значения коэффициента  $\mu_M$ , заметные отклонения от горизонта обеих главных осей (в особенности растяжения  $T$ ) и, соответственно, заметные повышения значений угла  $\rho$ , характеризующие повышение роли перерезывающей составляющей в реконструируемом напряженном состоянии. В третьем случае в течение предшествующего года величина коэффициента  $\mu_M$  постепенно растет от 0 до больших положительных значений, ось растяжения  $T$  занимает устойчивое близвертикальное положение и соответственно угол вида обобщенно-плоской части СТН принимает близкие к  $30^\circ$  значения, что соответствует чисто надвиговому типу напряженного состояния. Но даже если отбросить возможную случайность в появлении обсуждаемых вариаций параметров НДС перед моментами этих трех сильных землетрясений, все равно окажется затруднительным вынести отсюда какие-либо прогнозные рекомендации, так как характер наблюдаемых изменений параметров НДС оказался различным в каждом из рассмотренных случаев.

Эта неопределенность прогнозных рекомендаций может быть усилена привлечением к рассмотрению заметно выраженной вариации значений для ряда параметров НДС, отмечавшейся в 1971 г., при отсутствии близко расположенного во времени от этой вариации сколько-нибудь сильного землетрясения. Близвертикальная ориентация оси растяжения  $T$  в начале 1971 г. сменилась к концу года на близгоризонтальную ее ориентацию при устойчиво горизонтальной оси сжатия  $P$ . Значения коэффициента  $\mu_M$  меняются в течение года от больших положительных до слабо отрицательных величин. Вид обобщенно-плоской части СТН изменяется плавно в течение года от надвига-сжатия ( $\omega=40-50^\circ$ ) до чистого сдвига ( $\omega=90^\circ$ ).

Подобного же плана изменения значений соответствующих параметров НДС наблюдались в течение 1981 г., в начале которого произошло одно из сильнейших землетрясений с  $M=6,3$ .

Таким образом, наблюдается практически полный набор всех возможных соотношений между наличием или отсутствием вариации значений какого-либо параметра НДС и возникновением или отсутствием сильного землетрясения в ближайшей временной окрестности этой вариации, не говоря уже об отмечавшихся выше различиях в поведении значений одного и того же параметра перед разными землетрясениями. По-видимому, следует признать если не полное отсутствие каких-либо связей между вариациями значений параметров НДС и моментами последующих сильных землетрясений, то во всяком случае большую неопределенность этих связей. И вряд ли стоит надеяться, что простое применение пусть даже самых мощных математических способов к спектрально-временному анализу временных реализаций различных параметров НДС сможет способствовать сужению области этой неопределенности. В этом смысле наблюдаемые вариации во времени значений параметров НДС не имеют на сегодняшний день прямой прогностической ценности.

Возможная обусловленность вариаций НДС попеременной активизацией различных систем "сейсмической трещиноватости"

Обсуждаемые вариации НДС можно пытаться интерпретировать в терминах изменений в кинетике тектонического деформирования, исходя из развиваемых в [19-21] представлений о существовании в сейсмогенном слое земной коры двух различно ориентированных парных взаимно ортогональных систем сейсмической трещиноватости и о возможности преобладающей реализации одной из них в различные моменты времени [19].

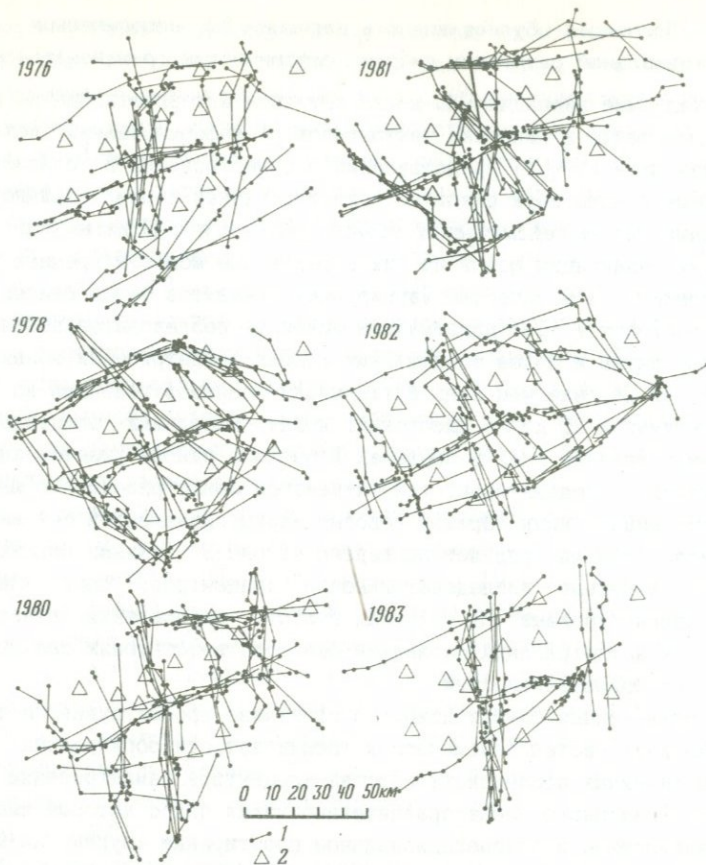
Напомним, что в качестве маркирующих элементов сетки сейсмической трещиноватости в [19] принимались линейные последовательности, образованные пятью и более эпицентрами слабых землетрясений, возникающих с частотой не реже чем одни сутки между последовательными во времени событиями и 25 км по расстоянию между соседними эпицентрами. В среднем в течение года в пределах Гармского района удается выделять ~ 40 таких последовательностей эпицентров землетрясений ( $M \geq 1$ ).

Построенные таким образом годовые карты линеаментов сейсмической трещиноватости за ряд лет приведены на рис. 3. Линиями показаны отдельные линейные последовательности эпицентров, сами эпицентры представлены точками. На участках густого пересечения линеаментов эпицентры землетрясений оставлены без соответствующих связей в линейных последовательностях.

На приведенных схемах довольно отчетливо просматривается существование двух систем сейсмической трещиноватости, образованных стягиванием линейных последовательностей эпицентров землетрясений в пределы ограниченного числа сравнительно узких полос, которые имеют либо близширотное и близмеридиональное простирание (будем называть в дальнейшем эту систему сейсмической трещиноватостью ортогональной), либо северо-западное - юго-восточное и северо-восточное - юго-западное простирание (в дальнейшем эту систему будем называть диагональной).

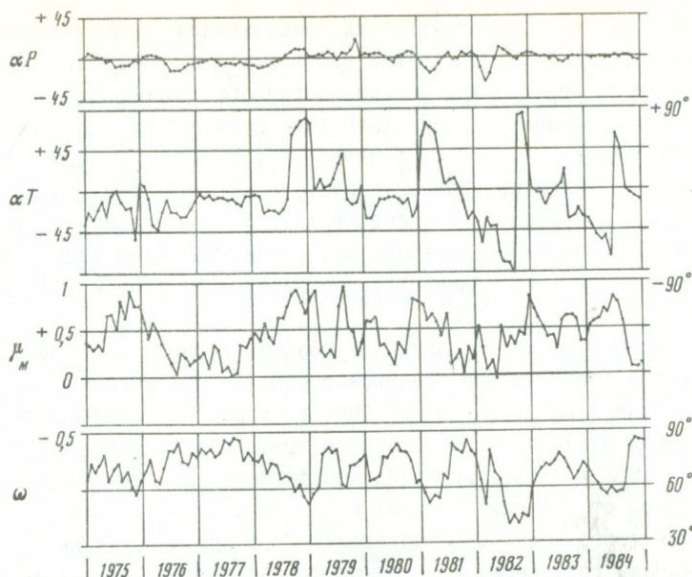
В отдельные годы наблюдается явное преобладание линеаментов, принадлежащих к той или иной системе трещиноватости. Так, в 1976, 1980 и 1983 гг. наиболее отчетливо проявлялась ортогональная система трещиноватости, а в 1978 и 1982 гг. более выражена диагональная. В то же время в 1981 г. сумели одинаково хорошо проявиться обе обсуждаемые системы.

Полагая, что рисунок активизированной на данный момент времени системы трещиноватости в какой-то мере служит отображением кинетики тектонического деформирования на этом отрезке времени, попробуем выяснить возможность существования определенного соответствия между рисунком сейсмической трещиноватости и видом НДС. Для такого сопоставления привлечем временные ряды наиболее информативных параметров НДС всего Гармского района в целом, рассчитанные таким же образом, как и для хр. Петра Первого, и приведенные на рис. 4.



Р и с. 3. Годовые карты линейных последовательностей эпицентров землетрясений, связанных в пространстве и времени  
 1 - линейные последовательности; 2 - сейсмические станции

Из сопоставления рис. 3 и 4 можно усмотреть, что именно в 1976, 1980 и 1983 гг., когда наиболее ярко проявлялась ортогональная система трещиноватости, наблюдались пониженные значения коэффициента  $\mu_M$  при близгоризонтальной ориентации оси растяжения  $T$ . Напомним, что ось сжатия  $P$  в Гармском районе в целом всегда близка к горизонтальному положению (рис. 4). Подобное соотношение наклонов осей  $P$  и  $T$  при близости к нулю значений коэффициента  $\mu_M$  отвечает сдвиговому деформированию. Близким к сдвиговому оказывается в эти годы и обобщенно-плоское напряженное состояние, о чем свидетельствует близость значений угла  $\omega$  к  $90^\circ$ . Стало быть, в момент активизации ортогональной системы трещиноватости в условиях постоянно действующего горизонтального сжатия в азимуте около  $130^\circ$  деформирование района осуществляется преимущественно путем левостороннего сдвига по тектони-



Р и с. 4. Временные ряды наиболее переменных параметров НДС для всего Гармского района

ческим трещинам близширотного простирания и правостороннего по тектоническим трещинам близмеридионального простирания.

Указанные направления сдвигов подтверждаются наблюдениями сдвиговых механизмов очагов при конкретных землетрясениях, поскольку в подавляющем большинстве случаев отмечается правая направленность подвижки на площадках близмеридионального простирания и левая подвижка на площадках близширотного простирания, при этом наблюдается концентрация землетрясений со сдвиговым типом механизма очага в пределах выделяемых на рис. 3 сравнительно узких полос близширотного и близмеридионального простирания. Левая направленность сдвигов в близширотно ориентированных линеах сейсмической трещиноватости подтверждается также и геодезическими наблюдениями, показывающими существование заметной составляющей перемещения в западном направлении ряда геодезических реперов, расположенных в западном окончании простиравшегося в широтном направлении хр. Петра Первого, по отношению к опорному реперу в северной части Гармского района [22].

В 1978 и 1982 гг., когда активизировалась трещиноватость диагонального простирания, резко возрос коэффициент  $\mu_M$  от примерно нулевых значений в начале года до близких к 1 в конце года. При этом в том и другом случаях к концу года ось растяжения  $T$  занимала устойчивое близвертикальное положение. Напряженное состояние в течение того и другого года плавно менялось от сдвигосжатия до надвигосжатия, что отражено на рис. 4 в виде плавного уменьшения значений угла  $\omega$ . Представляется наиболее вероятным, что активизация диаго-

нальной трещиноватости в условиях преобладания горизонтального сжатия в азимуте около  $130^\circ$  должна проявляться в развитии надвиговых деформаций по линеаментам северо-восточного - юго-западного простирания и сопряженных с ними сдвиговых перемещений по линеаментам северо-западного - юго-восточного простирания. Причем, судя по рис. 4, роль надвигов должна возрастать к концу обоих рассматриваемых годовых интервалов. Это подтверждается увеличением относительного числа наблюдаемых линейных последовательностей эпицентров северо-восточного - юго-западного простирания во второй половине 1978 и 1982 гг.

Интересно обсудить с таких же позиций совместное существование линеаментов обеих систем трещиноватости, наблюдавшееся в 1981 г. В соответствии с рис. 4 в течение 1981 г. характер изменений всех трех обсуждаемых параметров НДС оказался прямо противоположным таковому в 1978 и 1982 гг. Так, величина коэффициента  $\mu_M$  не возростала, а уменьшалась от значений близких к 1 в начале 1981 г. до близких к 0 в конце этого года. Ось растяжения  $T$  от близвертикального положения в начале года перешла к близгоризонтальному положению в конце года, в противовес противоположному направлению изменений ее положения в 1978 и 1982 гг. Противоположная тенденция отмечалась также в изменениях напряженного состояния в 1981 г.: в течение года оно менялось от надвигосжатия до сдвига. Наблюдаемым изменениям параметров НДС в 1981 г. вполне соответствовало преобладание диагональной системы трещиноватости в первой половине этого года и заметно выраженная активизация ортогональной системы трещиноватости во второй половине года. Если в первой половине 1981 г. диагональная система трещиноватости соответствовала развитию надвигов и сопряженных с ними сдвигов в соответствии с описанной выше картиной деформирования в 1978 и 1982 гг., то во второй половине 1981 г. в деформировании Гармского района стала преобладать сдвиговая деформация по близмеридиональным и близширотным линеаментам ортогональной системы трещиноватости.

Таким образом, с определенной степенью достоверности можно считать установленной связь между вариациями во времени значений параметров НДС и проявлениями в пространственной структуре сейсмичности различно ориентированных систем линейных последовательностей эпицентров землетрясений, выделяемых по определенным критериям близости между ними в пространстве и времени и предположительно маркирующих ту или иную упорядоченную систему трещиноватости. Попеременная активизация этих систем трещиноватости, скорее всего, отражает вполне определенные изменения в кинетике сейсмотектонического процесса.

Таким образом, и временные ряды значений параметров НДС, и изменения в реализации той или иной системы сейсмической трещиноватости в пространственной структуре сейсмичности обладают хорошо выраженной колебательной структурой, в которой просматривается определенная регулярность, особенно заметная на спектрах временных рядов параметров НДС.

Следует заметить, что опыт изучения различных геофизических полей показывает, что временные реализации практически любых геофизических параметров при достаточно высокой точности измерения их значений и при достаточной длине реализаций также имеют хорошо выраженную колебательную структуру. В приложении к Гармскому району это достаточно убедительно показано в работах [8-10,16,17,23,24].

Отсюда напрашивается вывод о вполне определенной взаимообусловленности вариаций значений большинства геофизических параметров колебательным режимом НДС материала Земли. Этот вывод, казалось бы, можно было распространить и на динамику развития сейсмического процесса, достаточно подробно изученную для Гармского района, где удалось показать наличие ряда регулярных гармоник в вариациях во времени чисел слабых землетрясений [25-27]. Но такой вывод был бы слишком поспешным. По-видимому, имеется гораздо больше оснований для другого утверждения более общего свойства, а именно: колебательная структура присуща самой природе геофизических процессов, протекающих в Земле, и порождена целым набором причин регионального и глобального плана, обуславливающих в той или иной степени наблюдаемые вариации значений геофизических полей. Поэтому выяснение природы этих причин должно составлять одну из фундаментальных задач геофизики.

В этом смысле представляет определенный интерес дальнейшее более глубокое изучение поднятого здесь вопроса о возможной взаимообусловленности НДС и структуры сейсмической трещиноватости. Трудно сказать, что здесь причина, а что следствие, так же как и в случае обычной трещиноватости горных пород и вида их НДС. Возможно, что это лишь разные стороны проявления действия какой-то третьей причины (или совокупностей причин) более общего свойства. Но в любом случае приведенный экспериментальный материал позволяет принять за основу дальнейших исследований предположение, что в наблюдаемой попеременной активизации различных систем сейсмической трещиноватости отражаются определенные изменения в кинетике сеймотектонического процесса, которые, в свою очередь, оказываются доступными наблюдению через реконструкцию локальных НДС по совокупностям механизмов очагов многочисленных слабых землетрясений.

В настоящее время трудно указать первопричины обсуждаемых здесь изменений. Таковыми могут быть энергетические соотношения, когда

деформирование материала коры под действием тектонических сил в различные моменты времени становится энергетически более выгодно осуществлять по той или иной системе трещиноватости. Но непосредственная причина изменения кинетики сейсмического процесса пока остается за рамками нашего понимания. Вместе с тем предлагаемая нами интерпретация наблюдаемых вариаций значений параметров НДС позволяет более обоснованно подойти к обсуждению самой возможности возникновения значимых изменений во времени в развитии сейсмотектонического процесса вне прямой связи с процессами подготовки сильных землетрясений.

И, наконец, хочется использовать приятную возможность поблагодарить В. И. Журавлева и О. Н. Галаганова за любезную помощь в расчетах спектров временных рядов параметров НДС.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Aggarwal Y.P., Sykes L.R., Armbruster J., Sbar M.L. Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes // *Nature*. 1973. Vol. 241, N 5385. P.101-104.
2. Sholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction; A physical basis // *Science*. 1973. Vol.181, N 4102. P.803-810.
3. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // *Физика очага землетрясения*. М.: Наука, 1975. С.6-29.
4. Гамбурцева Н.Г., Дараган С.К., Лукс Е.И. и др. Периодические изменения параметров сейсмических волн, излучаемых мощными источниками, и деформации литосферы // *Прогноз землетрясений*. Душанбе: Дониш, 1986. N 6. С.337-360.
5. Киссин И.Г. "Чувствительные зоны" земной коры и амплитуда аномалий-предвестников землетрясений // *ДАН СССР*. 1985. Т.281, N 2. С.304-307.
6. Bunnghum H., Risbo T., Hiortenberq E. Precise continuous monitoring of seismic velocity variations and their possible connection to solid earth tides // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 35. P. 5365-5373.
7. Savage J.C., Lisowski M. Strain accumulation in the Yakataga seismic gap, Southern Alaska // *J. Geophys. Res.* B. 1986. Vol.91, N B9. P. 9495-9506.
8. Нерсесов И.Л., Галаганов О.Н., Журавлев В.И. и др. Закономерности временных изменений некоторых геофизических полей // *ДАН СССР*. 1986. Т.286, N 1. С.77-79.
9. Нерсесов И.Л., Рулев Б.Г., Боканенко Л.И. и др. Сезонные вариации ряда сейсмологических и деформационных параметров на Гармском полигоне // *Там же*. 1985. Т.282, N 5. С.1086-1089.
10. Нерсесов И.Л., Журавлев В.И., Галаганов О.Н. и др. Особенности временных рядов полей деформации // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1988. N 3. С.34-40.
11. Невский М.В., Морозова Л.А., Старченко А.И., Безгодков В.А. Зависимость временных вариаций скоростей сейсмических волн от вариаций деформаций вследствие геодинамических процессов // *Проблемы нелинейной сейсмологии*. М.: Наука, 1987. С.203-214.
12. Sato H., Tatsukawa M., Ohkubo T. Anomalous tilt change preceding the eastern Yamanashi earthquake of August 8, 1983 // *J. Seismol. Soc. Jap.* 1984. Vol. 37, N 2. P. 197-205.
13. Hamada K., Ohtake M., Okada Y. et al. A high quality digital network for microearthquake and ground tilt observations in the Kanto-Takai area, Japan // *Earth Predict. Res.* 1985. Vol 3, N 3. P. 447-469.

14. Sakata S., Sato H. Borehole-type tiltmeter and three-component strainmeter for earthquake prediction // J. Phys. Earth. 1986. Vol. 34, N 2. P. 129-140.
15. Силаева О.И., Замахаев А.М. Пространственно-временные изменения скоростей и периодов ультразвуковых волн около Карасуйского надвига // Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1984. N 4. С. 339-350.
16. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Вариации во времени различных параметров сейсмотектонического процесса // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 3. С. 10-27.
17. Нерсесов И.Л., Рулев Б.Г. Динамика развития долговременных сейсмологических предвестников // Там же. 1986. N 1. С. 39-51.
18. Лукк А.А., Юнга С.Л. Основные свойства напряженно-деформированного состояния, восстанавливаемого по механизмам очагов землетрясений Гармского района // Наст. сб.
19. Лукк А.А. Пространственно-временные последовательности слабых землетрясений Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. N 2. С. 25-37.
20. Лукк А.А., Леонова В.Г. Трещиноватость земной коры Гармского района по статистике механизмов очагов слабых землетрясений // Там же. 1978. N 8. С. 33-45.
21. Лукк А.А. Сейсмическая трещиноватость, эрозивная сеть и напряженно-деформированное состояние Гармского района // Там же. 1980. N 3. С. 13-29.
22. Лукк А.А., Нерсесов И.Л., Певнев А.К., Юнга С.Л. Современные движения западной части хребта Петра Первого по геодезическим и сейсмологическим данным // Там же. N 5. С. 32-41.
23. Лукк А.А., Юнга С.Л. Сезонная периодичность ориентации механизмов очагов и количества слабых землетрясений Гармского района // ДАН СССР. 1979. Т. 246, N 1. С. 44-47.
24. Галаганов О.Н., Журавлев В.И., Боканенко Л.И., Передерин В.П. Комплекс программ линейного прогноза // Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1986. N 6. С. 236-241.
25. Журавлев В.И. Результаты спектрального анализа сейсмической активности Гармского района // Там же. Душанбе: Дониш, 1982. N 1. С. 409-423.
26. Журавлев В.И. Результаты корреляционного анализа сейсмической активности Гармского района // Там же. С. 424-437.
27. Журавлев В.И. Моделирование сейсмического режима уравнением авторегрессии // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С. 99-108.

УДК 550.034

О. И. Аптикаева

### ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРА ДОБРОТНОСТИ $Q$ В РАЙОНЕ ГАРМСКОГО ПОЛИГОНА

Кода землетрясений привлекает большое число сейсмологов - теоретиков и экспериментаторов - благодаря ее успешному применению в изучении как поглощающих и рассеивающих свойств литосферы, так и очаговых спектров землетрясений.

В данном случае мы обращаемся к изучению затухания коды для оценки параметра добротности  $Q$ , который характеризует поглощающие и рассеивающие свойства среды и описывается следующим выражением:

$$1/Q = 1/Q_l + 1/Q_s,$$

где  $Q_l$  - составляющая, обусловленная неупругим поглощением;  $Q_s$  - составляющая, обусловленная рассеиванием.

В ряде сделанных для больших районов работ, посвященных изучению пространственного распределения добротности, отмечается, что поглощающие свойства литосферы могут существенно различаться при переходе от одного района к другому [1-3] и что существует значительная разница в поглощающих свойствах тектонически стабильных и тектонически активных районов [4-8]. Вместе с тем в них выражается сомнение в отношении возможности детального изучения поглощающих свойств среды методом огибающих коды, так как этот метод является интегральным.

Несмотря на это, публикуется все больше работ, посвященных изучению региональных величин добротности по кода-волнам для различных районов Земли [4-9]. Их авторы располагают материалами, полученными плотной сетью цифровых станций, что позволяет исключить влияние на величину добротности таких факторов, как, например, частотный состав очагового излучения. Кроме пространственного распределения добротности, представляют интерес и временные вариации этого параметра, которые чаще всего изучаются с целью прогноза сильных землетрясений [10-16].

В статье предпринята попытка подобного изучения применительно к Гармскому району Таджикской ССР. В ней проводится анализ детального строения среды Гармского района на основе данных о добротности и других геофизических параметров, а также приводятся временные изменения параметра  $Q$ .

#### Система наблюдений и использованные материалы

Нами использованы материалы, записанные опорной сетью Гармского полигона КСЭ, который включает в себя 12 сейсмических станций, оснащенных наряду с прочей короткопериодной широкополосной аппаратурой СКМ с собственным периодом  $T=1,5$  с.

Сейсмические станции Гармского полигона образуют два профиля: северный, расположенный между Каратегинским хребтом и хр. Петра Первого, и южный, расположенный между хр. Петра Первого и Дарвазским хребтом. Размер изучаемого района составляет 80 км с севера на юг и 120 км с запада на восток. Расстояния между станциями 15-20 км. В работе использованы записи аппаратурой СКМ около 1000 землетрясений, происшедших в 1980-1987 гг., гипоцентры которых расположены не далее 15 км от одной из станций наблюдения и не глубже 10 км, а энергетический класс их не ниже 7,5.

Рассматривались только записи компоненты С-Ю, так как рекогносцировочная обработка огибающих разных компонент показала, что характер поведения значений добротности, полученных по огибающим разных компонент, примерно одинаков.

#### Методика исследований

Проведенные ранее работы по изучению огибающих коды [1] позволили сделать несколько важных выводов.

1) Огибающие коды состоят из нескольких подставляющих друг друга кривых, каждая из которых хорошо описывается выражением типа

$$A(t) + t^{-\nu} \exp(-\pi f t / Q),$$

где  $A(t)$  - амплитуда коды в окрестностях времени  $t$ ;  $Q$  - параметр добротности;  $f$  - частота;  $\nu$  - показатель расхождения.

2) Параметры  $Q$  и  $\nu$  закономерно меняются при переходе от одной ветви к другой.

3) Каждая ветвь формируется в определенном слое Земли.

При детальном изучении пространственного распределения поглощающих свойств среды методом огибающих коды необходимо свести объем, в котором формируется кода, до минимально возможного, но позволяющего располагать достаточным для статистической обработки количеством материала. В связи с этим рассматривались землетрясения, удаленные от станции не далее 15 км, время пробега фиктивной волны  $t_S - t_P$  не превышало 2,5 с, причем параметр  $Q$  рассчитывался по ближней ветви огибающей коды (во временном интервале от 20 до 80 с), которая формируется в верхней части разреза. Чтобы в некоторой степени избавиться от влияния на величину добротности фокальной глубины, мы ограничились землетрясениями, глубина фокуса которых не превышала 10 км.

Оценка добротности проводилась методом, описанным в [17]. При использовании записей широкополосной аппаратуры с целью определения добротности по огибающим коды следует помнить о зависимости  $Q$  от частоты. В нашем случае значения добротности определялись по ближней ветви огибающей коды, а поскольку, как показано в [1], частотная зависимость добротности при этом слабо выражена, мы сочли возможным ее пренебречь.

В качестве преобладающего периода использовался собственный период прибора. В связи с этим заметим, что мы будем иметь дело с параметром  $QTf$  ( $f$  - собственная частота сейсмометра), несколько отличным от добротности в широко известном смысле. Посмотрим, насколько величины этого параметра отличаются от величин добротности ветви  $b$ , приведенных в [1] для районов станций 3, 6, 11.

В табл. 1 показаны значения параметра  $QTf$ , средние внутри каждого годового интервала по всему рассматриваемому району, и точность их определения, а в табл. 2 - значения добротности  $Q$  ветви  $b$  из [1]. Очевидно, что значения того и другого параметра весьма близки. Это позволяет считать, что пренебрежение влиянием частоты очагового излучения на величину добротности в нашем случае не вносит значительной ошибки в определение параметра  $QTf$ , поэтому будем впредь называть его добротностью обозначив через  $Q$ .

При построении карт добротностей использовалась следующая процедура. Внутри каждого годового интервала выборка землетрясений разбивалась на три группы. Значения добротности, полученные по огибаю-

шим землетрясений первой группы, не выходили за пределы интервала, ограниченного сверху значением  $Q_{\text{МОД}} + \sigma$ , снизу  $Q_{\text{МОД}} - \sigma$  ( $Q_{\text{МОД}}$  - модальное значение параметра  $Q$ ,  $\sigma$  - среднее квадратическое его отклонение). Вторая и третья группа характеризовались величинами добротности меньшими  $Q_{\text{МОД}} - \sigma$  и большими  $Q_{\text{МОД}} + \sigma$  соответственно. Теоретические и экспериментальные работы, посвященные изучению коды, не дают пока ответа на вопрос, в каком по форме и величине объеме формируется кода. Мы знаем только, что этот процесс происходит между очагом и станцией. Поэтому в данной статье мы будем приписывать значение параметров добротности эпицентру землетрясения.

Т а б л и ц а 1. Значения  $QTf$

Год	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987
$QTf$	80	80	60	55	65	65	75	65
$\sigma$	18,0	13,4	16,9	17,8	13,5	10,2	11,6	10,0

Т а б л и ц а 2. Значения  $Q$

$F$ , Гц	0,14	0,28	0,63	1,25	2,5	5	10	18	27
$Q$ Ст. 3,6	110	70	46	50	42	-	-	-	-
Ст. 11	-	-	80	75	70	75	90	110	115

Составляющие коду волны, распространяясь от очага к станции, могут пересекать как высоко-, так и низкодобротные зоны. В этом случае интегральный параметр  $Q$  будет иметь некоторое среднее значение между низким и высоким значением. Такие случаи мы не рассматривали. Нас интересовали случаи, когда значения параметра добротности выходили за пределы интервала  $(Q_{\text{МОД}} + \sigma) - (Q_{\text{МОД}} - \sigma)$ , т.е. землетрясения, отнесенные ко второй и третьей группам.

### Пространственные изменения параметра $Q$

Прежде всего попытаемся ответить на вопрос, применим ли метод определения добротности по огибающим коды для детального изучения поглощающих свойств среды.

На рис. 1 показано пространственное распределение параметра  $Q$ . Очевидно, области с аномально высокими и аномально низкими значениями добротности пространственно разделены достаточно четко, что косвенным образом свидетельствует о возможности использования этого метода для детального изучения поглощающих и рассеивающих свойств среды.

Северная часть Гармского района характеризуется высокими значениями добротности, исключая узкую зону, проходящую с северо-запада

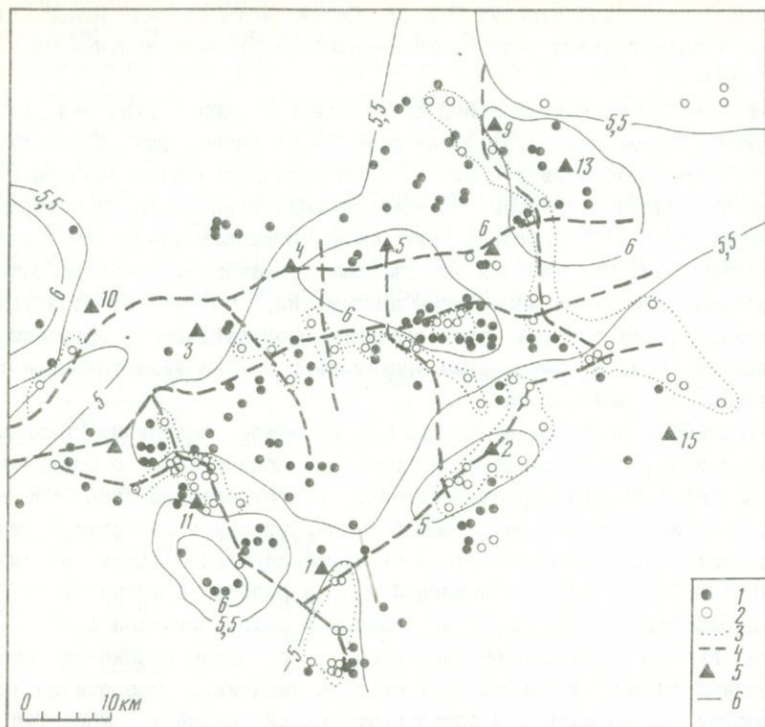
на юго-восток мимо станций 9 и 13. Южная часть района менее однородна и представлена чередованием низко- и высокочастотных зон малых размеров.

Интересно, насколько совпадает такое толкование строения района с существующими представлениями о его тектонике. Для исследования этого вопроса обратимся к рис. 1, где показаны основные разломы района, в том числе и границы блоков субмеридионального простирания, приведенные в [18], которые тоже можно интерпретировать как разломы. Видно, что практически все разломы отмечаются низкочастотными областями если не на всем своем протяжении, то на многочисленных участках. Таким образом, предложенный метод детального изучения поглощающих свойств среды можно применять в случае недостаточной изученности строения района.

Рассмотрим более подробно пространственное положение различных по величине добротности блоков (рис. 1) и сравним его с полученным Г. А. Попандопуло [18] пространственным распределением скоростей распространения прямых волн. Отметим их значительное сходство. Отчетливо выделяются высокочастотные (высокоскоростные) блоки в районе станций 6, 9, 13, между станциями 4 и 5; в районе станций 7 и 11; низкочастотные (низкоскоростные) блоки в районе станций 1 и 2. Области, включающие несколько небольших по размерам высоко- и низкочастотных блоков, соответствуют средним значениям скорости на карте скоростей. По-видимому, используемый метод расчета скоростей не позволяет выделять такие небольшие по размерам блоки.

Сравним, как согласуется структура наиболее сложного по строению района хр. Петра Первого, полученная по параметру добротности, с пространственным распределением угловых частот очаговых спектров и параметр  $\lg(A_{S, \text{ГРМ}}/A_{S, \text{ЧСЛ}})$ , который представляет собой логарифм отношения амплитуды S-волн одного и того же землетрясения, записанного станциями Гарм (ГРМ) и Чусал (ЧСЛ) (рис. 2). Карты двух последних параметров построены аналогично карте добротности по аномально высоким и аномально низким значениям параметров  $f_{0, \text{min}} < 3,5 \text{ Гц}$ ,  $f_{0, \text{max}} > 8,0 \text{ Гц}$ ,  $\lg(A_{S, \text{ГРМ}}/A_{S, \text{ЧСЛ}})_{\text{min}} < 0,2$ ,  $\lg(A_{S, \text{ГРМ}}/A_{S, \text{ЧСЛ}})_{\text{max}} > 0,7$ .

Такая методика построения карт пространственных распределений параметров, когда землетрясения, характеризующиеся средними значениями параметров, не рассматриваются, позволила получить хорошую сходимость независимых данных. На рис. 2 отчетливо видны участки с повышенными и пониженными значениями рассматриваемых параметров. Проведенные нами границы, оконтуривающие зоны пониженных и повышенных значений параметров, в некоторой степени условные, так как эти значения (кроме угловой частоты) нельзя, строго говоря, приписывать эпицентру землетрясения. В большинстве случаев наиболее сильные землетрясения приурочены к границам блоков, а механизм их возникно-



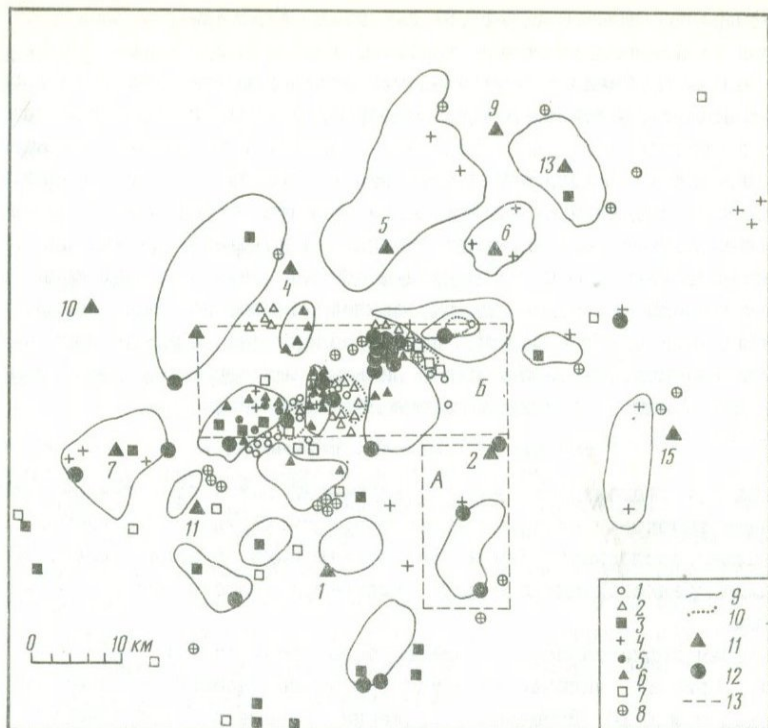
Р и с. 1. Карта пространственного распределения anomalно высоких и anomalно низких значений добротности  $Q$  за 1980-1987 гг. ( $h=0-10$  км)

1 - anomalно высокие значения  $Q \geq 100$ ; 2 - anomalно низкие значения  $Q \leq 35-65$ ; 3 - границы низкодобротных зон; 4 - разломы; 5 - станции Гармской сети и их номера; 6 - скорости Р-волн, км/с

вения можно представить как срыв барьеров при движении одного блока относительно другого.

На рис. 2 также показаны anomalно высокие и anomalно низкие значения параметров роистости и коэффициента интенсивности серий афтершоков землетрясений из [19]. Ее авторы связывают возрастание этих параметров с понижением прочности среды. Лабораторные данные по разрушению горных пород также показывают, что появление серий группирующихся упругих импульсов наиболее вероятно в менее прочных породах.

Относительно низкие значения этих параметров на севере Гармского района согласуются с данными о более высокой прочности пород. Пространственное распределение высокодобротных зон, которые мы интерпретируем как более прочные, совпадают с положением высокопрочных зон, выделенных по активности роев и коэффициенту интенсивности серий афтершоков землетрясений.



Р и с. 2. Карта сейсмического районирования Гармского полигона  
 1-4 - anomalно низкие значения  $f_0$  (1),  $A_{S,грм}/A_{S,чсл}$  (2), параметра роистости (3) и коэффициента интенсивности серий землетрясений (4); 5-8 - anomalно высокие значения тех же параметров; 9 - границы высокочастотных зон; 10 - границы форшоковых роев, предшествующих землетрясениям 26.02.83г. и 3.09.76г.; 11 - станции Гармской сети и их номера; 12 - эпицентры землетрясений с  $K>12$  за 1958-1987 гг.; 13 - границы зон: А - ст.2, Б - хр. Петра Первого

В работе [19] подчеркивается также, что сильные землетрясения тяготеют к зонам перехода от минимальных к максимальным плотностям сейсмического фона, что совпадает с выводом о приуроченности сильных событий к стыкам высоко- и низкочастотных зон, приведенным выше.

Итак, мы приходим к выводу о существовании в пространстве блоков с разными прочностными характеристиками, которые, как было показано, изменяются во времени, но не настолько, чтобы блоки переходили из одного качества в другое.

Как же согласуются полученные результаты с описанным в некоторых работах [20,21] формированием низкочастотных зон в районе эпицентра будущего сильного события? Наиболее яркий в этом смысле пример -

землетрясение 26.02.83г.,  $K=13,3$ . Ему предшествовали два низкочастотных роя западнее и восточнее главного толчка (рис.2), за 54 и 47 суток до него. Следует отметить, что эпицентры этих низкочастотных землетрясений расположены в низкодобротной зоне, которая граничит с высокодобротной. На стыке этих двух областей и расположен эпицентр главного толчка. Аналогичная ситуация наблюдалась и перед землетрясением 3.09.76г.,  $K=13,2$ . Афтершоковая область, с которой мы обычно связываем размеры очага землетрясения, захватывает как высоко-, так и низкодобротные блоки. К последним обычно приурочены низкочастотные рои, предшествующие сильному землетрясению, поэтому, не располагая данными об их пространственном положении, можно принять активизацию низкочастотных зон перед сильным землетрясением за формирование низкочастотной зоны в районе будущего очага.

### Временные изменения параметра $Q$

Анализ материала показал, что изучаемый район представлен чередованием высоко- и низкодобротных зон. Эта картина сохраняется относительно постоянной. Тем не менее, как было показано, имеют место вариации среднегодовых значений параметра добротности всего района в целом.

Выберем произвольно две смежные зоны: зону ст.2 и зону хр.Петра Первого (рис.2), включающие эпицентры землетрясений с энергетическим классом  $K>10$ . Временные вариации параметра добротности для этих зон приведены на рис.3. Несмотря на близость расположения зон, характер временных вариаций добротности для них сильно различается. Это свидетельствует о том, что, находясь в едином поле напряжений, даже близко расположенные зоны могут существовать автономно. На этом же рисунке стрелками обозначены моменты возникновения землетрясений с энергетическим классом выше 10, эпицентры которых расположены в каждой зоне. Нужно отметить две тенденции в изменениях параметра добротности в связи с возникновением сильных событий. Во-первых, каждое сильное событие отмечается ростом добротности перед ним и резким спадом после него. Во-вторых, первая тенденция имеет место только для сильных событий, происшедших, в той же зоне, где эти изменения наблюдаются.

Рассмотрим с этих позиций Иштионское землетрясение 25.12.1987г.,  $K=13,2$ . Обе отмеченные выше зоны расположены вблизи эпицентра землетрясения. Афтершоковый процесс землетрясения развивался в сторону ст.1. Логично было бы в качестве объекта изучения выбрать зону вокруг ст.2. Но временной ряд добротности, построенный для этой зоны (рис.3), не испытывает характерных изменений в предшествующий сильному событию период, зато они есть на временном ряде добротности из смежной зоны (хр.Петра Первого), в которой, как видно, и происходит накопление напряжений, вызывающее упрочение среды.

Итак, поиск предвестников по изменениям на временных рядах не только добротности, но и, по-видимому, других параметров в большей степени зависит от правильного выбора объекта изучения, а для этого нужно продолжить детальное изучение строения района всеми доступными методами.

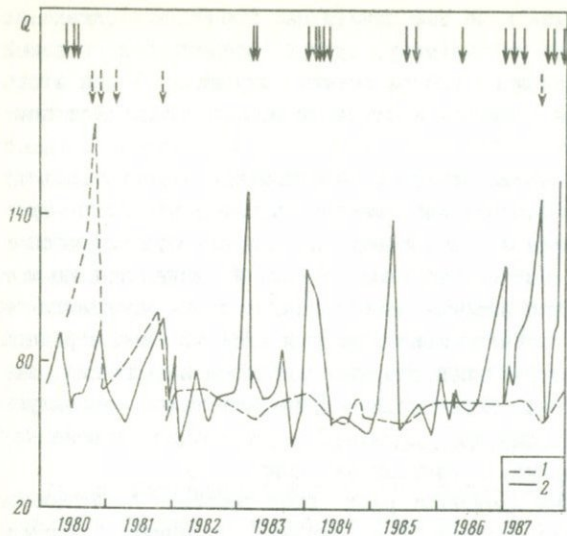
Несмотря на то, что сейсмологи не выработали еще единого взгляда на процесс подготовки землетрясений, многие считают, что это процесс накопления напряжений и концентрации их в месте будущего толчка. Высказывается также мысль, что блоки с низкой прочностью не могут накапливать достаточно высокие напряжения, которые послужили бы причиной возникновения сильного землетрясения [22]. В неоднородной среде основной несущей структурой, где накапливаются напряжения, являются высокопрочные блоки. Когда предел прочности такой структуры превышает, происходит сильное событие и несколько измененная структура начинает накапливать напряжения снова.

На рис. 4 приведены два временных ряда добротности, построенные для всех высоко- и низкодобротных зон района. Стрелками указаны времена возникновения событий с  $M_{12}$ , эпицентры которых приурочены к изучаемому району. Как видим, вариации добротности низкодобротных зон практически не выходят за пределы доверительного интервала (он показан пунктиром). Времена возникновения сильных событий по этой кривой выделить практически невозможно.

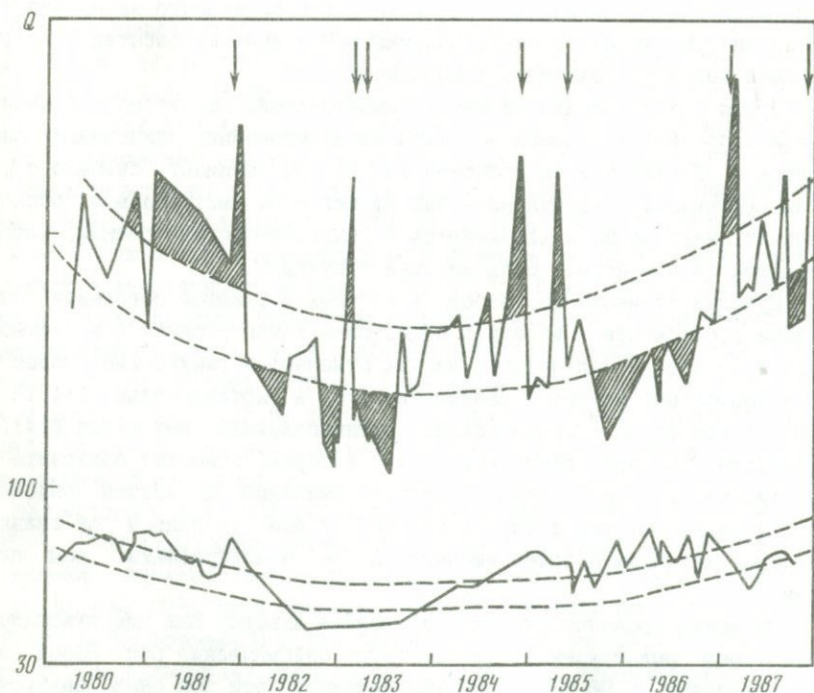
Время возникновения сильного землетрясения на втором временном ряде добротности однозначно отмечено повышенными значениями параметра  $Q$ . Увеличение же добротности, как мы понимаем, связано с ростом деформаций и накоплением напряжений в рассматриваемой области. Значит, напряжения накапливаются в высокодобротных блоках, которые в нашем случае играют роль несущей структуры.

Существует множество работ, в которых изучается поведение параметра добротности  $Q$  в период подготовки землетрясения и в афтершоковый период. В большинстве из них отмечается уменьшение параметра  $Q$  в форшоковый период и увеличение его в афтершоковый [11,12,15,16], в некоторых - диаметрально противоположный результат [14], а в работе [10] приведены результаты, которые помогают объяснить эти противоречия: после главного толчка значение  $Q$  вблизи эпицентра стали ниже, чем перед ним; в районе, более удаленном от главного толчка, величины  $Q$  более высокие после землетрясения, чем перед ним.

Мы можем проиллюстрировать последние выводы. Как уже отмечалось, некоторым землетрясениям предшествуют сейсмические рои. Перед землетрясениями 26.02.83 и 3.09.76 гг., например, эти рои были приурочены к низкодобротной области. Естественно, полученные по огибающим коды этих землетрясений значения добротности низкие, а большинство афтершоков приурочено к высокодобротной зоне, величины добротности



Р и с. 3. Временные ряды параметра добротности для двух смежных зон (см. рис. 2)  
 1 - зона ст. 2; 2 - зона хр. Петра Первого. Объяснения см. в тексте



Р и с. 4. Временные ряды параметра добротности для низко- и высокодобротных зон всего Гармского района

для этих землетрясений высокие. Низкие значения  $Q$ , полученные по огибающим коды форшоков, и высокие – афтершоков, в этом случае вовсе не свидетельствуют об увеличении затухания перед сильным землетрясением. Если же рассматривать поведение параметра добротности для той же зоны, к которой приурочены афтершоки, то здесь перед землетрясением параметр  $Q$  растет.

Как показано, параметр  $Q$  оказался весьма удачным прогностическим параметром и в случае изучения происходящих в мелких блоковых структурах изменений, связанных с возникновением относительно слабых землетрясений.

Все изложенное позволяет сделать несколько выводов.

1. Метод огибающих коды может успешно применяться для детального изучения пространственного распределения поглощающих свойств среды, если для этого ограничиться относительно небольшими объемами, в которых формируется кода.

2. С помощью этого метода в пределах Гармского полигона удалось выделить низко- и высокодобротные зоны, расположение которых не противоречит существующим представлениям о тектоническом строении рассматриваемого района и которые характеризуются соответственно низкими и высокими значениями некоторых других параметров.

3. Рассмотрение временных рядов параметра  $Q$  каждого из выделенных блоков свидетельствует об автономном их существовании.

4. Наиболее сильные землетрясения района приурочены к стыкам этих блоков. Учитывая это обстоятельство, можно представить механизм возникновения таких землетрясений как срыв барьера при взаимном перемещении блоков.

5. Время возникновения землетрясений отмечается на временных рядах добротности увеличением значения параметра  $Q$  до землетрясения и его резким снижением после него. Это позволяет считать параметр добротности перспективным прогностическим параметром в условиях Гармского полигона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Экспериментальные исследования сейсмической коды / Т.Г. Паутиан, В.И. Халтурин, М.С. Закиров и др. М.: Наука, 1981. 142 с.
2. Pulli Jay J. Attenuation of coda waves in New England // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. Vol. 74, N 4. P. 1149-1166.
3. Rovelli A. Seismic  $Q$  for the lithosphere of the Montenegro region (Yugoslavia): frequency, depth, and time windowing effects // Phys. Earth and Planet. Inter. 1984. Vol. 34, N 3. P. 159-172.
4. Canas J.A., Egozcue J.J., Pujades L., Perez J.A. Crustal coda- $Q$  in the Iberian Peninsula // Ann. Geophys. B. 1987. Vol. 5, N 6. P. 657-662.
5. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 23. P. 3322-3342.
6. Novelo-Casanova D.A., Berg E., Hsu V., Heisley C.E. Time-space variation of seismic S-wave coda attenuation ( $Q_c$ ) and magnitude distribution (b-values) for the Petatlan earthquake // Geophys. Res. Lett. 1985. Vol. 12, N 11. P. 789-792.

7. Taylor S.R., Bonner B.P., Zandt G. Attenuation and scattering of broadband P and S waves across North America // J. Geophys. Res. B. 1986. Vol. 91, N 7. P. 7309-7325.
8. Singh S., Herrmann R. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88, N B1. P. 527-538.
9. Sato H. Региональное изучение коды  $Q^{+1}$  в районе Канто-Токай, Япония // J. Seismol. Soc. Jap. 1983. Vol. 88. P. 527-538.
10. Peng J.Y., Aki K., Chouet B. et al. Temporal change of coda Q associated with the Round Valley, California earthquake of November 23, 1984 // J. Geophys. Res. B. 1987. Vol. 92, N 5. P. 3507-3526.
11. Ohtake M. Temporal change of  $Q_p$  in focal area of 1984 western Nagano, Japan, earthquake as derived from pulse width analysis // Ibid. N 6. P. 4846-4852.
12. Sato H. Temporal change in attenuation intensity before and after the Eastern Yamanashi earthquake of 1983 in Central Japan // Ibid. 1986. Vol. 91, N 2. P. 2049-2061.
13. Jin A. Duration of coda waves and the back-scattering coefficient // Proc. Symp. Seismol. in China. Peking, 1981. P. 283-285.
14. Qin J., Li N., Hu K. Исследование региональных величин добротности по кода-волнам афтершоков землетрясений в Люцзянь, провинция Юньнань, 1985 // Acta seismol. sin. 1987. Vol. 9, N 3. P. 239-252.
15. Гусев А.А., Лемзиков В.К. Аномалии характеристик кода-волн слабых землетрясений перед тремя сильными землетрясениями Курило-Камчатской зоны // Вулканология и сейсмология. 1984. N 4. С. 76-90.
16. Aki K. Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the quality factor of lithosphere by coda method // Earth Predict. Res. 1985. Vol. 3, N 3. P. 219-230.
17. Jin A., Aki K. Temporal variation of coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and Haicheng earthquake of 1975 // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N 5. P. 665-673.
18. Попандопуло Г.А. Детальное исследование пространственно-временных вариаций скоростных параметров и прогнозов землетрясений на примере Гармского полигона: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1984. 22 с.
19. Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М., Третьякова Н.В. Особенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 169-183.
20. Хайдаров М.С. Пространственно-временные вариации параметров очаговых спектров землетрясений Северного Тянь-Шаня // Комплексные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне. Алма-Ата, 1986. С. 57-86.
21. Хайдаров М.С. Очаговые спектры землетрясений Северного Тянь-Шаня // Актуальные проблемы геофизики: Материалы II Всесоюз. конф. молодых ученых, Звенигород, 22-26 апр. 1984. М., 1985. С. 58-86.
22. Mizuho I., Masakazu O. Seismicity and waveforms of the micro-earthquakes before and after the Shizuoka-Seibu earthquake, Central Japan // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. Vol. 74, N 2. P. 605-620.

О. И. Аптикаева, Г. А. Попандопуло

## ИЗУЧЕНИЕ ВАРИАЦИЙ СБРОШЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ ДЖИРГАТАЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1984 г.

Джиргатаальское землетрясение 1984 г. ( $M=6,4$ ) явилось очень интересным для сейсмологов объектом изучения в пределах Гармского полигона, во-первых, потому, что это самое сильное землетрясение за все время наблюдений (30 лет) в этом районе, во-вторых, в течение предшествующих ему десяти лет в КСЭ были получены временные ряды различных прогностических параметров, которые позволили оценить значимость предвестниковых аномалий Джиргатаальского события [1].

На самых продолжительных (1974-1986 гг.) временных рядах эффективных скоростей  $V_P$ ,  $V_S$  и их отношения  $V_P/V_S$  выделяется период 1981-1984 гг., который в [2] однозначно связывается с подготовкой Джиргатаальского землетрясения. Продолжительность периода подготовки этого землетрясения, оцененная по деформациям [3], составила 3,1 года, что согласуется с результатами [2].

В статье рассмотрено изменение напряженного состояния среды в области подготовки Джиргатаальского землетрясения в период (1980-1987 гг.) по временным рядам параметра сброшенных напряжений  $\Delta\sigma$  слабых землетрясений ( $K=7\div 9$ ) Гармского района.

Сброшенные напряжения, по мнению ряда исследователей (например, [4]), характеризуют прочностные свойства среды и могут изменяться при изменении тектонических напряжений. Изучение сброшенных напряжений показало существование некоторой их пространственной приуроченности [5] (вопрос о пространственном распределении  $\Delta\sigma$  в Гармском районе рассматривался в работе [6]), а также наличие временных вариаций этого параметра [5], которые в данной работе связываются с подготовкой сильного землетрясения. Таким образом на фоне среднего значения сброшенных напряжений, присущих данному району, имеют место временные вариации этого параметра, что может быть вызвано изменением тектонических напряжений. Поэтому нами будут рассматриваться не абсолютные величины сброшенных напряжений, а их отклонения от среднего значения  $\Delta\sigma$  в пределах нескольких локальных районов Гармского полигона.

## Методика обработки экспериментальных данных

В работе использованы записи землетрясений с  $K > 7$  тремя стационарными станциями Гармского полигона КСЭ, оснащенными частотно-избирательной аппаратурой ЧИСС, за период с 1980 по 1987 г. из трех локальных зон, которые будут описаны ниже.

Для оценки величин сброшенных напряжений ( $\Delta\sigma$ ) выбрана модификация методики, предложенная К. К. Запольским [7], которая заключается

в следующем. По ЧИСС-спектру, построенному по максимальным значениям амплитуд P- и S-волн на каждом канале записи аппаратурой ЧИСС,  $A_{P,S} = A(T)$  определялось значение характеристического периода длиннопериодного склона спектра на уровне  $0,5 A_{\max}$ , которое обозначили  $T_{2 P,S}$ . Сброшенное напряжение вычислялось по формуле

$$\lg(\Delta\sigma_{P,S}) = m_{PV} - \lg T_{2 P,S} + 1,45.$$

Среднее значение логарифма сброшенных напряжений имеет вид

$$[\lg(\Delta\sigma_{P,S})]_{cp} = m_{PV} \cdot (\lg T_{2 P,S})_{cp} + 1,45,$$

где  $(\lg T_{2 P,S})_{cp}$  получено по эмпирической зависимости

$$\lg T_{2 P,S} = f(m_{PV}).$$

Затем находили отклонение каждого индивидуального значения  $\lg(\Delta\sigma_{P,S})$  от среднего значения  $[\lg(\Delta\sigma_{P,S})]_{cp}$ , присущего данному району:

$$\Delta \lg(\Delta\sigma_{P,S}) = \lg(\Delta\sigma_{P,S}) - [\lg(\Delta\sigma_{P,S})]_{cp} = (\lg T_{2 P,S})_{cp} - \lg T_{2 P,S}.$$

Для уменьшения влияния направленности излучения находили среднее значение параметра  $\Delta \lg(\Delta\sigma)$ , полученное по P- и S-волнам:

$$\Delta \lg(\Delta\sigma) = [\Delta \lg(\Delta\sigma_P) + \Delta \lg(\Delta\sigma_S)] / 2.$$

Параметр  $\Delta \lg(\Delta\sigma)$  характеризует изменение напряженного состояния среды относительно некоторого среднего значения, присущего данному району.

#### Временные изменения сброшенных напряжений перед Джиргатальским землетрясением

Сброшенные напряжения  $\Delta\sigma$  - параметр, величину которого с равной степенью точности можно оценить для всего Гармского полигона, независимо от того, как расположен эпицентр землетрясения относительно Гармской сети станций. По временному ряду сброшенных напряжений можно проследить за изменениями напряженного состояния среды непосредственно в очаговой области и в зоне подготовки в целом.

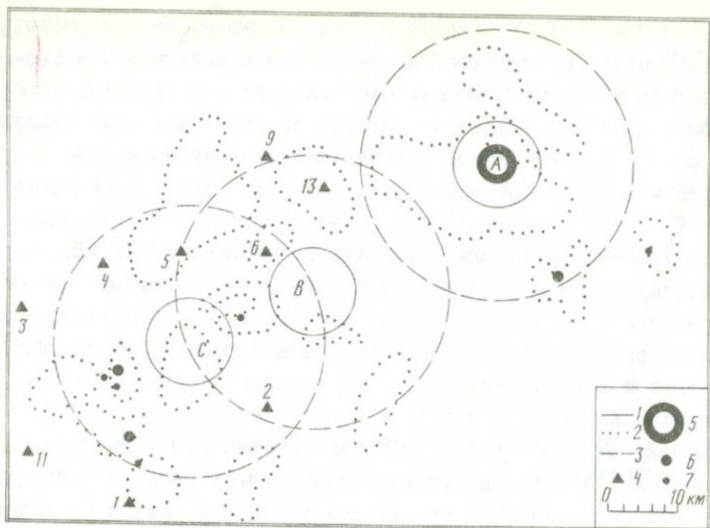
В результате изучения различных параметров в пределах Гармского района было установлено, что большинство из них не обладает плавной пространственной изменчивостью, а их пространственная структура имеет мозаичный характер [2,8]. Это, как показывают исследования [6], относится и к сброшенным напряжениям. Не вызывает сомнения, что наблюдения за временными вариациями любых параметров следует проводить в пределах некоторых локальных областей, характеризующихся однотипными изменениями параметров. В этой связи для изучения временных рядов сброшенных напряжений нами были выделены три зоны, каждая из которых представляет собой цилиндр радиусом 6 и высотой

10 км (А, В, С на рис. 1). Первая из них (А) приурочена к очаговой области Джиргатальского землетрясения и представлена в основном прочными высокодобротными породами (оценка величины параметра добротности  $Q$  была проделана одним из авторов по огибающим коды землетрясений, а его пространственное распределение показано на рис. 1); В - промежуточная зона, приуроченная к низкодобротному, разупрочненному району; С - зона максимальных предвестниковых аномалий эффективных скоростей перед Джиргатальским землетрясением 1984 г. [2], относится к высокодобротному блоку, к ней приурочены основные землетрясения Гармского района с  $K > 13$ . Выделение таких зон позволяет оценить, как сильно различаются вариации напряжений при переходе от одной зоны к другой и оказывает ли на них влияние пространственное положение каждой из зон относительно очага землетрясения.

Временные ряды сброшенных напряжений были получены путем осреднения значений  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  индивидуальных землетрясений с окном осреднения 1 мес. за 1976-1987 гг. Их фрагменты для каждой из выделенных зон в период подготовки Джиргатальского землетрясения показаны на рис. 2. Для каждой зоны над графиком стрелками указаны землетрясения с  $K \geq 10$ , происшедшие внутри соответствующей 15-километровой зоны. Стрелки внизу рис. 2 соответствуют землетрясениям  $K \geq 12$ , которые произошли за рассмотренный период внутри всего изучаемого района, показанного на рис. 1. Достоверность результатов оценивалась по дисперсии параметра  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  внутри продолжительных (1-1,5 года) временных интервалов, характеризующихся однотипными изменениями последнего. Например, в зоне С за период с марта 1983 по июль 1984 г. среднеквадратичное отклонение параметра  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  составило  $\pm 0,1$  при среднем его значении 0,19. Такого рода оценки, а также значительная продолжительность аномалии одного знака перед Джиргатальским землетрясением позволяют считать, что описываемые ниже вариации напряженного состояния в действительности имели место.

При наличии некоторой общей схожести характер поведения временных рядов сброшенных напряжений внутри каждой из зон существенно различен. Очаговая область в период подготовки Джиргатальского землетрясения 1981-1984 гг. характеризуется стабильно высоким уровнем напряжений (рис. 2). Такой уровень сохраняется в течение афтершоковой последовательности, затем несколько снижается, но к середине 1986 г. снова возрастает перед землетрясением  $K > 12$ , которое произошло в ее 15-километровой зоне. Затем напряжения становятся намного ниже средних, такой их уровень сохраняется в течение 1,5 лет. Характерно, что после серии сильных землетрясений, среди которых одно с  $M=6,4$ , напряжения в этой зоне за период подготовки землетрясения  $K=13,5$  в декабре 1987 г. не достигали даже среднего уровня.

В пределах зоны В напряжения за период подготовки Джиргатальского землетрясения то возрастали, то понижались. Изменения внутри

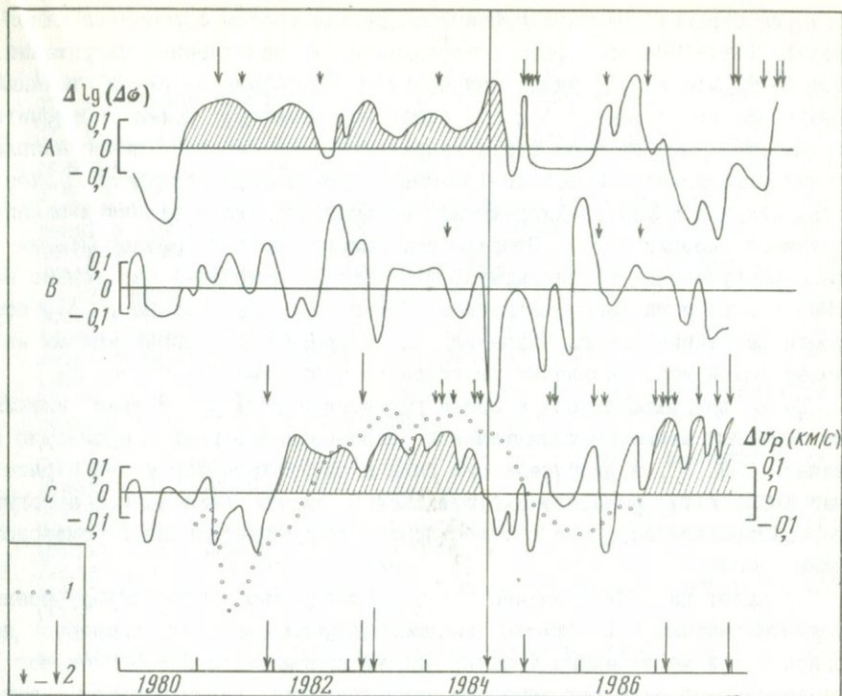


Р и с. 1. Схема района работ и система наблюдений  
 1 - границы зон выборки данных землетрясений для исследования временных вариаций сброшенных напряжений  $\Delta\sigma$ ; 2 - границы высокооборотных блоков; 3 - границы 15-километровой зоны, из которой землетрясения с  $K \geq 10$  участвуют в рассмотрении временных вариаций  $\Delta\sigma$  (см. рис. 2); 4 - сейсмические станции и их номера; 5 - эпицентр Джиргатальского землетрясения; 6, 7 - эпицентры землетрясений с  $K=11$  и  $K=10$  соответственно, которые произошли в изучаемом районе в феврале-августе 1984 г.

этой зоны, видимо, не отражает процесса подготовки сильного землетрясения в исследуемом районе.

Характер изменения напряжений в зоне С совпадает с их вариациями в очаговой зоне, однако продолжительность периода высокого уровня напряжений здесь несколько меньше (1982 - середина 1984 г.).

Таким образом, анализ временных рядов сброшенных напряжений в пределах трех выделенных зон показывает, что в Гармском районе существуют локальные зоны (например, зона С), где в период подготовки землетрясения происходят процессы, аналогичные процессам в очаговой области. Эффективные скорости здесь растут, что согласно нашим представлениям, а также лабораторным исследованиям по разрушению горных пород, связано с уплотнением материала в условиях тектонического сжатия. Уровни напряжений в таких зонах во время подготовки землетрясения стабильно превышают средние для района. Такие зоны приурочены к высокооборотным блокам, в пределах которых концентрируются напряжения [9], представляют собой элементы "несущей структуры" и, по-видимому, отражают напряженное состояние среды района в целом. По всей видимости, достаточно удаленную от очага Джиргатальского землетрясения зону С, где наблюдаются ярко выраженные предвестниковые эффекты, мы можем отнести к информативным зонам района.



Р и с. 2. Временные ряды параметра обороненных напряжений 1 - вариации эффективных скоростей  $V_p$  из работы [2]; 2 - землетрясения  $K=10\div 15$  соответственно из 15-километровой зоны (см. рис. 1)

Наряду с этим есть зоны (например, зона В), где несмотря на то, что они расположены ближе к очагу, чем предыдущие, предвестниковых аномалий не наблюдается. Такие зоны относятся к низкооборотным областям и отражают малейшие изменения напряженного состояния этого локального района, что выражается в частой смене знака параметра  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  даже в результате относительно слабых землетрясений  $K=10$ ,  $K=11$ . По-видимому, эффективная прочность элементов, составляющих зону В, мала, соответственно мала и способность к накоплению напряжений. Как показано в [9], рост энергии землетрясений обеспечивается главным образом ростом напряжений, поэтому в такого рода зонах землетрясений сильнее  $K=11$  не бывает. Насколько мы можем судить по пространственному распределению параметра добротности (рис. 1) в рассматриваемом районе существует две "несущие структуры": в районе очага Джиргатальского землетрясения и в районе между станциями 4 и 2. Внутри каждой из "несущих структур" существуют более мелкие "структуры" повышенной прочности, на которых накапливаются напряжения.

Характер изменения напряжений в зоне А, связанный с Джиргатальским землетрясением, позволяет выделить несколько фаз его сейсмического цикла. Конец 1980 - начало 1981 г. мы относим к моменту обра-

зования барьера, он характеризуется резким ростом сброшенных напряжений. 1981-1984 гг. - фаза консолидации и накопления напряжений. Тот факт, что в условиях непрерывного деформирования в течение 1981-1984 гг. параметр  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  здесь не менялся, можно объяснить только тем, что по мере роста напряжений на барьере поле напряжений охватывало все большие объемы, в результате плотность энергии, как и сброшенные напряжения, не менялась, хотя величина накапливаемой энергии росла. Вторая фаза Джиргатальского землетрясения - фаза разрушения. По-видимому, эта фаза приходится не только на 1985 г., но и на 1986 - середину 1987 г., когда параметр  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  достигает минимального значения. Последующий рост напряжений мы назовем фазой восстановления регулярного состояния.

Те же три фазы прошла в своем развитии и зона С, только каждая из них была менее продолжительной. Образование барьеров произошло в начале 1982 г., а разрушены они были в результате серии землетрясений  $K=10$ ,  $K=11$ , в апреле-августе 1984 г. Часть накопленной энергии перераспределилась, что способствовало росту напряжений в очаговой зоне.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что перед всеми землетрясениями  $K > 11$  (рис. 2) параметр  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  растет примерно до одной и той же величины (обычно она не превышает 0,3 - 0,5 ед. лог.) независимо от силы готовящегося землетрясения. Таким образом, амплитуда аномалии параметра  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$ , видимо, не служит индикатором энергии готовящегося землетрясения, значительно большее значение для величины накапливаемой энергии имеет объем среды, охваченный накоплением напряжений, а он, как нам представляется, связан с продолжительностью положительной аномалии сброшенных напряжений. Например, такого рода аномалия в зоне С перед Иштионским землетрясением 1987 г. ( $K=13,5$ ) составила чуть больше года (рис. 2), тогда как перед Джиргатальским землетрясением ( $K=15,4$ ) - около трех лет.

Таким образом, в период подготовки Джиргатальского землетрясения из трех рассмотренных нами зон в пределах Гармского полигона напряжения накапливались в двух зонах: в районе очага землетрясения (зона А) и в районе между станциями 4 и 5 (зона С). Как нам представляется, обе эти зоны способны выполнять роль несущей структуры, а в период подготовки Джиргатальского землетрясения они являлись (и, вероятно могут являться в будущем) потенциально возможными зонами возникновения землетрясения. Но опасность его возникновения в зоне С была ликвидирована серией землетрясений  $K=10 \div 11$ , которые произошли здесь за несколько месяцев до главного толчка. Период подготовки землетрясения на временном ряде параметра  $\Delta \lg(\Delta \sigma)$  выделяется продолжительной аномалией, причем основным индикатором силы готовящегося землетрясения является не амплитуда, а продолжительность этой аномалии.

1. Нерсесов И. Л., Галаганов О. Н., Журавлев В. И. и др. Закономерности временных изменений некоторых геофизических полей // ДАН СССР. 1986. Т. 286, N 1. С. 77-79.
2. Нерсесов И. Л., Попандопуло Г. А. Пространственная неоднородность временных скоростных параметров в земной коре Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 8. С. 13-24.
3. Галаганов О. Н. Анализ деформографических и наклономерных наблюдений в сейсмоактивных районах (на примере Гармского полигона): Автореф. дис. . . . канд. физ.-мат. наук. М., 1987. 23 с.
4. Гусев А. А. Модель очага землетрясения со множеством неровностей // Вулканология и сейсмология. 1988. N 1. С. 41-55.
5. Зобин В. М. О вариациях спектральных параметров продольных волн слабых землетрясений в период подготовки Усть-Камчатского землетрясения 1971 г. в ходе афтершокового процесса // Там же. 1980. N 2. С. 98-108.
6. Мартынов В. Г., Молнар П., Раутиан Т. Г., Халтурин В. И. Предварительные результаты исследования спектров землетрясений Гармского района в свете проблемы прогноза сильных землетрясений // Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1976. Т. 1, кн. 1. С. 96-139.
7. Запольский К. К., Логинова Г. М. Некоторые результаты частотно-временного изучения землетрясений аппаратурой ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С. 38-52.
8. Нерсесов И. Л., Лукк А. А., Юнга С. Л. Кусковатость и напряженно-деформированное состояние земной коры Гармского района // ДАН СССР. 1988. Т. 299, N 1. С. 94-98.
9. Раутиан Т. Г. Определение параметров субочагов землетрясений и их интерпретация // Вопр. инж. сейсмологии. 1988. Вып. 29. С. 21-29.

УДК 550.348.5 + 550.348.098.6 - 925.2

В. И. Журавлев

## НЕКОТОРЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

### Введение

Выделение областей, связанных по характеру поведения вариаций сейсмичности во времени, является, на наш взгляд, одним из основных направлений в исследованиях сейсмичности и сейсмического режима. Под связанными между собой во времени и пространстве сейсмическими событиями обычно понимается довольно широкий класс проявлений сейсмичности. Это могут быть землетрясения, непосредственно связанные между собой во время развития какого-либо единого физического процесса. Примерами такого рода событий могут служить афтершоковые последовательности и рои землетрясений. Связанные между собой считаются также синхронные вариации во времени сейсмической активности, проявляющиеся зачастую на обширных площадях или на значительных удалениях одно от другого. При этом предполагается, что совокупности событий, обуславливающие эти вариации, вызываются какой-то одной общей причиной.

Выделение областей синхронных вариаций сейсмичности проводится

обычно с помощью корреляционного анализа. Таким способом выделялись, например, области "сейсмического затишья" в работе [1]. Для высокосейсмичного Гармского района в пределах Средней Азии подобный анализ выполнен в работе [2], где пространственная связность временных вариаций сейсмичности объяснялась особенностями геологического строения.

Есть, однако, свойства сейсмического режима, не вполне укладывающиеся в рамки таких сравнительно простых представлений относительно природы пространственно-временной связи между землетрясениями. Так, сравнение временных рядов количества землетрясений даже в рядом расположенных пространственных выборках в пределах одной и той же геологической структуры показывает, что корреляция между ними на всей длине рассматриваемого временного интервала, как правило, невелика, хотя в отдельные промежутки времени она может значительно возрасти. Этот результат справедлив независимо от того, расположены ли пространственные выборки землетрясений в пределах однородной геологической структуры или разнесены на значительные по сравнению с размерами таких структур расстояния.

Помимо этого, сейсмический режим характеризуется еще таким свойством, как относительная устойчивость отображения на плоскости сейсмической активности в различных частях исследуемой территории в виде карт эпицентров или их плотности. Это можно легко наблюдать при сравнении карт эпицентров землетрясений, построенных за различные достаточно протяженные интервалы времени. Надо полагать, что сейсмичностью управляет не конкретная тектоническая обстановка, а какие-то более общие для всей территории причины. Так, если бы сейсмичность в районах в различной геологической и тектонической обстановке изменялась во времени независимым индивидуальным образом, то не соблюдалось бы вышеуказанное свойство карт эпицентров землетрясений.

Выяснение этих причин представляется нам одной из важнейших задач в исследованиях сейсмичности и сейсмического режима. Этому отчасти посвящена и настоящая работа, продолжающая подобные исследования, начатые в [3]. В ней рассматриваются взаимные корреляционные свойства временных рядов количества землетрясений в различных пространственных выборках, а также полных карт эпицентров землетрясений. Для анализа использован каталог землетрясений Средней Азии с энергетическими классами событий  $K \geq 9$  за 1962-1984 гг. Более детально проанализирован каталог землетрясений высокосейсмичного Гармского района, составленный по землетрясениям с  $K \geq 5,5$  за 1955-1988 гг.

#### Методика исследований

При построении выборок землетрясений для корреляционного анализа использовались два способа организации пространственных ячеек. В

первом случае пространственные ячейки представляли собой на плоскости квадраты со стороной 8 км для Гармского района и 55 км для всей Средней Азии. Во втором случае, применявшемся лишь для Гармского района, пространственные ячейки были представлены вытянутыми прямоугольными полосами шириной 6 км и длиной 50 км. В обоих случаях одна из сторон квадрата или же длинная сторона прямоугольной ячейки ориентировалась либо вдоль простираения сейсмогенных структур, либо поперек их. Так, в Гармском районе сейсмогенные структуры имеют достаточно выраженное близширотное простираение в направлении с западно-запада на восток-северо-восток под углом около  $30^\circ$  с чисто широтным направлением. Близкое к этому направлению простираение сейсмогенных структур преобладает и в сейсмичности всей Средней Азии. Корреляция просчитывалась в обоих из указанных ортогональных направлениях.

Коэффициенты корреляции вычислялись между временными рядами количества землетрясений для различных пространственных выборок; картами эпицентров землетрясений в соответствующих пространственных ячейках в пределах заданных временных интервалов; картами в заданных интервалах времени и картой долговременного распределения эпицентров землетрясений во всем рассматриваемом временном интервале для соответствующих пространственных ячеек. Временные окна осреднения исходных данных принимались равными 1 и 5 месяцам для Гармского района и 4 месяцам для Средней Азии.

Если рассматривать карту плотности эпицентров землетрясений как двумерную матрицу, где два индекса соответствуют разбиению по двум указанным ортогональным направлениям, то обсуждаемые коэффициенты корреляции имеют вид

$$\rho = \frac{\sum_{ij} (A_{ij} - \bar{A})(B_{ij} - \bar{B})}{\sqrt{\sum_{ij} (A_{ij} - \bar{A})^2} \sqrt{\sum_{ij} (B_{ij} - \bar{B})^2}}, \quad (1)$$

где  $\bar{A}$  и  $\bar{B}$  - средние значения матриц, а суммирование ведется по всем значениям индексов  $i$  и  $j$ .

Исследовались также знаки временных вариаций количества землетрясений в ту или иную сторону в различных пространственных ячейках. Если временные вариации сейсмичности в пространстве достаточно случайны, то карты таких знаков должны представлять собой случайное чередование "плюсов" и "минусов". При этом вероятность появления достаточно большой области одного из знаков является достаточно малой. Если же окажется, что при исследовании реального материала число карт с группируемыми в пространстве знаками составляет значительную часть их общего числа, то такие образования нельзя считать случайными. Кроме того, если крупные образования одного и того же

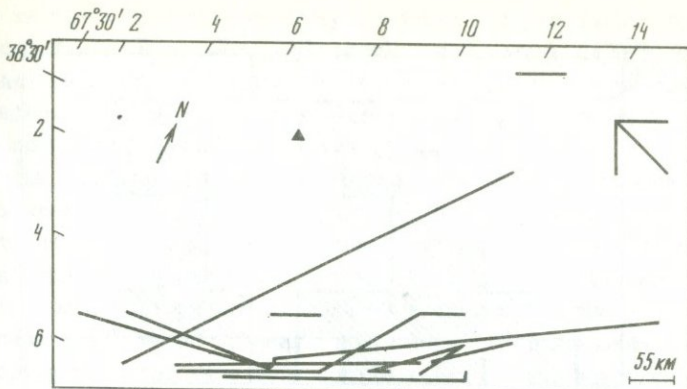
знака возникают в одних и тех же местах, то можно говорить о существовании областей с повышенной связностью временных вариаций сейсмической активности в пределах различных ячеек, входящих в состав таких областей.

В основу различных алгоритмов выделения подобных образований на картах сейсмической активности закладывалось известное из предыдущего опыта свойство похожести текущих карт с долговременной картой. Рассмотрим один из таких алгоритмов. Пусть текущая карта сейсмической активности, построенная при каком-либо пространственном разбиении на пространственные ячейки, представлена матрицей  $A_{ij}$ , где индексы  $i$  и  $j$  нумеруют разбиение по двум выбранным ортогональным направлениям, а  $B_{ij}$  - карта долговременного распределения сейсмической активности. Тогда степень похожести карт можно представить уравнением

$$A_{ij} = aB_{ij} + Z_{ij} + b. \quad (2)$$

Коэффициенты подгонки  $a$  и  $b$  могут быть найдены методом наименьших квадратов из условия наименьшей похожести разностной ( $Z_{ij}$ ) и долговременной ( $B_{ij}$ ) карт. Будем исследовать карту, представляемую матрицей  $Z_{ij}$  и не имеющую характерных черт реального распределения землетрясений в каждом конкретном случае. Уравнение (2) может описывать простой случай, когда все значения матрицы текущих карт  $A_{ij}$  получаются умножением соответствующих значений долговременной карты  $B_{ij}$  на один и тот же скалярный коэффициент  $a$ . Если же в разных частях исследуемой территории этот коэффициент различен или имеются искажения рисунка текущей карты по сравнению с долговременной, то коэффициент  $a$  также должен быть матрицей. Однако в этом случае для его определения методом наименьших квадратов диапазон изменений индексов матрицы [ $a$ ] должен быть заметно меньше, чем таковой для матриц  $A_{ij}$  и  $B_{ij}$ . Рассматривались также количество землетрясений и знаки уклонения сейсмической активности от ее долговременных значений. Проведенные для Средней Азии вычисления показали, что количество пространственных ячеек с заметной корреляцией временных вариаций сейсмической активности оказалось значительно больше, чем того следовало бы ожидать при случайном распределении. На рис. 1 линиями соединены центры пространственных выборок, для которых коэффициенты корреляции между временными вариациями количества землетрясений оказались больше означения  $\rho=0,4$ . Плотность таких связей довольно высока на юге Средней Азии и особенно в пределах Памиро-Гиндукуша, где эти связи ориентированы преимущественно вдоль простираения сейсмогенной структуры глубокофокусных землетрясений. Следует обратить внимание на то, что значимый коэффициент корреляции имеют далеко не всегда расположенные близко друг от друга выборки.

Аналогичные вычисления для высокосейсмичного Гармского района, входящего в состав Средней Азии, показали, что в общем случае коэф-

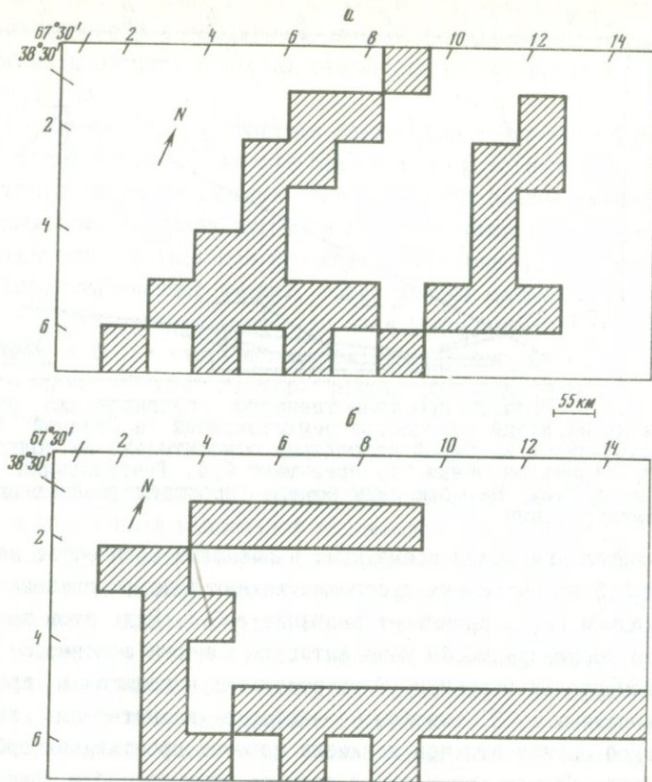


Р и с. 1. Области пространственного группирования знаков временных вариаций количества землетрясений в Средней Азии, где коэффициент взаимной корреляции относительно их долговременных средних значений ( $\rho$ ) превышает 0,4. Треугольники - положение ст. Гарм. На осях даны номера пространственных выборок землетрясений

Коэффициент корреляции между временными вариациями количества землетрясений с  $K \geq 5,5$  из различных пространственных выборок оказывается довольно малым и редко превышает значение  $\rho = 0,4$ . При этом зоны такой повышенной коррелируемости чаще вытянуты поперек основного простиранения сейсмогенных структур. Этот результат находится в противоречии со сделанным в [2] выводом о наиболее значительных вариациях сейсмической активности при движении поперек простиранения сейсмогенных структур. Правда, этот вывод получен иным способом при сознательной приуроченности конфигурации пространственных выборок к трем хорошо известным разрывным нарушениям в земной коре - Гиссаро-Кокшаальскому, Петровскому и Дарваз-Каракульскому разломам, простирающимся в близширотном направлении. В настоящее время не представляется возможным однозначно объяснить противоречие в этих экспериментальных результатах.

Столь заметная разница результатов, полученных для Средней Азии и Гармского района, не может быть отнесена на счет различного количества анализируемых сейсмических событий, так как размеры пространственных выборок и окна осреднения исходных данных во времени были выбраны таким образом, чтобы иметь сопоставимую статистику количества землетрясений в ячейках осреднения исходных данных в случае обеих оценок.

Можно было бы предположить, что эти различия связаны с разным масштабом пространственных выборок. С другой стороны, в качестве возможной причины можно было бы предложить и следующее физическое объяснение. Исходя из более высокой степени коррелируемости вариаций сейсмической активности в пределах Средней Азии, следовало бы ожидать, что пространственное группирование в связанные области оди-



Р и с. 2. Примеры областей пространственного группирования знаков временных вариаций количества землетрясений Средней Азии. Заштрихованы области с одинаковым знаком вариации, расположенные близко одна от другой

наковых знаков вариаций количества землетрясений Средней Азии, оцениваемых в пределах выбранных пространственных ячеек, должно происходить в рамках выделенных на рис.1 зон пространственной корреляции вариаций сейсмической активности, в то время как для землетрясений Гармского района это группирование окажется более случайным. Однако дальнейший анализ показал, что оба эти предположения оказываются несостоятельными.

Так, нами установлено, что карты группируемости знаков вариаций сейсмической активности, построенные для территории Средней Азии за различные относительно короткие интервалы времени (рис.2), имеют мало общих черт, а свойства долговременной корреляции, продемонстрированные на рис.1, практически не находят в них отражения. На рис.2 видно, что территории, где знак изменения числа землетрясений в ячейках осреднения одинаковый, могут быть значительными и, следовательно, такие образования не случайны.

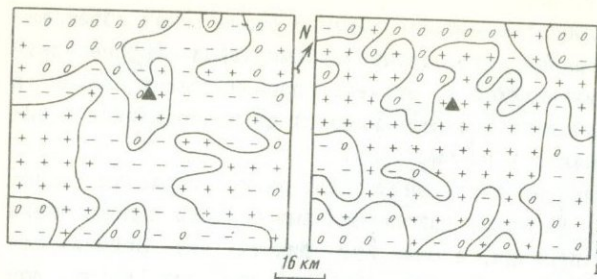
В то же время пространственное положение и форма таких образований не постоянны во времени, что заставляет считать их скорее следствием динамических, меняющихся во времени корреляционных связей в сейсмическом поле, принципиально отличающихся от изображенных в виде зоны повышенной связности на рис. 1.

Напротив, на большинстве аналогичных карт знаков вариаций количества землетрясений в Гармском районе связанные области одного знака занимают значительные площади, а сами эти области вне зависимости от знака вариаций сейсмической активности в их пределах могут достаточно хорошо повторяться на отдельных картах. На рис. 3 приведены две последовательные во времени такие карты, из сравнения которых можно получить достаточное тому подтверждение. Так, наиболее крупная область в центральной части района довольно похожим образом проработана на обеих картах, хотя в одном случае она объединяет отрицательные отклонения сейсмической активности от долговременных средних значений, а в другом случае - положительные.

Вместе с тем очевидно, что эти две карты не могут быть легко преобразованы одна в другую путем простого скалярного домножения их матричного отображения, поскольку чередование плюсовых и минусовых отклонений в похожих пространственных образованиях оказывается довольно произвольным. Кроме того, просмотр большого количества подобных карт во всем рассматриваемом временном интервале показывает их большое разнообразие и отсутствие в их изображениях каких-либо устойчивых во времени и пространстве графических образов. Следовательно, наблюдаемая тем не менее похожесть самих текущих карт плотности эпицентров землетрясений с долговременной картой плотности, по-видимому, обеспечивается наиболее яркой проработкой на них отдельных характерных пространственных образований, полная совокупность которых присутствует лишь на долговременной карте плотности. Это означает, что на текущих картах группируемости знаков вариаций сейсмической активности поочередно отражаются различные "активизирующиеся" или "умолкающие" сейсмогенные структурные образования и, следовательно, не стоит ожидать обязательной похожести одних таких карт на другие.

Кроме того, в силу наличия во временных вариациях количества землетрясений значительной по амплитуде случайной составляющей сейсмического процесса, а также в силу большой размерности матрицы рассматриваемых карт маловероятно найти совершенно одинаковые карты группируемости знаков отклонения сейсмической активности на любом удалении во времени друг от друга.

Тем не менее по-прежнему остаются неясными два момента в результатах проведенного корреляционного анализа. Во-первых, почему в пределах обширной территории Средней Азии зоны относительно высокой коррелируемости вариаций сейсмической активности (изображенные на



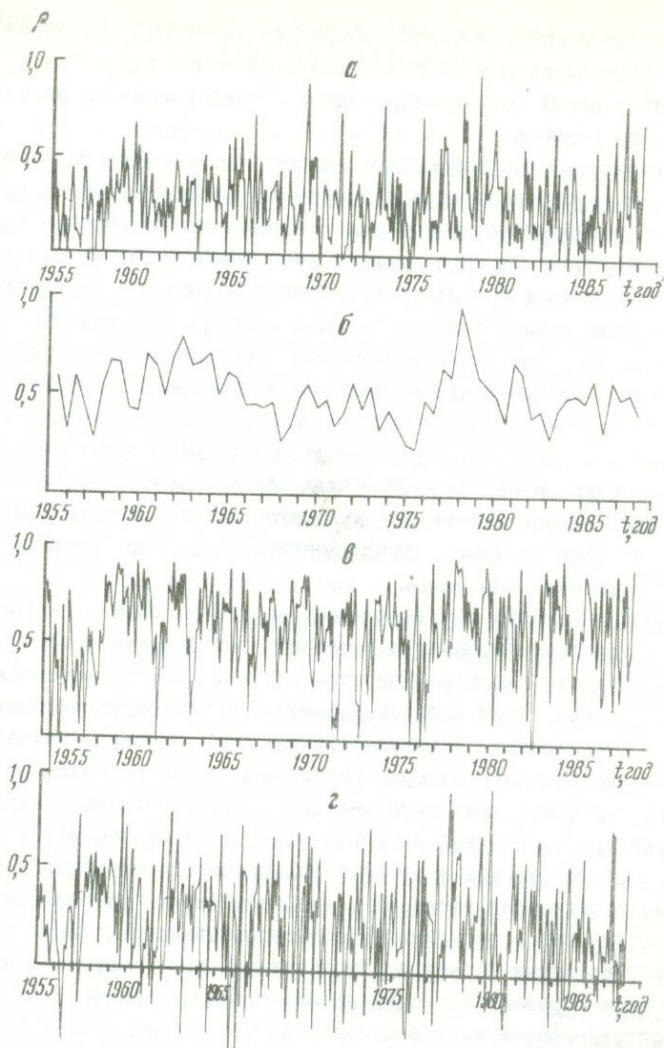
Р и с. 3. Примеры областей пространственного группирования знаков временных вариаций количества землетрясений Гармского района. Изолинии разделяют области преобладания плюсовых уклонений от минусовых, треугольник — положение ст. Гарм

рис. 1) не находят адекватного отображения в рисунке внутренне связанных областей группирования знаков одинаковых уклонений сейсмической активности от ее долговременных средних значений (примеры которых приведены на рис. 2)? Во-вторых, почему в пределах локальной пространственной выборки, представленной в данном случае Гармским районом, на фоне отсутствия хорошо выраженной коррелируемости вариаций сейсмической активности наблюдается высокая степень внутренней связанности знаков одинаковых уклонений сейсмической активности от ее долговременных значений в пределах относительно небольших временных интервалов? Остается лишь предположить, что наблюдаемые связи во временных вариациях сейсмической активности имеют как постоянную, "долгоживущую", так и кратковременную составляющие. При этом для локальной сейсмичности, которая отображается локальными каталогами землетрясений, происходящих на сравнительно небольшой по размерам территории, кратковременные связи оказываются значимее, чем для региональной сейсмичности, которая отражается региональными каталогами землетрясений, происходящих на значительной по размерам территории. Обратное соотношение, по-видимому, имеет место для постоянной, "долгоживущей" составляющей вариаций сейсмической активности.

#### Корреляционные свойства карт плотности эпицентров землетрясений

Если рассматривать карту плотности эпицентров землетрясений как двумерную матрицу, то похожесть соседних во времени карт или же текущих карт на долговременную карту может быть оценена через коэффициент корреляции между соответствующими матрицами. Выражение для коэффициента корреляции дано в уравнении (1).

Хотя временные вариации плотности эпицентров землетрясений в пространственных ячейках достаточно случайны и независимы одна от другой, общая структура карт плотности эпицентров в целом сохраняется во времени. На рис. 4а приведен временной ряд коэффициента корреляции между соседними во времени картами плотности эпицентров землетрясений Гармского района, построенными по квадратным выборкам (8x8 км) с указанной выше ориентацией. Окно осреднения исходных



Р и с. 4. Временные ряды коэффициентов взаимной корреляции карт плотности эпицентров землетрясений Гармского района а - две соседние по времени карты, построенные с использованием квадратных выборок  $8 \times 8$  км и с окном осреднения во времени в один месяц; б - текущая карта во временном интервале шестидесяти месяцев и долговременная карта при квадратной пространственной выборке  $8 \times 8$  км; в - две соседние по времени карты, построенные во временном интервале один месяц с использованием прямоугольной пространственной выборки  $6 \times 50$  км, длинная сторона которой ориентировалась вдоль простирания основных сейсмогенных структур с запад-юго-запада на восток-северо-восток; г - то же, при ориентации длинной стороны прямоугольных выборок поперек простирания основных сейсмогенных структур

данных во времени принято равным одному месяцу. Значения коэффициента корреляции  $\rho$  в ряде случаев достаточно велики, что свидетельствует о некоторой преемственности преобразования рисунка сейсмичности во времени.

Оказалось, что коэффициент корреляции  $\rho$  в данном случае слабо зависит от выбора окна осреднения во времени. Так, на рис. 4б приведен аналогичный временной ряд коэффициента  $\rho$  при окне осреднения в шесть месяцев. Он, по сути дела, представляет собой сглаженный временной ряд коэффициента  $\rho$  при окне осреднения в один месяц. Тем не менее существенно больший разброс первого временного ряда свидетельствует о том, что далеко не все особенности долговременной структуры эпицентрального сейсмического поля проявляются на картах плотности эпицентров землетрясений при малом окне осреднения во времени. В то же время соседние во времени карты плотности имеют, по-видимому, и похожие случайные образования, которые могут отсутствовать на долговременном эпицентрального распределении. Поэтому в ряде случаев значения коэффициента  $\rho$  на рис. 4а превышают соответствующие значения на рис. 4б.

Несколько иная ситуация имеет место в случае корреляции карт плотности эпицентров землетрясений, составленных с использованием прямоугольных выборок. При этом карты плотности, составленные с использованием таких выборок, длинная сторона которых ориентировалась вдоль простирания основных сейсмогенных структур, оказались хорошо скоррелированными как при сравнении карт на соседних отрезках времени, так и при сравнении текущей и долговременной карт плотности эпицентров. Последний результат отображен на рис. 4в, где представлен соответствующий временной ряд значений коэффициента  $\rho$  при окне осреднения в один месяц. В то же время карты плотности эпицентров землетрясений, полученные с использованием прямоугольных выборок ориентированных вкрест простирания основных сейсмогенных структур при окне осреднения в один месяц, оказались слабо скоррелированными с долговременной картой плотности. Это хорошо видно на соответствующем временном ряде коэффициента  $\rho$ , представленном на рис. 4г.

Следовательно, особенности долговременного распределения эпицентров землетрясений более быстро выявляются в направлении поперек простирания основных сейсмогенных структур и более устойчивы во времени, в то время как особенности распределения эпицентров землетрясений вдоль простирания сейсмогенных структур более мозаичны во времени. Этот результат согласуется с результатом полученным в предыдущем разделе относительно большей коррелируемости временных вариаций сейсмической активности вкрест простирания основных сейсмогенных структур.

## Изменения коррелируемости карт плотности эпицентров и сильные землетрясения

Приведенные на рис. 4 временные ряды значений коэффициента корреляции между пространственными распределениями плотности эпицентров землетрясений Гармского района за разные интервалы времени и при различных способах осреднения исходных данных имеют хорошо выраженные, зачастую синхронные особенности. Можно предположить, что последние связаны каким-то образом с процессами подготовки относительно сильных землетрясений. Так, временные интервалы наименьших значений коэффициента  $\rho$ , приходящиеся на 1968-1969, 1974-1975 и 1982-1983 гг., в свою очередь, сопровождались относительно сильными сейсмическими событиями с  $K=12\div 13$ , имеющими место соответственно в 1969-1975, 1976 и 1983 г.

Причину возможной взаимосвязи между понижениями значений коэффициента корреляции и моментами возникновения относительно сильных землетрясений предположительно можно видеть в том, что в процессе подготовки сильных землетрясений появляются какие-то новые образования в пространственном распределении эпицентров землетрясений, не свойственные долговременному пространственному рисунку сейсмичности. Такие новообразования не обязательно связаны с увеличением или уменьшением общего числа сейсмических событий на рассматриваемых картах плотности эпицентров землетрясений, а, скорее всего, лишь с перераспределением сейсмической активности в пространстве.

Анализ возможной связи появления подобных аномалий на картах плотности эпицентров, построенных по сравнительно коротким временным интервалам, с моментами возникновения сильных землетрясений был продолжен с привлечением метода вычитания долговременного нормированного распределения сейсмичности из этих карт. Оказалось, что значительное число полученных в итоге такого вычитания разностных карт плотности эпицентров не имело ярко выраженных аномалий. Однако на отдельных разностных картах такие аномалии все же были обнаружены в виде сопредельных в пространстве областей положительных и отрицательных уклонов количества землетрясений от долговременных средних их значений.

Наиболее показательны в этом плане разностные карты, построенные для отрезков времени, непосредственно сопутствующих моментам возникновения сильных землетрясений, когда стационарный сейсмический режим оказывался резко нарушенным афтершоковыми последовательностями. На этих картах рядом с областями положительного знака уклонов количества землетрясений, отображающими, по сути дела, непосредственно афтершоковые области, обычно имели место аномалии отрицательного знака. В отличие от известных областей "затишья" землетря-

сений, наблюдаемых иногда перед сильными сейсмическими событиями, такие области можно назвать областями "динамических затиший". Можно предположить, что после возникновения относительно сильного сейсмического события, сопровождаемого длительной серией афтершоков, в некоторой пространственной области происходит снятие напряжений, накопленных в процессе подготовки этого сейсмического события. При этом в части этой области, маркируемой отрицательными отклонениями количества землетрясений от долговременного среднего их числа, сброс напряжений выражается не в активизации сейсмичности в виде афтершокового процесса, а, наоборот, в ее заметном уменьшении по сравнению с долговременными средними оценками.

Таким образом, приведенные результаты свидетельствуют в пользу наличия в сейсмическом процессе общей коррелированной составляющей во временных вариациях сейсмической активности. Вместе с тем в каждый конкретный момент эта составляющая осложнена случайными изменениями, присущими каждой пространственной выборке. Показано также, что коррелированная составляющая сейсмического процесса имеет достаточно сложную пространственную структуру.

Наличие такой составляющей в реализациях сейсмичности не может быть объяснено прохождением через сейсмогенную среду каких-либо волн физической природы с конечной в горизонтальном направлении скоростью. Это утверждение основывается на том, что скоррелированные вариации сейсмической активности могут синхронно возникать на больших удалениях друг от друга, что и было установлено нами в результате корреляционного анализа. В силу этого причина таких вариаций, скорее всего, должна иметь либо глобальную (региональную) природу, либо воздействие этой причины осуществляется в вертикальном направлении с больших глубин Земли к ее поверхности и рассредоточено под достаточно обширной территорией одновременно.

Наиболее подходящей моделью описания наблюдавшихся нами явлений могут служить слабые стоячие волны в среде со случайными неоднородностями.

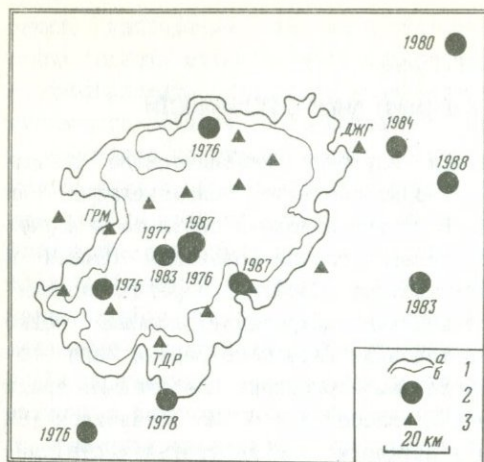
#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Mogi K. Two kinds of seismic gaps // Pure and Appl. Geophys 1979. Vol. 117. P. 1172-1184.
2. Тейтельбаум Ю.М., Пономарев В.С. Вариации активности слабых коровых землетрясений с различной глубиной очагов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N 12. С. 23-35.
3. Журавлев В.И. Постоянные и динамические связи в сейсмическом режиме Средней Азии // Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1984 г. Душанбе: Дониш, 1988. С. 93-98.

## СТРУКТУРА ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ МИКРОСЕЙСМИЧНОСТИ

Информационной базой данных при изучении сейсмического режима служат локальные (полигонные), территориальные, региональные или мировые каталоги землетрясений. В статье изложены результаты изучения микросейсмичности в зоне сочленения горных провинций Памира и Тянь-Шаня в Гармском районе Таджикистана. События, зарегистрированные одной-двумя сейсмическими станциями (микроземлетрясения), редко бывает объектом исследований. В условиях Гармского района они составляют примерно 85% общего числа землетрясений. Преобладают среди них землетрясения энергетических классов  $K=4\div 5$ . Из оставшихся 15% землетрясений, которые внесены в каталоги, только третья часть имеет энергетический класс  $K\geq 7$ . Поэтому можно полагать, что микроземлетрясения содержат более детальную во времени информацию о сейсмической ситуации в районе. Отдельные микроземлетрясения не локализованы в пределах изучаемого района. Сейсмический процесс минимальных энергетических классов рассматривается как эмиссия микроземлетрясений в пространстве, ограниченном дальностью регистрации аппаратуры сейсмических станций. Дальность регистрации землетрясений зависит от их энергетического класса, поэтому границы контролируемой области не могут быть определены достаточно четко. Некоторые представления дает карта плотности эпицентров микроземлетрясений с  $K\leq 5$ , для которых можно определить их координаты (рис. 1). Изолинии, соответствующие 4 и 12 микроземлетрясениям на площадке  $2\times 2$  мин за 1970-1987 гг., ооконтуривают центральную часть Гармского полигона, примерно следуя очертаниям сети сейсмических станций. Внешняя изолиния ограничивает 97,6% эпицентров из 15075. Наиболее сильные землетрясения ( $M\geq 5,0$ ), сопоставляемые с изменениями микросейсмичности, отмечались как внутри области ее регистрации, так и в ближайших окрестностях, в пределах представительности слабых землетрясений с  $K\geq 7$ .

Вариации процесса исследуются по параметрам совокупности микроземлетрясений в некоторый, возможно, малый интервал времени. Минимальной временной единицей выборки принята одна неделя, в течение которой регистрируются в среднем около 300 землетрясений. Начало рядов наблюдений относится к 1975 г., когда обработка землетрясений на Гармском полигоне была переведена на ЭВМ. Данные о микроземлетрясениях поступают после работы первого пакета программ системы "Эпицентрия", входными данными для которого служат бюллетени сейсмических станций, а выходными - хронологическая сводка о всех местных землетрясениях и сейсмических станциях, которыми оно было заре-



Р и с. 1. Область регистрации микросейсмичности в Гармском районе  
 1 - изолинии плотности эпицентров землетрясений с  $M \leq 5$  ( $a - 4$  события,  $b - 12$ ) на площадке  $2 \times 2'$  за 1970-1987 гг.; 2 - эпицентры сильных землетрясений с  $M \geq 5$  с указанием года; 3 - сейсмические станции (ДЖГ - Джиргаталь, ГРМ - Гарм, ТДР - Тавиль-Дора)

гистрировано. Запоздывание в поступлении данных о микроземлетрясениях составляет 10 дней.

Эмиссия микроземлетрясений описывается временными последовательностями двух параметров: числом событий в единичной (недельной) выборке  $N$  и их средним классом  $\bar{K}$ . Оба параметра являются аналогами общепринятых характеристик сейсмического режима - активности  $A$  и величины наклона графика повторяемости  $\gamma$ . Параметры  $N$  и  $\bar{K}$  введены вследствие того, что распределение микроземлетрясений по их величине приходится на область максимума и левого склона графика повторяемости землетрясений, т.е. описывается нелинейным законом. При качественном сопоставлении параметров  $\gamma$  и  $\bar{K}$  необходимо учитывать их обратную взаимозависимость - увеличению  $\gamma$  соответствует падение удельного веса больших землетрясений и соответственно уменьшение  $K$

### Годовая периодичность и тренд

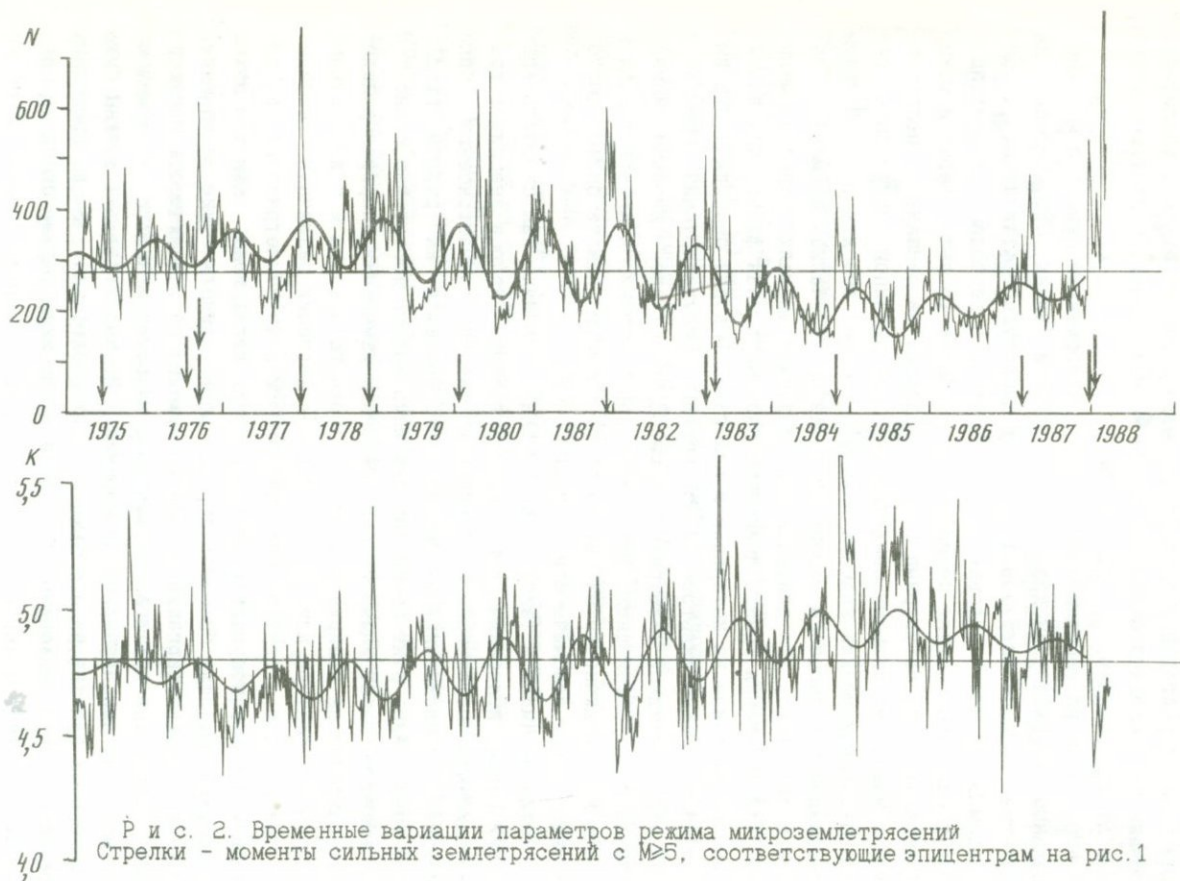
Многолетние наблюдения за процессом эмиссии микроземлетрясений показали, что он нестационарен (рис. 2). Четко выделяются тренд и годовая периодичность. Значительные отклонения параметров при афтершоковой и роевой активности маркируют особые сейсмические события. Аномалии перед сильными землетрясениями с  $M \geq 5$  явно не просматриваются. Широко распространенная схема проявления предвестников, основанная на стационарности исследуемого процесса, в данном случае несостоятельна. Нельзя выделить фоновый режим в спокойное время (стационарный процесс, характеризуемый средним и дисперсией) и аномалии перед сильными землетрясениями с параметрами наблюдаемого яв-

ления, превышающими определенный порог. Сложный характер в вариациях эмиссии микроземлетрясений дает основание предполагать, что существуют несколько причин микросейсмогенеза. Одна из них, отражающая процесс подготовки сильных землетрясений, может быть квалифицирована как полезный сигнал, другие - как помехи, подлежащие учету или отфильтрованию.

По данным на середину марта 1988 г., временные ряды  $N$  и  $\bar{K}$  с недельным интервалом дискретизации достигли длины 686 недель. На спектрах Фурье этих рядов доминируют амплитуды составляющих с периодом 52 недели - годовая периодичность и с периодом 686 недель - тренд (или многолетняя периодичность - более 13 лет). Априори можно утверждать, что регулярные годовые вариации не связаны с подготовкой и моментами сильных землетрясений, их причиной могут быть сезонные климатические явления или, что более вероятно, глобальные геофизические процессы. Тренд исключается из анализа временных рядов в силу того, что длительность ожидаемых аномалий заведомо меньше. Для выделения тренда применена низкочастотная фильтрация линейным сглаживанием на интервале в два года. Годовая периодичность выделена полосовым фильтром 47-57 недель. Результирующий временной ряд этой каскадной фильтрации на рис. 2 представлен двойной линией. Анализ короткопериодных отклонений по отношению к кривой тренда и годовой периодичности на первом этапе позволил давать более достоверные оценки сейсмической ситуации.

Годичные циклы в таких геофизических явлениях, как скорость вращения Земли, колебания полюса вращения Земли (полюса инерции), гравитационной постоянной и суммарной энергии землетрясений, были предметом исследований многих авторов. Сошлемся на работы [1-2], где взаимосвязь этих процессов анализировалась достаточно полно. В большинстве работ климатические сезонные изменения (перераспределение давления на поверхности Земли, снежного покрова и т. д.) исключались как факторы, влияющие на годовые вариации различных геофизических явлений. Годичный цикл частоты сильных землетрясений в северном и южном полушариях не сдвинут на полпериода, как это можно было ожидать, если бы здесь играли роль климатические изменения. Влияние годовых вариаций полюсных движений на сейсмичность исключается, так как в спектрах параметров микросейсмичности не отмечено 14-месячных чандлеровских колебаний. По амплитуде они должны быть примерно в полтора раза больше годовых колебаний, а во временных рядах сезонная периодичность должна иметь характерные биения с периодом в 7 лет.

Третья, наиболее вероятная причина годовых изменений микросейсмичности - неравномерность угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси, устанавливаемая по изменению продолжительности суток. В работе [1] называются две возможные причины годовой периодичности в



Р и с. 2. Временные вариации параметров режима микроземлетрясений  
Стрелки - моменты сильных землетрясений с  $M \geq 5$ , соответствующие эпицентрам на рис. 1

скорости вращения Земли - изменение атмосферной циркуляции и изменение гравитационной постоянной (гипотеза Р. Дике) вследствие годовых вариаций скорости Земли при движении системы Земля - Солнце. Влияние атмосферной циркуляции из-за недостаточности данных считалось малоприемлемым. Гипотеза Р. Дике полнее объясняет комплекс рассматриваемых явлений, их причинно-следственные связи и позволяет развить определенные представления о причинах изменения режима микроземлетрясений. Так, в условиях переменной гравитации в середине года радиус Земли и ее момент инерции уменьшаются, возрастают скорость вращения и упругие напряжения в земной коре. С другой стороны, летом эмиссия микроземлетрясений уменьшается и увеличивается удельный вес событий больших энергий, т. е. величина наклона графика повторяемости становится меньше и возрастает средний класс микроземлетрясений.

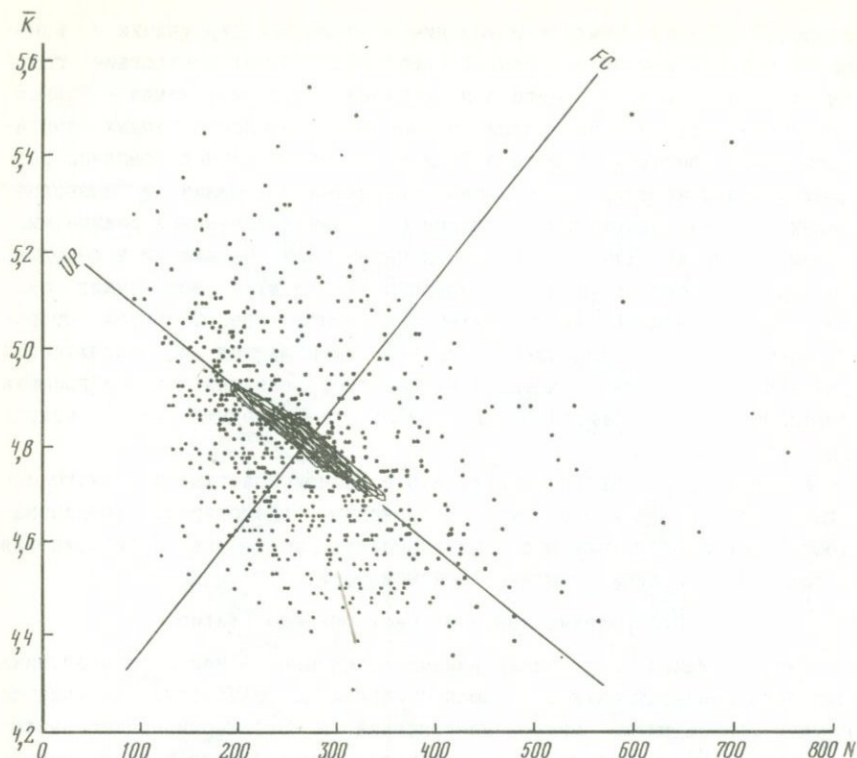
В дополнение отметим наблюдаемую в разновозрастных и разного состава геологических структурах регулярную "планетарную трещиноватость", связанную, как можно предположить, общностью происхождения с годовой периодичностью микросейсмичности.

#### Отображение крипа и всестороннего сжатия

Интерпретация детерминированных отклонений как предвестника сильного землетрясения с большой степенью достоверности связывается с уменьшением числа микроземлетрясений  $N$ . Это неоднократно наблюдаемый эффект "сейсмического затишья", который сопровождает накопление потенциальной энергии и консолидацию среды, т. е. условия возникновения сильного землетрясения. И наоборот, значительная сейсмическая эмиссия означает релаксацию тектонических напряжений. При этом предполагается непрерывная подкачка энергии в систему, поддерживаемая долговременным и однонаправленным геологическим процессом регионального масштаба.

Аналогичные феноменологические представления и натурные наблюдения об изменениях в распределении землетрясений по энергиям, характеризующимся средним классом  $\bar{K}$  (или  $\gamma$ ), в период подготовки сильного землетрясения остаются противоречивыми и не столь определенными. Анализируемые детальные временные ряды многолетних однородных наблюдений микросейсмичности дают возможность уточнить характер изменений параметра  $\bar{K}$  при сопоставлении с более определенными представлениями о вариациях интенсивности сейсмической эмиссии (рис. 3).

Первичные недельные данные параметров  $N$  и  $\bar{K}$  не имеют какой-либо четкой взаимозависимости. Уменьшение числа микроземлетрясений (сейсмическое затишье) сопровождается любым из регистрируемых наборов в распределении их энергий. В то же время сезонные составляющие параметров  $N$  и  $\bar{K}$  имеют весьма значительный коэффициент корреляции  $\rho = 0,9$ , так что можно говорить об их линейной связи. На графике зави-



Р и с. 3. Сопоставление числа микроземлетрясений  $N$  в недельной выборке и их среднего класса  $\bar{K}$ . В центре соотношения  $N$  и  $\bar{K}$  в сезонной составляющей

симости  $\bar{K}$  от  $N$  точки лежат в пределах сильно вытянутого наклонного эллипса.

Отсутствие какой-либо закономерности между наблюдаемыми значениями числа и среднего класса микроземлетрясений означает, что они зависят от двух каких-то факторов, а составляющая с годовой периодичностью зависит от одного из этих факторов. Выделение годовой периодичности определило направление последующего анализа сложных временных изменений микросейсмичности исследуемого района по пути поиска гипотетических факторов или, что точнее, отражение этих факторов в параметрах эмиссии микроземлетрясений.

Оба предполагаемых фактора можно получить, рассмотрев первичные данные  $N$  и  $\bar{K}$  (центрированные и нормированные по дисперсии) в новых координатах  $FC$  и  $UP$ , где положение оси  $UP$  определяет регрессионная зависимость между  $\bar{K}$ - и  $N$ -составляющих с годовой периодичностью (см. рис. 3). Ортогональным преобразованием временных рядов  $N$  и  $\bar{K}$  получены временные ряды  $FC$  и  $UP$  (рис. 4), содержащие всю информацию пер-

вичных наблюдений рядов  $N$  и  $\bar{K}$ . Здесь во временном ряду фактора  $FC$  исключены годовая периодичность и тренд, которые полностью сосредоточены в вариациях фактора  $UP$ .

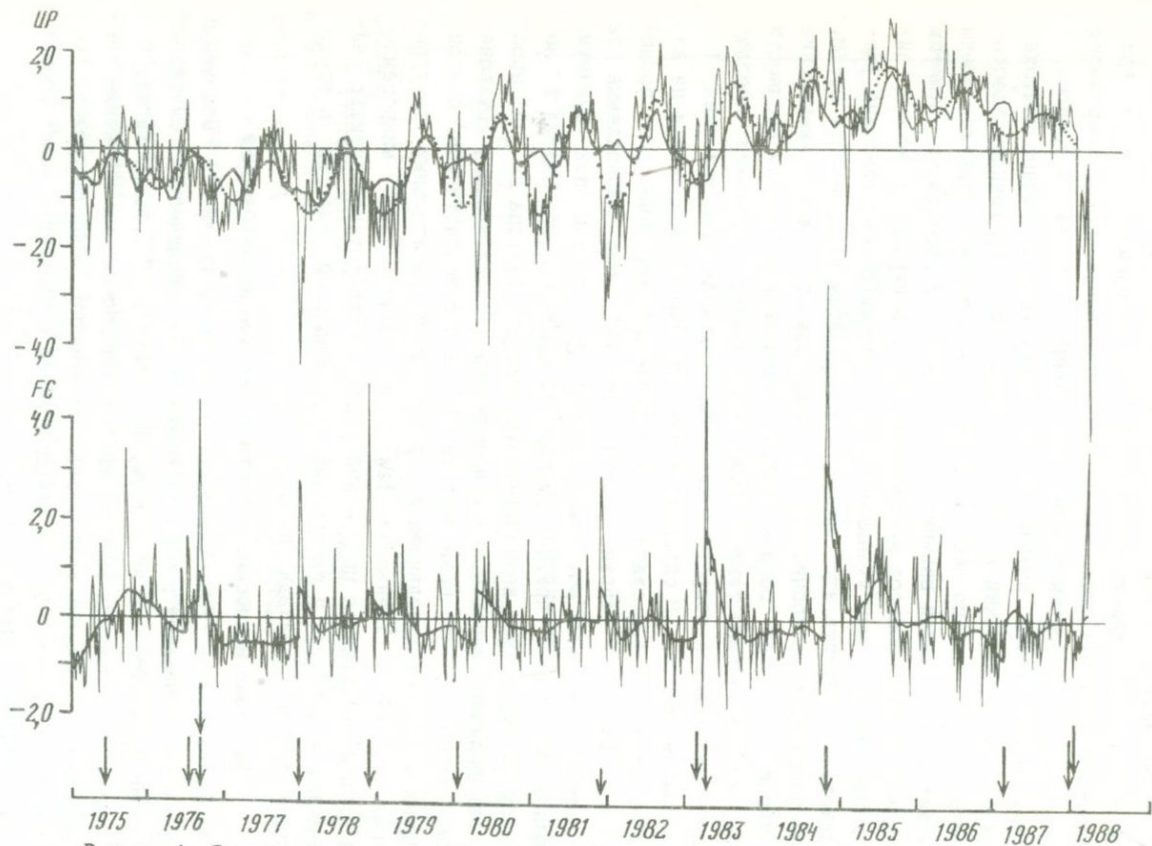
Сопоставлением годовой периодичности и тренда (точечная линия на рис. 4, а) с данными Гидрометеоцентра СССР по вариациям скорости вращения Земли (толстая линия на рис. 4, а) установлена тесная корреляция между ними, в значительной мере обеспеченная совпадением трендов.

Упругие напряжения, вызванные изменением гравитационной постоянной и имеющие глобальный характер, должны быть напряжениями всестороннего сжатия. Само по себе изменение всестороннего сжатия среды не может быть активной причиной сейсмогенеза. В этой связи отметим парадоксальность процесса микросейсмичности в период от лета к зиме, когда сжатие Земли уменьшается, а число микроземлетрясений увеличивается. Объяснить этот эффект можно зависимостью свойств среды, в частности предела прочности, от всестороннего сжатия. Уменьшение всестороннего сжатия сопровождается уменьшением предела прочности среды, а существующие тектонические касательные напряжения преодолевают понижающееся сопротивление среды, вызывая землетрясения. Таким образом, фактор  $UP$  определяет реакцию микросейсмичности на изменение всестороннего сжатия, в том числе и тектонического происхождения. Фактор  $UP$  условно назван "сжатие". Все наблюдаемые за рассматриваемое время рои землетрясений происходили при минимуме величины фактора  $UP$  (при резком падении всестороннего сжатия в небольшом объеме), имея незначительную величину фактора  $FC$ . Афтершоки, как правило, характеризуются большими положительными отклонениями фактора  $FC$ , что позволяет связать его с возрастанием относительных межблоковых подвижек и с релаксацией касательных тектонических напряжений. Уменьшение фактора  $FC$  (падает число микроземлетрясений и уменьшается их средний класс) соответствует затишью сейсмической активности и накоплению потенциальной энергии в среде. Условно фактор  $FC$  назван "крип".

#### Вариации микросейсмичности и сильные землетрясения

Ретроспективное сопоставление микросейсмичности с моментами сильных землетрясений и текущее слежение за сейсмической ситуацией в районе проводится по временному ряду фактора  $FC$ , предполагая, что последний суть реакция эмиссии микроземлетрясений на изменение тектонических касательных напряжений. Информацию, содержащуюся во временном ряду фактора  $UP$ , по предположению о вариациях всестороннего сжатия оставляем пока в стороне.

Методически наблюдаемые параметры эмиссии микроземлетрясений соотносятся с объемом излучения, которым является весь Гармский полигон. Очевидная неравномерность проявления микросейсмичности в пространстве и во времени определяет случайность высокочастотных ва-

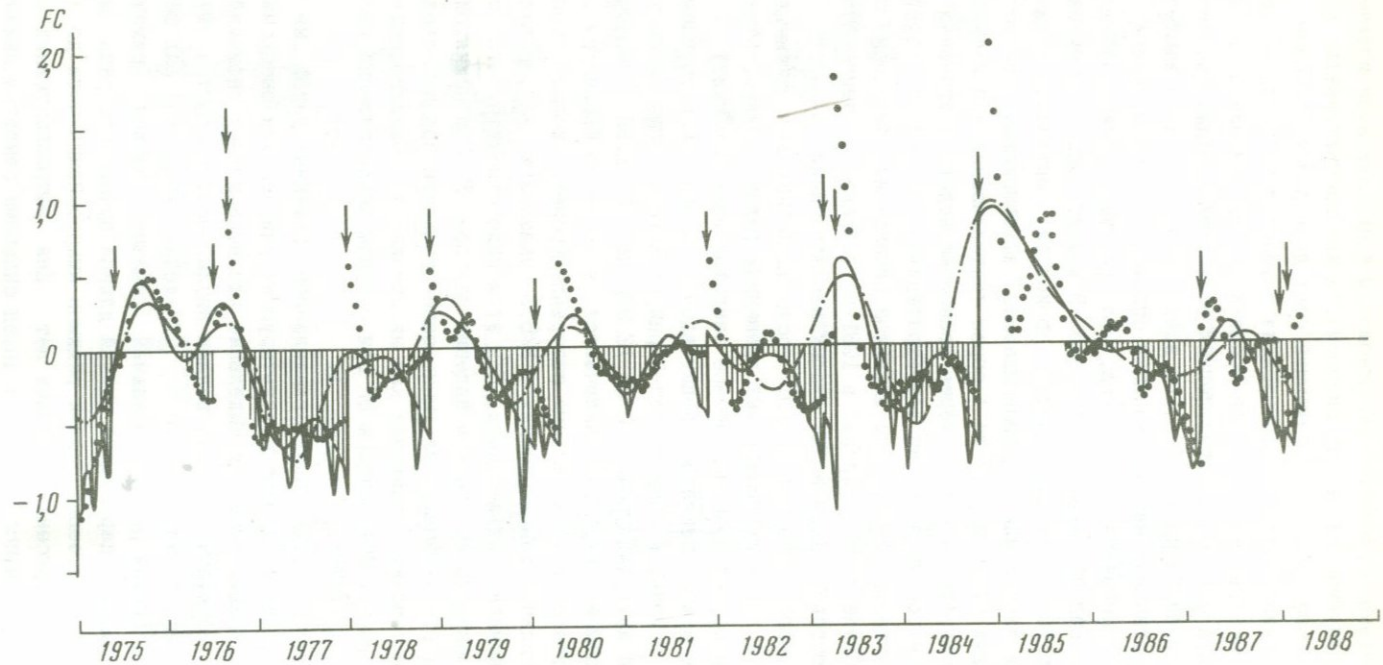


Р и с. 4. Временные вариации факторов UP и FC. Объяснения см. в тексте

риаций изучаемого процесса. По отношению к ним длиннопериодные вариации исследуемых рядов, по-видимому, можно рассматривать как детерминированный процесс, отражающий состояние района в целом. Соответствующая низкочастотная фильтрация осуществлена последовательным сглаживанием отдельных участков временного ряда линейной и тригонометрической функциями, разделенных моментами сильных землетрясений (толстая линия на рис. 4, б). Во всех случаях сильным землетрясениям предшествовали низкие значения сглаженной кривой "крипа" длительностью примерно в полгода-год, что трактуется как эффект "затишья" и накопление энергии в среде. В момент сильного землетрясения фактор  $FC$  резко возрастает - происходит активная релаксация накопленных напряжений, сопровождаемая афтершоковым процессом. В двух случаях (1976 и 1983 гг.) сброс тектонических напряжений произошел неполностью и только через несколько недель обстановка разрешилась повторными сильными землетрясениями. В 1980 г. повторным событием, завершившим процесс активной релаксации, были рои землетрясений. Смена режима "крипа" в 1981 г. связана с землетрясением с  $M=4,5$ , сопровождаемым роями слабых землетрясений.

Незавершенным остается процесс после последних двух сильных землетрясений в конце анализируемых временных рядов. Нужно отметить, что за ними последовали еще четыре землетрясения с магнитудой около 4,5. Все шесть эпицентров лежат вдоль юго-восточной границы исследуемого района, в зоне Дарваз-Каракульского разлома, и произошли в небольшой интервал времени с 21.12.87г. по 20.02.88г. Необычность рассматриваемой ситуации заключается в том, что параметры режима микроземлетрясений в недельные интервалы времени, когда произошли последние сильные землетрясения с  $M \geq 5,0$  указывали на продолжение развития аномалии-предвестника. При этом надо отметить, что землетрясения произошли при резком падении фактора  $UP$ . При принятой интерпретации это указывает на уменьшение прочности среды вследствие падения всестороннего давления как на причину их возникновения. Заметим, что уменьшение фактора  $UP$  при сильном землетрясении наблюдалось только в 1977 г. (см. рис. 4).

Низкочастотная фильтрация сглаживанием временных рядов не идеальна. В той или иной мере результирующий ряд искажен высокочастотными составляющими. Поэтому выделение длиннопериодных вариаций продублировано обратным преобразованием низких частот спектра Фурье - штрихпунктирная линия на рис. 5. Сглаженный временной ряд фактора  $FC$ , соответствующий рис. 4, обозначен точечной линией. Примененный метод фильтрации, оперирующий полной длиной временного ряда, маскирует границу существенно разных режимов микросейсмичности до и после сильных землетрясений прошлых лет. Для ретроспективных оценок аномалий "крипа" непосредственно перед сильными землетрясениями сохранены значения низкочастотной фильтрации на участках между ними



Р и с. 5. Аномалии режима микроземлетрясений перед сильными землетрясениями

(толстая линия на рис. 5). После каждого сильного землетрясения предшествующие значения ряда фиксируются окончательно, а текущие наблюдения за длиннопериодными вариациями "крипа" ведутся на участке, следующем за последним сильным землетрясением.

Нерегулярная низкочастотная периодичность в вариациях "крипа" сопоставима с последовательностью интервалов между сильными землетрясениями. В связи с этим возникает предположение, что понижение "крипа" продолжительностью в 0,5-1,0 года не является предвестником, связанным с областью подготовки конкретного сильного землетрясения. Вероятнее, это следствие повышения тектонических напряжений во всем районе и предупреждение о возможности сильного землетрясения в пределах контролируемой территории безотносительно к какому-либо участку. Развивая это предположение, предвестник, сформированный в области подготовки сильного землетрясения, следует искать в высокочастотных вариациях исследуемого временного ряда. Они долгое время считались случайными и рассматривались как помеха. Только перед Джиргатальским землетрясением 1984 г. с  $M=6,4$  значительное кратковременное уменьшение "крипа" продолжительностью в несколько недель можно считать предвестником (см. рис. 4). Такие же кратковременные предвестники просматриваются перед всеми сильными землетрясениями, но при текущем слежении они не могут быть опознаны, так как соизмеримы с помехами. По-видимому, кратковременный предвестник при оперативном наблюдении за эмиссией микроземлетрясений надежно может быть обнаружен только для сильных землетрясений с  $M \geq 6,0$ , когда в процесс подготовки вовлекается большая часть контролируемой территории. В связи с этим низкочастотные вариации были дополнены кратковременными изменениями "крипа" в полосе частот спектра Фурье, соответствующим периодам от 8 до 16 недель. Чтобы не усложнять графику, на рис. 5 выносились только отрицательные значения высокочастотных вариаций крипа и только тогда, когда  $FC \leq -0,3$ .

Таким образом, проведенное исследование временных изменений эмиссии микроземлетрясений на Гармском полигоне имеет двуплановое содержание.

1. Разработан алгоритм выделения прогностической информации из первичных данных о режиме микросейсмичности, формализованный для реализации на ЭВМ с графическим воспроизведением исходных, промежуточных и окончательных данных (см. рис. 2, 4, 5). Результативность этого направления работы оценивается по соответствию выделенных предвестников с моментами сильных землетрясений (см. рис. 5).

2. Предложены феноменологические представления о разных аспектах эмиссии микроземлетрясений, способствующие восприятию алгоритма обработки и целенаправленному развитию дальнейших исследований. Эти представления никак не влияют на формализованную обработку парамет-

ров микросейсмичности и ее результаты. Они могут быть уточнены, пересмотрены или отброшены.

Автор выражает глубокую признательность Т. Ф. Котляр и Т. И. Германовой, обеспечивающих безупречную оперативную обработку первичного сейсмологического материала на Гармском полигоне.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кропоткин П. Н., Трапезников Ю. А. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. N 11. С. 32-50.
2. Кропоткин П. Н., Люстрих А. Е. Сезонная периодичность землетрясений и принцип Ньютона-Маха // ДАН СССР. 1974. Т. 217, N 5. С. 1051-1064.

УДК 550.343

Н. Т. Гарасов

### ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ НЕВЯЗОК ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИИ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ В ПЕРИОД ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ГАРМСКОГО РАЙОНА

#### Введение

Первые вступления далеких землетрясений часто используются для изучения строения земной коры и верхней мантии. Так, в работах [1-3] была разработана методика оценки скоростных неоднородностей по невязкам времени первых вступлений телесеизмических сигналов и построена карта вариаций скоростей продольных волн для Средней Азии. Хорошее совпадение пространственных изменений скоростных полей с другими геофизическими полями показывает, что по первым вступлениям далеких землетрясений можно достаточно уверенно оценивать характеристики среды в районе расположения группы станций. Другая методика использовалась в [4] при интерпретации флуктуаций времен пробега на большой группе станций в Центральной Калифорнии. При этом была установлена тесная связь между особенностями пространственной структуры поля флуктуаций и геологическим строением района наблюдений.

В работах [5,6] при специальной постановке эксперимента по просвечиванию Камчатской фокальной зоны с помощью взрывов была показана принципиальная возможность наблюдения изменений характеристик среды в процессе подготовки сильных землетрясений. В Гармском районе просвечивание очаговых зон выполнялось с использованием далеких землетрясений в качестве источника [7,8]. В работе [7] отмечалось достаточно сильное (до 0,4с) изменение временных невязок по ст. Гарм перед землетрясением с  $K=14$ , произошедшим в районе хр. Петра Первого 22.03.69г. Однако в целом получить уверенные результаты по

кинематическим характеристикам не удалось. Не исключено, что это связано с погрешностями, возникающими при определении временных невязок по отношению к годографу. При такой методике, помимо погрешности измерений, на точность оценки невязок влияют также погрешности определения координат гипоцентра, времени в очаге и погрешности самого годографа.

Часто в качестве источников для просвечивания очаговых зон используются землетрясения, эпицентры которых располагаются в пределах небольших сейсмоактивных зон, или взрывы, произведенные на ограниченной площади, что позволяет исключить влияние разных условий распространения сейсмических волн на величину невязок. Однако этот способ обладает тем недостатком, что вариации времен первых вступлений, связанные с изменением характеристик среды в любом месте на пути распространения сейсмических волн, могут быть проинтерпретированы как результат изменений параметров среды непосредственно в районе наблюдений, что приводит к появлению дополнительного шума при исследовании их временных изменений.

В работе представлены результаты исследования пространственно-временных вариаций невязок первых вступлений от удаленных источников в период подготовки трех сильных землетрясений Гармского района. Два из них, Каудальское и Сангворское, произошли с небольшой разницей во времени соответственно 26.02.83 и 06.04.83. Первое имело энергию по шкале Т.Г.Раутиан  $K=13,3$  и координаты эпицентра  $38,93^\circ$  с.ш.,  $70,50^\circ$  в.д., второе -  $K=13,9$  и координаты  $38,85^\circ$  с.ш.,  $71,40^\circ$  в.д. Третье, более сильное землетрясение произошло 26.10.84 недалеко от пос. Джиргаталь. Оно имело энергию  $K=15,3$  и координаты эпицентра  $39,25$  с.ш.,  $71,50$  в.д. Кроме того, за период наблюдений отмечалось несколько сильных землетрясений на периферии района. Были рассмотрены закономерности изменения во времени средних характеристик невязок на станциях сети КСЭ в Гарме, их зависимость от положения станций по отношению к эпицентрам сильных землетрясений и от направления выхода сейсмического луча. Помимо этого была сделана попытка сопоставления величины временных невязок с изменением спектрального состава группы продольных волн. Для снижения погрешностей, связанных с применением годографа, невязки на каждой из станций определялись как отклонение вступлений от плоскости волнового фронта. Параметры плоскости вычислялись при этом по совокупности вступлений на всех станциях сети.

#### Методика исследований

Сеть КСЭ состоит из 13 станций, расположенных на относительно небольшой площади (100х60 км) в районе хр.Петра Первого и Гиссарского хребта Южного Тянь-Шаня. Схема расположения станций представлена на рис.1. Здесь же показаны эпицентры сильных землетрясений.

Все станции сети оснащены приборами СКМ с собственным периодом 1,5 с и регистрируют смещение в диапазоне частот 0,75–26 Гц. Запись производится на фотобумагу с увеличением 40 000 и временной раз-  
верткой 120 мм/мин. Марки времени подаются от кварцевых хрономет-  
ров. Это обеспечивает высокую точность временной привязки записей  
сейсмических событий на каждой станции.

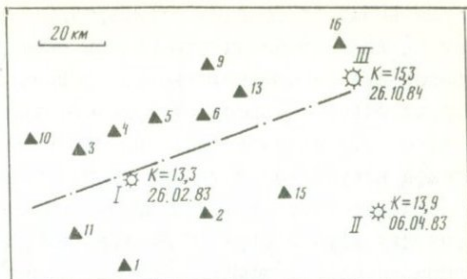
Для сопоставления временных невязок с изменением спектрального  
состава продольных волн использовались записи станций радиотелемет-  
рической сети. События, зарегистрированные станциями этой сети, за-  
писываются на магнитную ленту, что позволяет их легко оцифровывать  
и вводить в ЭВМ. Радиотелеметрическая сеть состоит из девяти стан-  
ций, расположенных в том же районе, что и основная сеть КСЭ. Эти  
две системы наблюдения как бы взаимно дополняются. Все станции име-  
ют характеристики, близкие к характеристикам каналов СКМ. Единст-  
венное различие то, что у телеметрических станций собственный пери-  
од сейсмоприемников равен 1 Гц. Подробное описание радиотелеметри-  
ческой сети дано в работе [9].

Для определения вступлений использовались записи z-компонент,  
так как первые фазы телесеизмических сигналов прописываются на них  
с максимальным соотношением сигнал-шум. За период с января 1982 г.  
по июнь 1986 г. по каталогам были отобраны землетрясения с эпицент-  
ральными расстояниями от 2000 до 10000 км и магнитудой  $M \geq 5$ , произо-  
шедшие в разных сейсмоактивных районах Земли. В обработку включа-  
лись в основном по четыре землетрясения за каждый месяц с направле-  
ниями подхода луча к сети станций, лежащими в каждом из четырех  
квадрантов. При этом из общего числа выбирались землетрясения с  
наиболее четкими вступлениями. Если на записях некоторых станций  
времена первых вступлений определялись неуверенно, то они исключали-  
сь из дальнейшего рассмотрения. При такой методике обработки ис-  
ходного материала погрешность снятия первых вступлений в основном  
не превышала 0,1–0,3 с. Всего за период наблюдений были отобраны и  
обработаны записи 283 далеких землетрясений.

Поскольку линейные размеры Гармской группы станций КСЭ много  
меньше эпицентральных расстояний обрабатываемых землетрясений,  
сферическую продольную волну с большой степенью точности можно рас-  
сматривать в окрестности группы как плоскую. Пусть  $x_i^C$ ,  $y_i^C$  – коорди-  
наты станций сети,  $z_i^C$  – их высота над уровнем моря и  $t_i^C$  – времена  
вступлений продольной волны далекого землетрясения на каждой из  
станций. Здесь  $i=1,2,\dots,N$  – номера станций,  $N$  – их число. Поместим  
начало координат в точку  $x_0$ ,  $y_0$ ,  $z_0$ , которая является геометричес-  
ким центром группы. Тогда уравнение плоскости волнового фронта бу-  
дет иметь вид [10]

$$a(x_i^C - x_0) + b(y_i^C - y_0) + c(z_i^C - z_0) - v_p(t_i^C - \bar{t}) = 0, \quad (1)$$

Р и с. 1. Схема района наблюдений. Треугольники - станции сети КСЭ в Гарме, кружки - эпицентры: I - Каудальского (26.02.83г), II - Сангворского (06.04.83г), III - Джигратальского (26.10.84г) землетрясений. Штрихпунктирной линией условно показана осевая часть хр. Петра Первого



где  $\bar{t} = (1/N) \sum_{i=1}^N t_i^c$ ;  $a, b, c$  - направляющие косинусы вектора нормали к плоскости волнового фронта  $\vec{n} = (a, b, c)$ ,  $v_p$  - средняя скорость продольных волн в верхнем слое под группой станций. Обозначим

$$x_i = x_i^c - x_0, \quad y_i = y_i^c - y_0, \quad z_i = z_i^c - z_0, \quad t_i = t_i^c - \bar{t},$$

$$\alpha = a/v_p, \quad \beta = b/v_p, \quad \gamma = c/v_p \quad (2)$$

и перепишем уравнение (1) в виде

$$\alpha x_i + \beta y_i + \gamma z_i - t_i = 0. \quad (3)$$

Это уравнение использовалось для обработки результатов измерений. По наблюдаемым  $t_i^c$  рассчитывались  $t_i$  и методом наименьших квадратов оценивались коэффициенты  $\alpha, \beta, \gamma$ . После этого вычислялись временные невязки по каждой станции:

$$\Delta t_i = \alpha x_i + \beta y_i + \gamma z_i - t_i \quad (4)$$

и направление вектора нормали плоскости волнового фронта (т.е. направление выхода сейсмического луча):

$$\varphi = \begin{cases} \arctg(\beta/\alpha) & \text{при } \gamma > 0, \\ \arctg(\beta/\alpha) + \pi & \text{при } \gamma < 0. \end{cases} \quad (5)$$

Кроме того, для каждого землетрясения рассчитывались среднеквадратичные отклонения вступлений от плоскости волнового фронта

$$\sigma_j = \left[ (1/N) \sum_{i=1}^N (\Delta t_i)^2 \right]^{1/2} \quad (6)$$

и азимута на источник  $\varphi_e = \varphi + \pi$ . Независимо, по координатам источника и геометрического центра системы наблюдений, вычислялось истинное направление на источник  $\varphi_j$ . Таким образом, для всех 13 станций сети КСЭ были получены ряды временных невязок за весь период наблюдений, за исключением ст. 16, которая начала работать в октябре 1982 г.

#### Характеристики и природа временных невязок

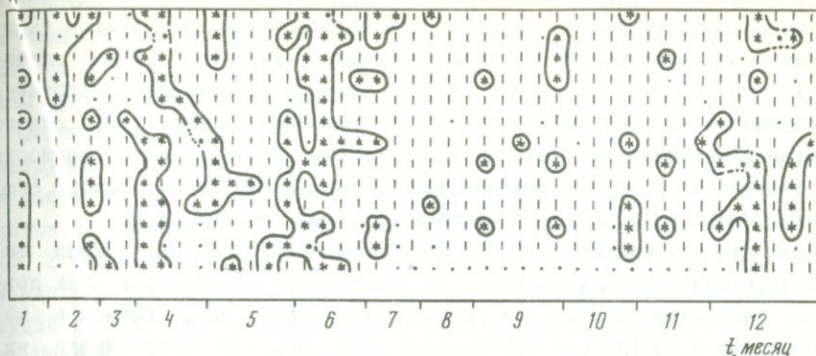
Анализ временных невязок, полученных по всей выборке, показал, что в основном на всех станциях они имеют распределение, близкое к

нормальному со средним стандартным отклонением  $\sigma=0,48$  с. Практически на всех станциях отмечалось смещение максимумов гистограмм распределения (и соответственно средних значений) в положительную или отрицательную сторону от нулевого значения в пределах от  $-0,21$  до  $0,27$  с. Это указывает на систематическое завышение или занижение времен вступлений теми или иными станциями, связанное, по-видимому, с особенностями строения среды непосредственно под станциями. Поэтому для каждой станции по всей выборке были вычислены станционные поправки  $\delta t_i$ , с помощью которых при дальнейшей обработке выполнялась коррекция измеренных значений вступлений  $t_i^C$ .

Однако, помимо основного, на гистограммах распределения невязок отмечались также боковые максимумы существенно меньшей интенсивности, для которых значения невязок достигали  $+2$  с, а в некоторых случаях даже превосходили эту величину. Чтобы выяснить, с чем связаны такие невязки, было построено их пространственно-временное распределение в период подготовки Джиргатальского землетрясения, представленное на рис. 2. По вертикальной оси на рис. 2 схематично отложено расстояние от его эпицентра, по горизонтальной оси - время. Каждый столбец этой диаграммы представляет данные о временных невязках, полученных на всех станциях сети по одному землетрясению. В пределах столбца данные разных станций располагаются в порядке их удаления от эпицентра Джиргатальского землетрясения. Таким образом, каждая строка на диаграмме соответствует определенной станции. Вертикальными штрихами обозначены временные невязки, величина которых не превосходит по модулю  $2\sigma$ , где  $\sigma$  - среднеквадратичное отклонение для данной станции, определенное по полной выборке за весь период наблюдений. Невязки, значения которых больше  $2\sigma$ , обозначены звездочками. Точками отмечено отсутствие данных.

Предположим, что в силу каких-то особенностей записей первые вступления некоторого телесеismicического сигнала определяются с большими погрешностями. Тогда параметры плоскости волнового фронта будут рассчитаны неверно и, следовательно, невязки для большинства станций будут иметь большие величины. В таком случае столбец, соответствующий этому землетрясению, должен состоять из звездочек. Аномальные невязки могут возникать также по техническим причинам, например из-за неверного хода хронометра на одной из станций. Тогда по данным этой станции мы всегда будем определять большие невязки, и соответствующая ей строка окажется заполненной звездочками. Однако на рис. 2 мы не наблюдаем ни того, ни другого.

Аномальные значения невязок объединяются на диаграмме в достаточно обширные зоны сложной конфигурации, которые захватывают по времени один-два месяца и включают по три-семь землетрясений. При этом в пределах одной зоны они проявляются на большинстве станций сети. Такая структура аномальных зон показывает, что большие значе-



Р и с. 2. Пространственно-временное распределение аномальных значений временных невязок перед Джиргатальским землетрясением (январь-декабрь 1984 г.)

ния невязок обусловлены не случайными ошибками измерений, а особенностями пространственно-временных вариаций характеристик среды в районе наблюдений. Наиболее обширные аномальные зоны отмечались за три-восемь месяцев до Джиргатальского землетрясения. В последние три месяца перед этим событием они пропадают, и на диаграмме видны только единичные отскоки. После землетрясения аномальные зоны появляются вновь. Можно предположить, что такие особенности пространственно-временных вариаций характеристик среды связаны с процессом подготовки Джиргатальского землетрясения.

Флуктуации вступлений относительно плоскости волнового фронта могут возникать при изменении времен пробега продольных волн, обусловленных вариациями скоростных характеристик среды. Однако полученные оценки не подтверждают этого. Даже если предположить, что изменение скорости под одной или несколькими станциями происходит во всей коре вплоть до границы Мохоровичича и достигает 3%, то временные невязки на этих станциях не должны превышать 0,25 с, в то время как полученные нами величины в некоторых случаях превосходят это значение почти на порядок. Другой причиной возникновения флуктуаций вступлений продольных волн могут служить изменения спектрального состава регистрируемых событий, связанные с пространственно-временными вариациями фильтрующих свойств среды в районе наблюдений. Рассмотрим подробнее, как спектральные характеристики продольных волн могут влиять на времена вступлений, определяемые при обработке сейсмограмм.

Пусть  $f(t)$  - функция смещения почвы в продольной волне некоторого землетрясения,  $R(t)$  - его запись нашей аппаратурой. Спектр  $R(t)$  может быть представлен в виде [11]

$$R(\omega) = S(\omega)M(\omega)U(\omega)\exp[i\Phi(\omega)], \quad (7)$$

где  $S(\omega)$  - очаговый спектр продольной волны;  $M(\omega)$  - функция, описы-

вающая влияние среды;  $U(\omega)$  и  $\Phi(\omega)$  - соответственно амплитудная и фазовая характеристики станций. Первые два множителя в этом выражении определяют спектр функции смещения почвы  $f(t)$ . Нужно отметить, что угловые координаты наших станций относительно источника практически не различаются, так как линейные размеры сети много меньше эпицентральных расстояний. Поэтому влияние направленности излучения очага будет пренебрежимо малым, и очаговый спектр  $S(\omega)$  должен быть практически одинаковым для всех станций сети.

Как уже говорилось, в качестве источников для просвечивания выбирались землетрясения с  $M \geq 5$ . Угловые частоты их спектров, как правило, были ниже собственной частоты сейсмоприемников, равной в нашем случае 0,75 Гц. Спектры записей этих землетрясений имели вид достаточно узких максимумов, ограниченных, с одной стороны, низкочастотным склоном амплитудной характеристики аппаратуры, а с другой - высокочастотным склоном самого спектра. Преобладающие спектральные амплитуды располагались при этом в узкой полосе частот, лежащей вблизи собственной частоты сейсмоприемника. Как известно, в этой области фазовая характеристика прибора имеет очень большой наклон, который постепенно выполаживается по мере удаления от собственной частоты [10]. Поскольку ширина спектра достаточно мала, мы можем принять, что в полосе максимальных амплитуд  $\Phi(\omega)$  зависит от частоты линейно, т. е.

$$\Phi(\omega) = -\omega\tau, \quad (8)$$

где  $\tau$  - угловой коэффициент, определяющий крутизну фазовой характеристики. В этом случае выражение для спектра записи (7) можно переписать в виде

$$R(\omega) = S(\omega)M(\omega)U(\omega)\exp(-i\omega\tau), \quad (9)$$

Последний множитель в этом выражении показывает, что фазовый спектр записи отличается от фазового спектра исходного сигнала на  $-\omega\tau$ . Из известного свойства преобразования Фурье [12] следует, что это эквивалентно запаздыванию записи сигнала  $R(t)$  относительно функции смещения почвы  $f(t)$  на время, равное  $\tau$ . Поскольку наклон фазовой характеристики меняется с частотой, время запаздывания  $\tau$  будет зависеть от положения максимума спектра на оси частот.

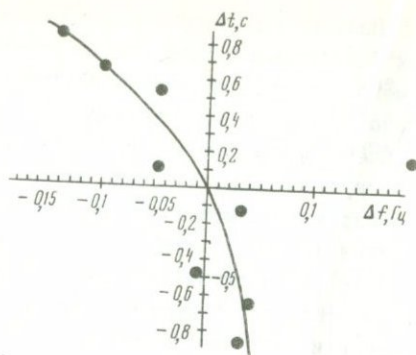
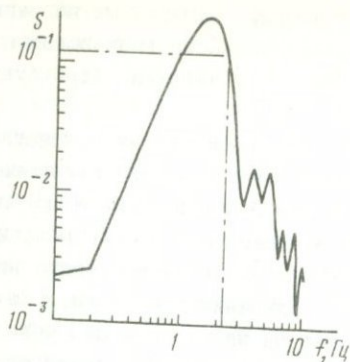
Предположим, что на всех станциях сети наблюдаются одинаковые функции смещения в Р-волне, что эквивалентно постоянству функции  $M(\omega)$  в пределах всего района наблюдений. В этом случае времена вступлений, измеренные по сейсмограммам, будут запаздывать относительно реальных вступлений на некоторое время  $\tau$ . Но, поскольку на всех станциях мы имеем одинаковые спектры записи  $R(\omega)$ , запаздывание  $\tau$  будет постоянным для всей сети. Следовательно, при вычислении  $t_1$  вместо истинных значений  $t_1^C$  и  $\bar{t}$  в соотношение (2) мы подставляем  $t_1^C + \tau$  и  $\bar{t} + \tau$ . Понятно, что это не повлияет на результаты вычисления

$t_L$ . Поэтому одинаковое запаздывание вступлений, измеренных на записях всех станций сети, никак не скажется на точности вычисления параметров плоскости волнового фронта  $\alpha, \beta, \gamma$ , а невязки  $\Delta t_L$  будут равны нулю на всех станциях.

Предположим теперь, что под одной или несколькими станциями фильтрующие свойства среды изменились, например возросло поглощение или рассеяние высокочастотных составляющих. Тогда функция  $M(\omega)$  изменится и, как следует из соотношения (9), изменится спектр записи  $R(\omega)$ . В нашем случае максимум спектра  $R(\omega)$  сместится в сторону низких частот, что приведет к изменению запаздывания  $\tau$  на записях этих станций и, как следствие, к возникновению на них временных невязок  $\Delta t_L$ . Причем, чем больше будет смещение спектра, тем выше будут абсолютные значения невязок. Все это показывает, что изменение фильтрующих свойств среды может служить причиной возникновения флуктуаций вступлений продольных волн на сейсмограммах.

Чтобы проверить это предположение экспериментально, были отображены записи двух телесейсмических сигналов с четкими вступлениями, зарегистрированных станциями радиотелеметрической сети [9]. По сейсмограммам были определены времена первых вступлений  $t_L^C$  и с помощью соотношений (2)-(4) вычислены временные невязки  $\Delta t_L$ . По этим же записям, оцифрованным с частотой 100 Гц, были получены спектры цугов продольных волн. При их вычислении применялись временные окна шириной 20 с. Для повышения точности обработки спектры подвергались сглаживанию по методике, предложенной в [13]. Положение спектров на оси частот формально определялось частотой  $\omega_{0,5}$ , на которой высокочастотный склон спектра достигает уровня 0,5 от его максимального значения. Методику определения  $\omega_{0,5}$  иллюстрирует пример на рис. 3. Здесь представлен спектр продольной волны одного из рассмотренных землетрясений. Горизонтальной штрихпунктирной линией показан уровень 0,5, вертикальной - частота  $\omega_{0,5}$ . Видно, что спектральная кривая достаточно гладкая, что позволяет определять  $\omega_{0,5}$  с высокой точностью. По форме она представляет собой узкий максимум, расположенный вблизи собственной частоты сейсμοприемника.

В результате сопоставления временных невязок  $\Delta t_L$  и частот среза спектров  $\omega_{0,5}$  по каждой станции для обоих землетрясений были получены достаточно четкие зависимости. На рис. 4 в качестве примера представлена одна из них. За нулевой отсчет по частоте здесь принято среднее значение, вычисленное по спектрам записей всех станций. Хорошо видно, что почти все экспериментальные точки уверенно группируются в виде некоторой зависимости временных невязок от частоты  $\omega_{0,5}$ . Ее нелинейный вид определяется нелинейностью фазовых характеристик станций. Как и следовало ожидать, величина невязок падает с ростом частоты, а крутизна зависимости увеличивается. Важно отме-



Р и с. 3. Пример спектра продольной волны далекого землетрясения, вычисленного по записям станции РТС в Гарме. Горизонтальной штрихпунктирной линией показан уровень 0,5; вертикальная линия иллюстрирует определение частоты среза  $\omega_{0,5}$ .

Р и с. 4. Экспериментальная зависимость временных невязок от частоты среза спектра  $\omega_{0,5}$  для одного из рассмотренных землетрясений. Точками показаны значения, полученные по разным станциям сети РТС.

туть, что относительно небольшие смещения спектров по оси частот могут приводить к значительным временным сдвигам первых вступлений. Так, для представленного примера временные невязки меняются от  $-0,85$  до  $0,83$  с в зависимости от значений  $\omega_{0,5}$ . Все это подтверждает наше предположение о том, что большие величины получаемых невязок связаны в основном с изменением спектрального состава продольных волн.

Влияние среды на форму спектров обусловлено процессами поглощения и рассеяния, которые определяют ее эффективную добротность  $Q(\omega)$ . Функция  $M(\omega)$ , характеризующая фильтрующие свойства среды в выражениях (7) и (9), связана с эффективной добротностью известным соотношением [11]

$$M(\omega) = \exp \left[ - \frac{\omega}{2v_p Q(\omega)} \Delta r \right], \quad (10)$$

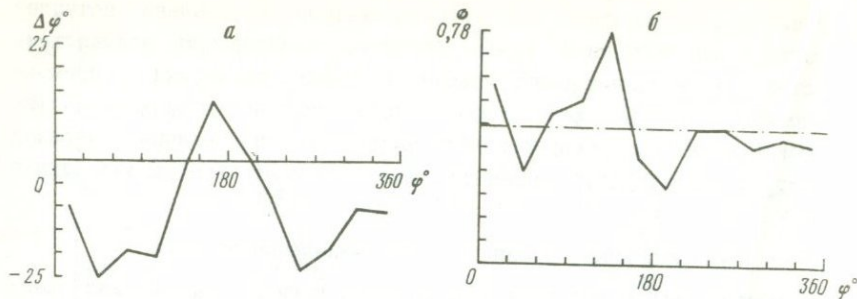
где  $\Delta r$  - расстояние, пройденное волной в среде с определенной функцией  $Q(\omega)$ . Понятно, что  $M(\omega)$  является не только функцией частоты, но и расстояния. Если сейсмическая волна проходит через некоторую область с аномальными значениями эффективной добротности, то влияние этой области на форму спектра волны зависит от расстояния, пройденного волной внутри области, и от конкретного вида функции  $Q(\omega)$ . Чем больше размер аномальной области, тем больше изменение

спектра и, следовательно, тем сильнее смещение по времени вступления этой волны на записи. Таким образом, качественно воздействие областей с аномальными фильтрующими свойствами на величину временных невязок очень похоже на эффект, получаемый при прохождении сейсмических волн через скоростные аномалии, когда величина невязок зависит от контрастности изменения скорости и от размера аномальной зоны.

#### Азимутальные особенности распределения невязок

Временные сдвиги вступлений продольных волн на одной или нескольких станциях сети могут приводить к погрешностям определения параметров плоскости волнового фронта  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ , что, в свою очередь, повлияет на точность расчета временных невязок  $\Delta t_i$ . Для проверки надежности данной методики азимуты на источник  $\varphi_e$ , полученные по вступлениям продольных волн из соотношений (3) и (5), были сопоставлены с истинными направлениями  $\varphi_j$ . На первом этапе рассмотрена гистограмма распределения азимутальных невязок  $\Delta\varphi = \varphi_e - \varphi_j$ , построенная по всей выборке. Оказалось, что  $\Delta\varphi$  обладает достаточно большим разбросом. Их значения распределены в пределах от  $-40$  до  $20^\circ$ . При этом максимум гистограммы был смещен в сторону отрицательных величин азимутальных невязок на  $21^\circ$ . Это указывает на систематические погрешности определения азимутов на источник, которые могут быть связаны с разворотом сейсмических лучей, обусловленным особенностями строения района наблюдений. Следовательно, непосредственное сопоставление  $\varphi_e$  и  $\varphi_j$  не позволяет оценить надежность принятой методики, так как их разница включает в себя не только случайные погрешности, но и систематический разворот фронта волны.

Поэтому значения азимутальных невязок были рассмотрены в зависимости от направления на источник. С этой целью по всей выборке была построена зависимость  $\Delta\varphi$  от  $\varphi_j$ , осредненная с азимутальным окном шириной  $30^\circ$ . Она представлена на рис. 5, а, где хорошо видно, что значения азимутальных невязок закономерно меняются в зависимости от направления на источник. Для азимутов  $\varphi_j < 135^\circ$  наблюдаются отрицательные значения  $\Delta\varphi$ . После  $135^\circ$  вплоть до  $206^\circ$  прослеживаются положительные азимутальные невязки, а затем кривая вновь уходит в отрицательную область. При этом значения  $\Delta\varphi$  меняются от  $-25$  до  $12^\circ$ . Таким образом, разброс азимутальных невязок, полученный по гистограмме распределения  $\Delta\varphi$ , в основном связан с азимутальными аномалиями  $\varphi_e$ . Поэтому для проверки надежности определения параметров плоскостей волнового фронта была выполнена оценка разброса индивидуальных значений  $\Delta\varphi$  относительно осредняющей кривой, показанной на рис. 5, а. Стандартное отклонение значений оказалось равным  $14^\circ$ , что является хорошим результатом.



Р и с. 5. Осредненные зависимости азимутальных невязок (а) и дисперсии временных невязок (б) от направления на источник

Зависимость, показанная на рис. 5, а, была сопоставлена с аналогичной зависимостью, полученной ранее в работе [14]. К сожалению, в ней был рассмотрен недостаточно представительный материал для анализа азимутальных невязок в направлениях от 200 до 360°. Однако в диапазоне  $0^\circ < \varphi < 200^\circ$  было обнаружено хорошее совпадение, что также подтверждает надежность получения параметров плоскости по принятой методике. Появление азимутальных аномалий интерпретировалось в цитируемой работе как влияние на распространение сейсмических волн наклона подошвы коры в районе наблюдений. Модель плоской наклонной границы дает "синусоидальное" распределение азимутальных невязок по направлению. Переходы этой кривой через нулевую линию соответствуют азимуту погружения границы  $\varphi_n$  и обратному направлению ( $\varphi_n + 180^\circ$ ). На экспериментальной кривой, полученной в работе [14], смена знака азимутальных невязок наблюдалась в направлении около 140°. Ее авторы, следуя работе [15], предположили, что подошва коры в районе Гарма погружается именно в этом азимуте, так как соответствует направлению в сторону горной системы Памира.

Полученные нами результаты подтверждают это предположение. Как отмечалось, первый переход через нулевое значение кривой азимутальных невязок наблюдается на рис. 5, а в направлении 135°, что свидетельствует о существовании наклонной границы с простираем 45-225° и очень близко к результату [14]. Однако дальше, в диапазоне азимутов от 165 до 330°, зависимость ведет себя несколько сложнее, чем можно было ожидать в случае плоской наклонной границы. Так, обратная смена знака азимутальных невязок наблюдается уже на 206°. Возможно, это связано с кривизной подошвы коры в районе наблюдений. Другим объяснением может служить влияние второй границы, например крупного тектонического нарушения в коре рассматриваемого района [16]. Такие особенности строения среды могли бы привести к появлению азимутальных аномалий временных невязок вступлений продольных волн. А это существенно усложнило бы анализ их временных вариаций по принятой методике наблюдений. Поэтому была рассмотрена зависи-

мость временных невязок первых вступлений от азимута на источник для каждой станции сети. Однако выявить устойчивые азимутальные изменения при этом не удалось ни на одной из станций.

Более упорядоченной оказалась зависимость от направления на эпицентр дисперсии временных невязок относительно плоскости волнового фронта. На рис. 5, б представлена зависимость  $\sigma_j$  от азимута на источник, осредненная по всей выборке аналогично предыдущему графику. Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие корреляции между кривыми на рис. 5, а и 5, б. Если систематический разворот сейсмических лучей связан с особенностями строения верхней части коры, то должен наблюдаться эффект, аналогичный искривлению волнового фронта. В этом случае следует ожидать, что с ростом азимутальных невязок будет возрастать и дисперсия невязок временных, так как они вычисляются относительно плоского фронта. Следовательно, кривая азимутальных невязок должна быть коррелирована с кривой дисперсии временных невязок. Отсутствие корреляции показывает, что наблюдаемый разворот сейсмических лучей обусловлен влиянием глубинного строения района наблюдений.

Наиболее характерная особенность зависимости, представленной на рис. 5, б, — ярко выраженный максимум дисперсии временных невязок, соответствующий направлению  $135^\circ$ . Совпадение азимута смены знака азимутальных невязок с азимутом максимальной дисперсии, по всей видимости не случайно. Предположим, что мы имеем в среде некоторую наклонную границу, которая разделяет два блока с разными скоростями или фильтрующими характеристиками и имеет направление погружения  $\varphi_n$ . При этом система наблюдений располагается в районе пересечения этой границы с дневной поверхностью. Отметим, что условие выхода границы на поверхность непринципиально и принято для простоты. Допустим, что сейсмические лучи, принимаемые с любого из азимутов, варьируют по углу выхода, что соответствует изменению эпицентральных расстояний регистрируемых событий. Тогда лучи, приходящие на систему наблюдений с азимута, соответствующего направлению погружения границы, в зависимости от величины углов выхода будут проходить выше или ниже границы. Следовательно, в зависимости от углов выхода вариации времен первых вступлений будут определяться характеристиками среды то в верхнем, то в нижнем блоке, а случайное распределение эпицентральных расстояний рассматриваемых землетрясений приведет к большой дисперсии временных невязок. По мере отклонения азимутов на источник от направления погружения границы  $\varphi_n$  к направлениям ее простирания  $\varphi_n + 90^\circ$  и  $\varphi_n - 90^\circ$  этот эффект будет ослабевать, а для азимутов, лежащих в обратной полуплоскости, т. е. в пределах от  $\varphi_n + 90^\circ$  до  $\varphi_n - 90^\circ$ , не должен проявляться вообще, так как сейсмические волны, принимаемые с этих направлений, всегда будут распространяться в нижнем блоке, независимо от их углов выхода. Такая

картина хорошо согласуется с азимутальной зависимостью дисперсии на рис. 5, б, если в среде имеется граница с простиранием  $45-225^\circ$  и с направлением погружения в азимуте  $135^\circ$ . Нужно отметить, что для направления, соответствующего второй смене знака азимутальных невязок, повышения дисперсии не наблюдается, что исключает его интерпретацию в качестве направления погружения границы.

Понятно, что эффект повышения дисперсии временных невязок в направлении погружения наклонной границы должен быть замечен лишь в том случае, если угол ее падения, отсчитываемый от направленной вниз вертикальной оси, лежит в области изменения углов выхода сейсмических лучей. Для диапазона эпицентральных расстояний рассмотренных событий углы выхода должны меняться от  $15$  до  $40^\circ$  [17]. Следовательно, угол погружения подошвы коры должен быть не более  $40^\circ$ , что на первый взгляд недостаточно правдоподобно. Однако оценка сейсмического сноса с учетом средней мощности коры в данном районе показала, что в направлении  $135^\circ$  мы просвечиваем область границы Мохоровичича, в которую попадает глубинный Дарваз-Каракульский разлом. По данным [18], мощность коры в этой области увеличивается с  $50$  до  $60$  км. Значит здесь вполне может наблюдаться резкий наклон границы Мохоровичича.

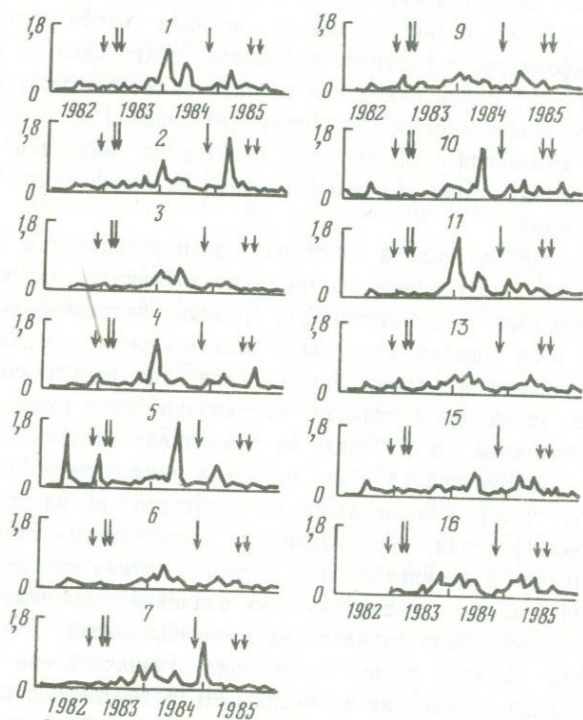
Таким образом, совместное рассмотрение азимутальных зависимостей на рис. 5, а и 5, б привело нас к представлению о существовании в рассматриваемом районе крутого наклона подошвы коры с простиранием  $45-225^\circ$  и погружением в азимуте  $135^\circ$ , т.е. в направлении горной системы Памира. Это подтверждает предположения, высказанные в работах [14,15]. Интересно отметить, что направление погружения коры совпадает с ориентацией главных осей сжатия Гармского района, полученной при исследовании механизмов местных землетрясений [19,20]. Более того, на гистограмме распределения азимутов осей сжатия, полученной в работе [19], отмечалось два максимума. Основной максимум был ориентирован в направлении  $135^\circ$ , а вторичный, существенно меньшей интенсивности, соответствовал ориентации осей сжатия в азимуте  $205^\circ$ , что практически совпадает с направлением второй смены знака азимутальных невязок на рис. 5, а. Трудно предположить, что такое совпадение случайно. Скорее всего, оно отражает определенную связь поля напряжений со строением района и особенностями развития тектонического процесса. Однако для уверенных выводов требуются дополнительные исследования, которые выходят за рамки настоящей работы. Для дальнейшего изложения важны методические результаты, подтверждающие надежность определения параметров плоскостей волнового фронта по принятой методике, точность расчета временных невязок и отсутствие их устойчивых азимутальных изменений. Все это показывает, что принятая методика пригодна для исследования пространственно-временных вариаций вступлений продольных волн.

При исследовании природы временных невязок отмечалось повышение их абсолютных значений перед Джиргатальским землетрясением. Было показано, что в этот период невязки с аномально высокими абсолютными величинами группируются в виде некоторых пространственно-временных зон, появление которых отражает особенности изменений фильтрующих свойств среды в районе наблюдений. Было также высказано предположение, что эти изменения могут быть связаны с процессом подготовки Джиргатальского землетрясения. Если это справедливо, то более детальные исследования полей временных невязок могут, по-видимому, дать новую информацию о развитии процессов подготовки во времени и в пространстве, что очень важно для решения задач прогноза времени и места сильных землетрясений. Поскольку для анализа пространственных особенностей изменения свойств среды необходимо выделить аномалии во времени, сначала были изучены временные вариации невязок за весь период наблюдений.

На первом этапе по каждой из станций были рассмотрены временные ряды невязок  $\Delta t_i$ , полученные как по всему материалу, так и по азимутальным выборкам, соответствующим разным направлениям подхода сейсмических волн. Однако обнаружить закономерное уменьшение или увеличение значений временных невязок перед сильными землетрясениями не удалось ни на одной станции. Сглаживание этих рядов с разными по ширине временными окнами также не позволило выявить каких-либо устойчивых закономерностей. Так, заметное повышение абсолютных величин невязок, которое наблюдалось за некоторое время до Джиргатальского землетрясения, сопровождалось достаточно хаотичным изменением их знаков. В результате перед этим событием наблюдалось резкое увеличение разброса индивидуальных значений временных невязок, которое ярче всего было выражено на временных рядах, полученных по полной выборке. За весь период наблюдений отмечалось еще несколько подобных аномалий, однако их интенсивность и длительность были значительно меньше. Одна из них наблюдалась непосредственно перед Каудальским и Сангворским землетрясениями. Все это позволило предположить, что именно разброс невязок характеризует изменение свойств среды в процессе подготовки землетрясений. Поэтому более подробно были рассмотрены зависимости дисперсии невязок от времени.

Для этого по каждой станции сети были вычислены функции  $\sigma_i(t)$ , значения которых определяются среднеквадратичным отклонением величин  $\Delta t_i$  внутри скользящего временного окна. Учитывая сделанную ранее оценку длительности аномальных пространственно-временных зон, ширина скользящего временного окна была выбрана равной двум месяцам, что позволило получить относительно устойчивые оценки значений  $\sigma_i(t)$  и хорошее разрешение по времени. Окно смещалось по временной оси с шагом в один месяц. Полученные таким образом зависимости

$\sigma_i(t)$  представлены на рис. 6. Здесь же отмечены моменты возникновения относительно сильных местных и периферийных землетрясений. Видно, что форма представленных зависимостей сильно меняется от станции к станции, то же можно сказать и об абсолютных значениях. Отсутствие уверенной корреляции между этими кривыми показывает, что наблюдаемые временные вариации дисперсии обусловлены локальными изменениями характеристик среды в районе каждой станции. Тем не менее можно отметить несколько особенностей, присущих всем зависимостям, показанным на рис. 6.



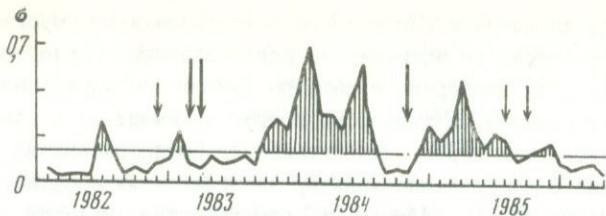
Р и с. 6. Временные вариации дисперсии невязок на станциях сети КСЭ за весь период наблюдений  
Цифры вверху - номера станций. Объяснения см. в тексте

Наиболее характерная из них - повышение дисперсии, которое начинается в октябре-ноябре 1983 г., т.е. приблизительно за год до Джиргатальского землетрясения, и последующий спад величин  $\sigma_i(t)$  до очень низких значений за два-три месяца перед этим событием. Повышение дисперсии в этот период наблюдается на всех станциях сети, но абсолютные значения функций  $\sigma_i(t)$  и характер их роста и спада на разных станциях заметно отличаются, что, по-видимому, обусловлено пространственно-временным характером наблюдаемых изменений. После землетрясения дисперсия вновь возрастает, а затем падает к концу периода наблюдений.

Перед Каудальским и Сангворским землетрясениями, произошедшими с небольшой разницей во времени, на ряде станций также наблюдается повышение и спад дисперсии с декабря 1982 г. по март 1983 г. Однако длительность максимума дисперсии и его интенсивность здесь значительно меньше, чем перед Джиргатальским землетрясением, что может быть связано с существенно меньшей энергией этих событий. Кроме того, проявление этого эффекта в пространстве кажется на первый взгляд не совсем понятным. Так, на наиболее близких к эпицентру Каудальского землетрясения станциях 3 и 4 заметное повышение дисперсии наблюдается только на ст. 4, тогда как на ст. 3 изменения очень малы. То же можно сказать и о ст. 15, ближайшей к эпицентру Сангворского землетрясения. Здесь повышения дисперсии практически не заметно. В то же время на наиболее удаленных от эпицентров обоих землетрясений станциях 9 и 13 видны достаточно четкие максимумы, а самая интенсивная аномалия наблюдается на станции 5. Отмеченные особенности пространственного проявления аномалий дисперсии показывают, что характер временных рядов может сложным образом зависеть от взаимного расположения эпицентра ожидаемого землетрясения и пунктов наблюдений.

Поэтому для интегральной оценки временных изменений дисперсии невязок в районе наблюдений была построена зависимость  $\sigma(t)$ , осредненная по данным всех станций сети КСЭ. Она представлена на рис. 7. Горизонтальной штрихпунктирной линией здесь показан средний уровень дисперсии за весь период наблюдений, а штриховкой выделены временные интервалы, где значения  $\sigma(t)$  были выше этого уровня. Здесь же большими стрелками отмечены моменты возникновения Каудальского, Сангворского и Джиргатальского землетрясений, а маленькими - двух наиболее сильных землетрясений, произошедших в рассматриваемый период в радиусе 500 км от эпицентра района наблюдений. Это Гиндукушское (16.12.82г) и Кашгарское (23.08.85г) землетрясения. Их энергия, пересчитанная в классы по шкале Т.Г.Раутиан, составляла 16 и 16,8. Последней из этих стрелок отмечено разрушительное Кайраккумское землетрясение (13.10.85г.), которое имело энергию  $K=14,9$ . Остановимся на рис. 7 более подробно.

Прежде всего на осредненной зависимости обращает на себя внимание общая тенденция изменения дисперсии невязок в течение всего срока наблюдений. Она выражается в нарастании средних значений  $\sigma(t)$  приблизительно с середины 1982 г. до середины 1984 г. и плавном спаде к концу рассматриваемого периода. Такое изменение средних значений дисперсии может быть связано с четырехлетней периодичностью, которая наблюдалась по кажущимся напряжениям и наклонам графиков повторяемости [21]. На фоне длиннопериодных изменений очень четко прослеживается отмеченное ранее повышение дисперсии перед Джиргатальским землетрясением, которое начиналось в октябре



Р и с. 7. Зависимость дисперсии невязок от времени, осредненная по всем станциям КСЭ. Объяснения см. на рис. 6 и в тексте

1983 г. и закончилось к сентябрю 1984 г. Причем значения дисперсии в этот период существенно превосходят средний уровень. В сентябре 1984 г. дисперсия падает до очень низкой величины и остается на этом уровне вплоть до землетрясения, после чего начинается новый подъем. Перед Каудальским и Сангворским землетрясениями также наблюдаются подъем и последующий спад значений дисперсии в период с декабря 1982 г. по апрель 1983 г. Однако превышение среднего уровня здесь не столь велико. Оба эти события предваряются одним максимумом дисперсии. При этом Каудальское землетрясение происходит на фоне продолжающегося спада ее значений. Скорее всего, это следствие наложения процессов подготовки рассматриваемых землетрясений во времени, поскольку разница между моментами их возникновения составила всего 39 суток. К тому же энергия Сангворского землетрясения, второго из этой пары, была несколько выше и, следовательно, время его подготовки должно быть больше.

Если предположить, что начало процессов подготовки этих землетрясений совпадает по времени с началом возрастания дисперсии невязок в декабре 1982 г., то можно оценить их длительность. Для Каудальского землетрясения она составляет 3 месяца, а для Сангворского - 4 месяца. Аналогичная оценка для Джиргатальского землетрясения дает нам время его подготовки, равное 12 месяцам. Как уже говорилось, энергетические классы этих землетрясений были соответственно равны 13,3; 13,9; 15,3. В литературе отмечалось увеличение длительности процессов подготовки землетрясений с ростом их энергии и делались попытки оценить зависимость между ними [22,23]. Для Гармского района такая зависимость была получена впервые в работе [19]. Используя ее для определения времени подготовки рассматриваемых землетрясений по их энергии, были получены следующие оценки: для Каудальского землетрясения - 4 месяца, для Сангворского - 5 месяцев и для Джиргатальского - 9 месяцев. Это достаточно близко к тому, что мы получили по аномалиям дисперсии временных невязок.

Характер наблюдаемых изменений хорошо согласуется с существующими представлениями о процессе подготовки тектонического землетрясения, в частности с наиболее развитой к настоящему времени моделью ЛНТ [24,25]. Согласно этой модели, процесс подготовки разбивается

на три стадии. Первая стадия характеризуется медленным ростом числа мелких нарушений в области подготовки под действием сдвиговых тектонических напряжений. Скорее всего такой процесс не может вызвать заметных изменений характеристик среды. В работе [22] отмечалось, что его трудно отнести к явлениям "предвестникового" характера. С наступлением второй, лавинной стадии быстрый рост числа и размеров нарушений и связанные с этим локальные изменения напряженно-деформированного состояния среды должны заметно сказаться на поглощении и рассеянии сейсмических волн и привести к изменениям эффективной добротности среды  $Q(\omega)$ . Объединение благоприятно ориентированных трещин в нарушения более высокого порядка и прекращение роста, а может быть, и частичное заживление неблагоприятно ориентированных трещин вызовет постоянное перераспределение их концентрации и размеров в пространстве. С одной стороны, это должно привести к повышению пространственной дифференциации эффективной добротности среды, с другой - к достаточно быстрым изменениям этой характеристики во времени и пространстве. В предыдущих разделах показано, что большие значения временных невязок в основном определяются изменением спектрального состава продольных волн при их распространении. Поэтому быстрые локальные изменения добротности среды в районе расположения той или иной станции вызовут рост дисперсии временного ряда невязок  $\Delta t_i$ . Помимо этого, усиление пространственной дифференциации  $Q(\omega)$  в области подготовки приведет к повышению дисперсии невязок, определяемых по землетрясениям с разными направлениями выхода сейсмического луча на станцию.

Таким образом, при переходе подготовки землетрясения во вторую лавинную стадию следует ожидать, что дисперсия невязок начнет быстро возрастать и сохранит высокие значения в течение всей фазы. При подготовке Джиргатальского землетрясения этой стадии, по-видимому, соответствует период с октября 1983 г. по июль 1984 г., а при подготовке Каудальского и Сангворского землетрясений - приблизительно с декабря 1982 г. по февраль 1983 г. Высокие значения дисперсии, вероятно могут сохраниться и в начале последней, третьей стадии подготовки землетрясения. Однако по мере стягивания процесса неустойчивой деформации в узкую зону, соответствующую поверхности будущего магистрального разрыва, и формирования в ней относительно крупных нарушений в остальной части области подготовки должны происходить прекращение роста нарушений и частичное их заживление. Этот процесс должен привести к восстановлению исходных свойств среды в преобладающей части области подготовки и уменьшению дисперсии невязок до фоновых значений. Для Джиргатальского землетрясения к последней стадии, по-видимому, можно отнести период с июля по октябрь 1984 г., а для Каудальского и Сангворского - с февраля по март-апрель 1983 г.

Все это позволяет интерпретировать аномальный рост и последующий спад дисперсии невязок, предвещающий рассмотренные землетрясения как проявление процессов их подготовки.

Помимо этих аномалий, на рис. 7 наблюдаются еще два аномальных повышения дисперсии. Первое из них начинается в июне 1982 г. быстрым ростом значений  $\sigma(t)$ , которые достигают максимума в июле и падают до фоновых величин к сентябрю того же года. После этой аномалии в районе наблюдений не было зарегистрировано ни одного достаточно сильного местного события вплоть до Каудальского и Сангворского землетрясений. Через 4,5 месяца после ее завершения в 360 км к юго-западу от центра нашей системы наблюдений произошло сильное Гиндукушское землетрясение с  $K=16$ . Учитывая, что эффект повышения дисперсии перед более слабым Джиргатальским землетрясением проявляется на расстояниях до 110 км, можно предположить, что максимум дисперсии в июне-сентябре 1982 г. связан с подготовкой Гиндукушского события. Однако такое объяснение не кажется самым правдоподобным, скорее появление этой аномалии может быть связано с роением слабых местных землетрясений, который был зафиксирован в районе наблюдений примерно в это же время.

Вторая из упомянутых аномалий наблюдается в конце рассматриваемого периода. Ее форма заметно сложнее, а длительность больше. Рост дисперсии невязок начинается здесь сразу же после Джиргатальского землетрясения, т. е. в конце октября 1984 г., и достигает максимума в апреле 1985 г. После этого начинается спад значений  $\sigma(t)$ , который продолжается до конца периода наблюдений. Причем в сентябре-декабре 1985 г. дисперсия выходит на средний уровень. Как и в предыдущем случае, после этой аномалии в районе наблюдений не было отмечено ни одного достаточно сильного землетрясения. Однако в конце августа 1985 г. в 440 км к востоку произошло очень сильное Кашгарское землетрясение с  $K=16,8$ , а в октябре 1985 г. в 180 км к северо-западу - разрушительное Кайраккумское землетрясение. Правда, его энергия была почти на два порядка меньше. Можно предположить, что эта аномалия как-то связана с процессами их подготовки. Однако, как и в предыдущем случае, трудно утверждать это достаточно уверенно без привлечения дополнительных данных.

Более разумным объяснением повышения дисперсии в этот период кажется влияние постсейсмического процесса Джиргатальского землетрясения на состояние среды в районе наблюдений. После образования магистрального разрыва в среде происходит перераспределение напряжений [22]. Зона, прилегающая к плоскости разрыва, оказывается разгруженной, а напряжения концентрируются на ее краях. Идет проработка очаговой области афтершоками. Такой процесс должен вновь повысить неоднородность характеристик среды, в частности ее добротности, и привести к достаточно быстрым пространственно-временным из-

менениям. Поэтому после землетрясения следует ожидать нового повышения дисперсии невязок. По мере затухания этого процесса значения  $\sigma(t)$  должны постепенно вернуться к фоновому уровню. Если принять это предположение, то весь аномальный период с октября 1983 г. до начала 1986 г. следует рассматривать как проявление единого процесса, в который входит подготовка Джиргатальского землетрясения и его постсейсмическая фаза, в течение которой среда возвращается к исходному состоянию.

### Пространственные изменения дисперсии

Поскольку проявление временных аномалий дисперсий невязок во многом зависит от взаимного расположения пунктов наблюдений и эпицентров ожидаемых землетрясений, были рассмотрены пространственные изменения этой характеристики в периоды подготовки Каудальского, Сангворского и Джиргатальского землетрясений. С этой целью в пределах аномалии  $\sigma(t)$ , предвещающей то или иное из упомянутых событий, выбиралось некоторое временное окно, в котором вычислялось среднеквадратичное отклонение невязок  $\sigma_i$  для каждой станции сети (здесь  $i$  - номер станции) и анализировались изменения значений  $\sigma_i$  в зависимости от положения станции относительно его эпицентра.

Предварительно анализировалось влияние длительности временного окна и его положения внутри аномалии на характер распределения  $\sigma_i$  в пространстве. Оказалось, что для начальной части аномалий распределение значений  $\sigma_i$  сильно зависит от выбора ширины и положения окна, тогда как для более поздних интервалов наблюдается существенно более устойчивая картина. В качестве наиболее оптимальных приняты временные окна, ограниченные, с одной стороны, началом спада аномальных значений  $\sigma(t)$ , с другой - моментом землетрясения. Такая формализация выбора кажется вполне разумной, так как окно совпадает по времени с последней стадией процесса подготовки, и можно ожидать, что на этом этапе картина пространственного распределения добротности среды должна быть наиболее устойчивой.

Сначала было рассмотрено пространственное изменение значений  $\sigma_i$  перед Джиргатальским землетрясением. При этом обнаружена интересная особенность. Оказалось, что значения дисперсии могут достаточно сильно меняться в зависимости от расстояния между соответствующей станцией и эпицентром этого события. В то же время на станциях, расположенных в разных азимутах по отношению к эпицентру, но удаленных от него на соизмеримые расстояния, дисперсия невязок имеет близкие значения. Таким образом, наблюдается некоторое подобие осевой симметрии свойств среды относительно эпицентра Джиргатальского землетрясения.

Поэтому была построена зависимость дисперсии невязок от расстояния независимо от угловых координат станций относительно эпицентра

(рис. 8, а). По горизонтальной оси здесь отложены расстояния от каждой из станций сети до эпицентра Джиргатальского землетрясения, а по вертикальной - полученные для них значения дисперсии невязок в период подготовки. Представленная кривая имеет несколько неожиданный характер, тем не менее видно, что значения  $\sigma_i$  достаточно закономерно меняются по мере удаления станций от очаговой области. На рисунке выделяются три четких максимума дисперсии на расстояниях 40, 60, 100 км, которые чередуются с зонами пониженных значений  $\sigma_i$ . При этом максимум дисперсии на расстоянии 60 км значительно выше остальных.



Р и с. 8. Изменение дисперсии временных невязок с ростом расстояния от эпицентра в области подготовки Джиргатальского (а), Каудальского (б) и Сангворского (в) землетрясений  
Горизонтальные линии - средний уровень, штриховка - зоны его превышения

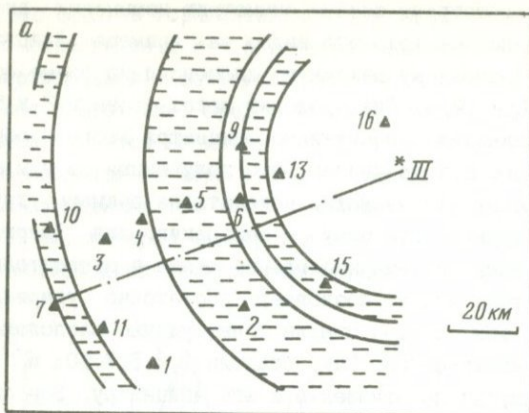
Аналогичные зависимости были получены для Каудальского и Сангворского землетрясений (рис. 8, б, в). Для Каудальского землетрясения изменения  $\sigma_i$  в зависимости от расстояния имеют менее упорядоченный характер. Возможно, это связано с тем, что его подготовка совпала по времени с процессом подготовки более сильного, Сангворского землетрясения. Однако, как и в предыдущем случае, на кривой отчетливо выделяется интенсивный максимум дисперсии на расстоянии 20 км от эпицентра этого события (к сожалению, отмеченный только одной точкой) и более слабый максимум на расстоянии 40 км. Интересный вид имеет зависимость, полученная для Сангворского землетрясения. Здесь почти во всем диапазоне расстояний значения  $\sigma_i$  достаточно малы и очень слабо меняются с расстоянием. Исключение составляет интервал от 55 до 80 км, где очень хорошо видны два максимума дисперсии, причем интенсивность второго из них существенно выше.

Для всех рассмотренных случаев прослеживаются определенные черты сходства. В отличие от ожидаемого уменьшения значений  $\sigma_i$  с расстоянием на всех кривых наблюдается чередование зон повышенной и пониженной дисперсии. При этом характерно, что один из максимумов имеет на них преобладающую интенсивность. Положение этих зон в пространстве показано на рис. 9, где области повышенной дисперсии, заштрихованные на рис. 8, нанесены на схему района наблюдений. Распределения для Каудальского и Сангворского землетрясений объединены в одном рисунке, поскольку процессы их подготовки наложились во времени.

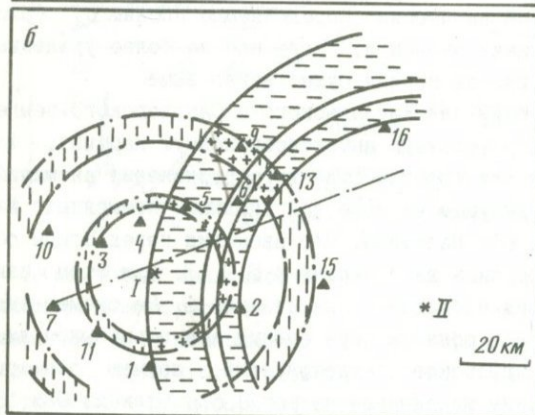
Эти рисунки хорошо иллюстрируют осевую симметрию изменения дисперсии в пространстве. Наиболее ярко это видно на примере Джиргатальского землетрясения. Основному максимуму дисперсии на схеме соответствует вторая зона (рис. 9, а) Она проходит через станции 2 и 5, которые лежат в разных азимутах относительно эпицентра этого события. Если мы вернемся к рис. 8, а, то увидим, что полученные по ним  $\sigma_i$  имеют очень близкие значения. То же можно показать на примере других станций, входящих в ту или иную зону. К сожалению, для Джиргатальского землетрясения наша система наблюдений лежит в относительно узком диапазоне азимутов, что не позволяет достаточно уверенно проследить кривизну этих зон. В этом смысле более удачно расположен эпицентр Каудальского землетрясения. Так, станции 1, 2, 6, 7, 10 и 11 лежат в самых разных азимутах по отношению к его эпицентру. Все они попадают в зону пониженной дисперсии. Определяемые по ним  $\sigma_i$  (рис. 8, б) имеют достаточно близкие значения, тогда как на более удаленных и на более близких станциях дисперсия существенно выше.

Зоны повышенной дисперсии для Каудальского и Сангворского землетрясений образуют на рис. 9, б сложную интерференционную картину, хорошо объясняющую особенности пространственного проявления аномалий, которые отмечались в предыдущем разделе при анализе временных вариаций дисперсии (см. рис. 6). Напомним, что аномалии перед этими событиями хорошо проявились лишь на станциях 4, 5, 9, 13, при этом наиболее интенсивная аномалия наблюдалась на станции 5. На схеме видно, что она располагается в области пересечения зон повышенной дисперсии Каудальского и Сангворского землетрясений, причем обе зоны соответствуют преобладающим максимумам на рис. 8, б, в. Станции 9 и 13 также располагаются в области пересечения зон повышенной дисперсии этих двух землетрясений, поэтому на рис. 6 на них наблюдается заметное повышение дисперсии, несмотря на большое удаление от обоих эпицентров. Исключение составляет станция 4, которая не попала ни в одну из зон, но она располагается в непосредственной близости от эпицентра, где могут проявляться какие-то локальные особенности изменения свойств среды.

Все это показывает, что в период подготовки сильных землетрясений в пространстве формируется несколько зон повышенной дисперсии, которые окружают эпицентр готовящегося землетрясения. Можно предположить, что в этих зонах более сильно и быстро изменяется эффективная добротность среды, что приводит к росту дисперсии невязок. Скорее всего такой эффект должен наблюдаться в областях с пониженной прочностью горных пород, например в зонах крупных разломов. В таком случае можно ожидать, что зоны повышенной дисперсии должны быть вытянуты в направлении простирания основных геологических структур. Для Гармского района это соответствует направлению с юго-запада на северо-восток приблизительно параллельно осевой части хр. Петра Пер-



Р и с. 9. Положение зон повышенной дисперсии в пространстве в период подготовки Джиргатальского (а), Каудальского и Сангворского (б) землетрясений  
 Треугольники - станции сети КСЭ, звездочки - эпицентры землетрясений:  
 I - Каудальского, II - Сангворского, III - Джиргатальского



вого [16]. Однако простираение зон повышенной дисперсии на рис. 9, а в корне противоречит этому предположению.

Более правдоподобным объяснением кажется связь зон повышенной дисперсии с границами области подготовки. Предположим, что область подготовки землетрясения представляет собой некоторый объем среды, окружающий эпицентр и отделенный от вмещающего массива горных пород вертикальной границей. Пусть эффективная добротность среды внутри этого объема заметно отличается от добротности во внешней области. Если в качестве источников для просвечивания такой модели мы используем телесеismicкие события с разными направлениями выхода seismicких лучей, то во внутренней и внешней областях уровень дисперсии невязок зависит лишь от степени неоднородности их среды. Иная картина должна наблюдаться на станции, расположенной вблизи границы. Лучи, приходящие на нее с разных азимутов, будут приниматься то с одной, то с другой стороны границы. Поэтому их спектральный состав, а следовательно и временные невязки, определяются добротностью среды то в области подготовки, то во вмещающем масси-

ве. Понятно, что это приведет к резкому росту дисперсии невязок. По мере удаления пунктов приема от границы этот эффект должен ослабевать. Зависимость дисперсии от расстояния для такой модели будет иметь вид горизонтальной прямой, на которой наблюдается максимум на расстоянии равном радиусу области подготовки. Амплитуда максимума определяется контрастностью границы, а его ширина - глубиной аномального объема и диапазоном изменения углов выхода лучей. В плане область повышенной дисперсии будет иметь вид кольцевой зоны, проходящей над границей аномального объема.

Возвращаясь к рис. 8 и 9, можно предположить, что в период подготовки сильных землетрясений формируется несколько таких границ. Для Джиргатальского землетрясения их наблюдается три. Но учитывая, что первая из них соответствует очень слабому максимуму дисперсии (см рис. 8, а) область подготовки этого землетрясения можно представить в виде двух объемов с разными свойствами среды, как бы вложенных один в другой. Граница между ними проходит в 60 км от эпицентра этого события и имеет высокую контрастность, так как соответствует преобладающему максимуму дисперсии на рис. 8. Внешний объем ограничен зоной повышенной дисперсии на расстоянии 100 км. Судя по величине дисперсии, контрастность этой границы должна быть существенно меньше. Такая же структура области подготовки может быть принята для Каудальского землетрясения. На рис. 9, б видно, что его эпицентр скрывают две зоны повышенной дисперсии, которые могут быть проинтерпретированы как границы внутреннего и внешнего объемов. Причем, внутренняя зона соответствует преобладающему максимуму дисперсии на рис. 8, б. Следовательно, как и в предыдущем случае, контрастность границы внутреннего объема существенно выше, чем внешнего. Радиус внутреннего объема области подготовки этого землетрясения равен 20 км, внешнего - 40 км, что значительно меньше, чем для Джиргатальского.

Для Сангворского землетрясения также можно предположить существование двух границ в 58 и 75 км от эпицентра, но судя по величине дисперсии, контрастность первой из них должна быть очень мала, а радиус второй заметно превосходит радиусы наиболее контрастных границ областей подготовки Каудальского и Джиргатальского землетрясений, хотя энергия последнего из них была существенно выше. Такое отличие структуры области подготовки может быть связано с тем, что эпицентр Сангворского землетрясения располагался за пределами Памиро-Тянь-Шаньской депрессии в районе гор. Сельдытау и был отделен от района наблюдений глубинным Дарваз-Каракульским разломом.

В работе [26] рассматривалось пространственное распределение угловых частот слабых местных землетрясений перед рядом относительно сильных землетрясений Гармского района. При этом установлено, что в периоды подготовки в районе эпицентра готовящегося землетрясения

возникает аномальная область, в которой наблюдается заметное понижение угловых частот относительно их фоновых значений. Интересно, что эта область как бы включена в другую, более обширную, которая характеризуется ростом этого параметра по отношению к фону. Позднее очень похожая картина распределения угловых частот в пространстве была выявлена перед рядом сильных землетрясений Казахстана в работе [21]. Поскольку изменение угловых частот отражает определенные изменения физико-механических характеристик горных пород, такое распределение также позволяет представить область подготовки в виде вложенных один в другой объемов с разными свойствами среды, что хорошо согласуется с нашими предположениями относительно структуры областей подготовки Каудальского и Джиргатаьского землетрясений.

Осевую симметрию изменения дисперсии в пространстве можно попытаться использовать для определения координат эпицентра ожидаемого землетрясения. На рис. 8 показано, что значения  $\sigma_i$ , определенные по разным станциям сети в период подготовки того или иного из рассмотренных событий, вполне закономерно меняются в зависимости от расстояния между соответствующей станцией и его эпицентром. Если же мы выберем в пределах района наблюдений любую другую точку и построим зависимость значений  $\sigma_i$  от расстояния между этой точкой и соответствующими станциями, то закономерность нарушится и полученная кривая будет иметь вид некоторой ломаной линии. Значения производной от такой ломаной должны быть заметно выше, чем от зависимости, полученной относительно эпицентра. Следовательно, условия минимума значений производной можно использовать в качестве критерия для поиска координат эпицентра.

Эти соображения проверены на примере предсказания места Джиргатаьского землетрясения. Для этого район размером 100x150 км, в который входила наша система наблюдений и эпицентры рассмотренных землетрясений, был разбит на сетку с шагом 5x5 км. Последовательно каждый узел сетки принимался за точку, относительно которой рассчитывались расстояния до станций сети  $R_i$ . Соответствующие каждой станции пары значений  $\sigma_i$  и  $R_i$  перенумеровывались в пары  $\sigma_k$  и  $R_k$  таким образом, чтобы величины  $R_k$  возрастали с увеличением индекса  $k$ . После этого вычислялся параметр

$$S = \frac{1}{N-1} \sum_{k=1}^{N-1} \left| \frac{\sigma_{k+1} - \sigma_k}{R_{k+1} - R_k} \right|,$$

значения которого присваивались соответствующему узлу сетки. За положение прогнозируемого эпицентра принимались координаты узла, которому соответствовало минимальное значение  $S$ .

На рис. 10, а представлена карта распределения этого параметра перед Джиргатаьским землетрясением. Цифрами в узлах сетки даны соот-



ниями этого параметра. Более обширная зона содержит отмеченный штриховкой абсолютный минимум, который совпал с координатами эпицентра, вычисленного по записям этого землетрясения с точностью до 3 км. Таким образом, данная методика позволила бы практически точно предсказать положение эпицентра Джиргатальского землетрясения.

На рис. 10 $\delta$  представлена карта распределения параметра  $S$  перед Каудальским и Сангворским землетрясениями, полученная по аналогичной методике. Здесь мы имеем сложную ситуацию, так как процессы их подготовки наложились во времени. К тому же аномальные проявления дисперсии перед ними были значительно слабее, чем перед Джиргатальским землетрясением. На рисунке видно, что  $S$  имеет здесь более сложное распределение. Абсолютный минимум этого параметра наблюдается в одной из зон к востоку от сети станций. Он располагается в 22 км от эпицентра Сангворского землетрясения, что также можно считать хорошей точностью в задаче прогноза места сильных землетрясений. Интересно, что несмотря на совпадение процессов подготовки двух землетрясений, методика позволила бы предсказать эпицентр более сильного из них, хотя это, по-видимому, и повлияло на точность определения его координат.

Сформируем кратко основные результаты, полученные в работе.

1. Показано, что большие величины временных невязок обусловлены изменением спектрального состава продольных волн.
2. Выявленные закономерности изменения азимутальных невязок и дисперсии временных невязок в зависимости от азимута на источник свидетельствуют о существовании в районе Дарваз-Каракульского разлома крутого наклона подошвы коры с падением в направлении 135°.
3. Выявлены временные аномалии изменения дисперсии невязок в период подготовки сильных землетрясений, связанные, по-видимому, с изменениями добротности среды в области подготовки.
4. Показано, что в период подготовки сильных землетрясений в пространстве формируется несколько зон повышенной дисперсии, которые окружают эпицентр.
5. Некоторое подобие осевой симметрии таких зон относительно эпицентра позволило довольно точно определить место Джиргатальского и Сангворского землетрясений.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Винник Л. П. Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 197 с.
2. Винник Л. П., Лукк А. А., Мирзокурбанов М. Количественный анализ скоростных неоднородностей верхней мантии Памиро-Гиндукуша // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 5. С. 3-16.
3. Лукк А. А., Нерсесов И. Л., Мирзокурбанов М. и др. Коромантийные блоки литосферы Средней Азии // Землетрясения Средней Азии и Казахстана, Душанбе: Дониш, 1983. С. 22-47.
4. Итон Д. П., Невский М. В., Николаев А. В. Тонкая пространственная структура флуктуаций времен пробега телесеизмических волн  $P$  в

- Центральной Калифорнии // Сб. сов.-амер. работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1979. Т. 2, кн. 1. С. 81-94.
5. Мячкин В. И., Долбилкина Н. А., Максимов О. А. и др. Аппаратура и методика работ по просвечиванию очаговых зон землетрясений // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 160-164.
  6. Мячкин В. И., Долбилкина Н. А., Кушнир Г. С. и др. Оценка точности и некоторые результаты наблюдений по просвечиванию очаговых зон на Камчатке // Там же. С. 165-176.
  7. Wyss M. Precursor to the Garm earthquake of March 1969 // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 20. P. 2926-2930.
  8. Аки К., Нерсесов И. Л., Николаев А. В. и др. Временные изменения флуктуаций амплитуд и времен пробега телесеismicических волн Р на группах Гарм, Калифорния, ЛАСА и НОРСАР // Сб. сов.-амер. работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1976. Т. 1, кн. 1. С. 171-183.
  9. Кунаков В. Г., Максимов А. Б., Фишер Ф. Г. Развитие радиотелеметрической системы наблюдений в Гарме // Там же. 1979. Т. 2, кн. 1. С. 9-17.
  10. Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехтеоретиздат. 1955. 543 с.
  11. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра. 1980. 533 с.
  12. Саваренский Е. Ф. Сейсмические волны. М.: Недра, 1972. 287 с.
  13. Шпилькер Г. Л. Гармонический анализ на многообразиях об ограничениях применения методов Фурье при изучении сейсмических колебаний // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С. 218-242.
  14. Бугаевский Г. Н., Рогожина В. А. Об определении наклона подошвы коры по моментам вступлений сейсмической волны на группу станций // Там же. М.: Наука, 1972. С. 270-281.
  15. Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Южного Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича // Сов. геология. 1962. N 11. С. 36-69.
  16. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
  17. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
  18. Бутовская Е. М., Суров В. П., Эргашев Г. Э. и др. Глубинное строение Памира и Южного Тянь-Шаня по сейсмическим исследованиям // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 50-65.
  19. Нерсесов И. Л., Семенов А. Н., Симбирева И. Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 334-345.
  20. Вессон Р. Л., Леонова В. Г., Максимов А. Б. Результаты совместных полевых сейсмологических исследований в 1975 г. в районе хребта Петра Первого // Сб. сов.-амер. работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш. 1976. Т. 1, кн. 1. С. 43-69.
  21. Хайдаров М. С. Очаговые спектры землетрясений Северного Тянь-Шаня и пространственно-временные вариации угловой частоты: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1986. 24 с.
  22. Мячкин В. И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 230 с.
  23. Добровольский И. П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1984. 188 с.
  24. Брейс В. Ф., Мячкин В. И., Дитрих Д. Х., Соболев Г. А. Две модели объяснения предвестников землетрясений // Сб. сов.-амер. работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1976. Т. 1, кн. 2. С. 9-21.
  25. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 173 с.
  26. Мартынов В. Г. Свойства S-волн слабых землетрясений: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1982. 21 с.

И. Л. Нерсисов, О. Н. Галаганов, В. П. Передерин, П. И. Боканенко  
ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ ГАРМСКОГО РАЙОНА  
И ИХ СВЯЗЬ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Введение

Систематические наблюдения наклонов и деформаций земной поверхности на Гармском полигоне в связи с работами по прогнозу землетрясений были начаты в 70-е годы [1, 2]. За время наблюдений получен экспериментальный материал значительной длительности, а также накоплено немало факторов об аномальных вариациях наклонов и деформаций, предвещающих землетрясения [1-3]. Длительные ряды непрерывных экспериментальных данных позволили провести анализ долговременных вариаций медленных движений земной коры, включающих в себя общую тенденцию хода наклонов, деформаций и более короткопериодные сезонные колебания.

Детальное исследование природы медленных движений (тенденций), регистрируемых деформографами, проведенное на Гармско-Душанбинском полигоне [2], показало хорошую согласованность хода деформаций, полученных на всех деформографических станциях, между собой, а также с результатами триангуляционных и светодальномерных измерений. На основе совместного анализа деформографических, геодезических и геолого-тектонических данных и данных, полученных по механизмам очагов землетрясений, было высказано предположение о тектонической природе регистрируемых движений [2].

Спектральный анализ периодических составляющих для ряда геофизических параметров, определяющих напряженно-деформированное состояние среды, выявил подобие их спектров, что позволило сделать вывод о наличии общих причин, управляющих геофизическими процессами [4, 5].

Показано также, что колебания с периодами 12, 6 и 4 месяца, характерные для временных рядов наклонов, деформации земной поверхности и вариаций уровней подземных вод, в основном связаны с циклическими изменениями метеорологических факторов [6].

Однако, несмотря на детальное изучение анализируемых временных рядов в широком диапазоне частот, практически не исследованным остался интервал периодов, охватывающий колебания с периодами более 12 месяцев. Между тем анализ данных по наклонам и деформациям земной поверхности, вариациям уровней подземных вод, полученных за длительные интервалы времени в некоторых районах мира, позволил получить ряд интересных результатов о процессах, имеющих место в земной коре в этом диапазоне частот.

Японские исследователи [7] выделили вариации с периодами от 1 года до 4 лет на кривых изменения деформаций и количества атмосфер-

ных осадков. Показано, что вариации количества атмосферных осадков могут быть одной из причин долгопериодных деформаций, причем это влияние может распространяться на значительные территории. Важным результатом, полученным из анализа наклонных наблюдений на станциях в районе Канто (Япония), явилось обнаружение мигрирующих движений земной коры с периодом 5,3–5,8 лет [8,9]. Примеры такого же рода известны по данным группы станций в округе Тохоку (Япония) и в Западных Кордильерах (Перу). Скорость этих закономерных движений, наблюдаемых в Японии и Перу, составляет 10–100 км/год. Отмечается, что причиной этих медленных движений могут быть нерегулярные подвижки тектонических плит, вызывающие деформационные импульсы асейсмического характера [8,9]. Периодические вариации уровней подземных вод с периодом около 2 лет были обнаружены в зоне Передового Копетдагского разлома. Эти колебания связывают с распространением волн деформаций [10].

В настоящей работе приведены результаты предварительных исследований длиннопериодных колебаний, зарегистрированных в вариациях уровней грунтовых вод, а также наклономерами и деформографами на Гармском полигоне. Проанализированы некоторые аномальные изменения дифференциальных характеристик поля деформаций перед сильными местными землетрясениями.

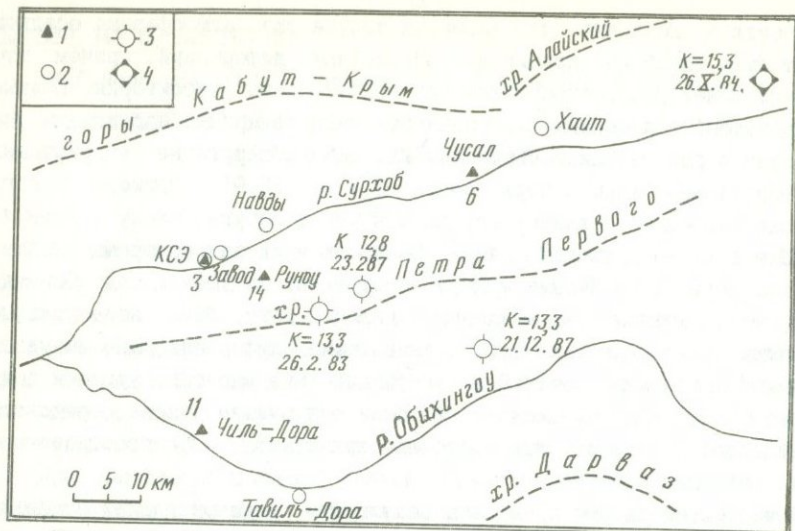
#### Краткая геолого-тектоническая характеристика района наблюдений

Гармский полигон входит в зону сочленения крупнейших геологических структур Средней Азии – Юго-Западного Тянь-Шаня, Таджикской депрессии и Северного Памира. Эти крупные структуры разделены между собой зонами Гиссаро-Кокшаальского и Дарваз-Каракульского глубинных разломов [11] (рис. 1).

Северная часть полигона находится в пределах центральной области Гиссаро-Алайского сводово-глыбового поднятия (включает наибольшую часть Юго-Западного Тянь-Шаня) и представлена в рельефе горным массивом Кабут-Крым и западными отрогами Алайского хребта. В геологическом строении этих горных образований принимают участие породы палеозойского и сильно дислоцированные породы протерозойского возраста, прорванные интрузиями гранитов. Наиболее крупные складки имеют восток-северо-восточное простирание.

В северной части полигона непрерывные наблюдения за медленными движениями земной коры ведутся на станциях Гарм и Чусал. Станции расположены в отрогах Гиссаро-Алайского поднятия, представленного на этом участке палеозойскими породами – гранитоидами и гнейсами. В этой же части полигона находятся скважины Навцы, Завод и Хаит, в которых проводятся измерения вариаций уровней подземных вод.

Центральная часть полигона занята Таджикской депрессией, пред-



Р и с. 1. Схема Гармского полигона  
 1 - сейсмические станции, оснащенные наклономерами и деформографами; 2 - пункты наблюдений за уровнем грунтовых вод; 3 - эпицентры землетрясений; 4 - эпицентр Джиргаталяского землетрясения

ставленной хр. Петра Первого. Эта область выполнена мощной толщей (8-10 км) мезозойско-кайнозойских отложений, расположенных на относительно опущенном кристаллическом фундаменте, возможно, протерозойского возраста, и характеризуется наличием многочисленных ветвящихся антиклинальных складок, разбитых коровыми разломами на многочисленные блоки. Как антиклинали, так и коровые разломы имеют северо-восточное простирание. В осевой части хр. Петра Первого выделяется круто падающий разлом, получивший название Петровского. С севера Таджикская депрессия отделена от Гиссаро-Алайского поднятия системой Гиссаро-Кокшаальских глубинных разломов.

В этой части полигона имеются две станции непрерывных наблюдений за медленными движениями земной коры. Станция Чиль-Дора находится на южном склоне хр. Петра Первого, южнее Петровского разлома. Породы представлены обводненными красноцветными песчаниками. Примерно в 20 км юго-восточнее этой станции находится скв. Тавиль-Дора, в которой ведутся измерения уровня грунтовых вод. Станция Руноу расположена в пределах северного склона хр. Петра Первого. Участок сложен гипсами и красными песчаниками.

Юго-восточная часть района находится в пределах геоструктурной области Северного Памира, отвечающей в рельефе Дарвазскому хребту, и представлена в основном породами палеозойского возраста. Границей между Северным Памиром и Таджикской депрессией служит Дарваз-Каракульский глубинный разлом, вытянутый в северо-восточном направле-

нии. Наблюдения за медленными движениями земной коры и вариациями уровней грунтовых вод в этой части полигона не проводятся.

Согласно геолого-тектоническим данным, интерпретированным с позиции геотектонической концепции фиксированного развития земной коры, современная структура Гармского района сформировалась в результате вертикальных перемещений отдельных блоков, ограниченных тектоническими разрывами. Вертикальные перемещения происходили под действием вертикальных сил, но в обстановке горизонтального сжатия, которое определило линейную единообразную вытянутость и взбросовый характер большинства наблюдаемых разрывов [11]. С точки зрения концепции мобильной тектоники литосферных плит есть основания полагать, что вся разрывная тектоника Гармского района возникла в результате горизонтального сжатия зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, обусловленного сближением Индийской и Евразийской литосферных плит [12].

Современные геодезические измерения совместно с геолого-геоморфологическими исследованиями показали, что вертикальные перемещения блоков и горизонтальное сжатие района продолжается и на настоящем этапе. Так, по геодезическим данным средняя годовая скорость вертикальных перемещений отдельных реперов полигона достигает 10-15 мм/год, светодальномерные измерения свидетельствуют о сближении хр. Кабут-Крым и северных подножий хр. Петра Первого со скоростью 15-20 мм/год. Эти исследования и данные о механизмах очагов землетрясений указывают на субгоризонтальное сжатие района приблизительно в север-северо-западном направлении вкострости геологических структур [13, 14].

#### Экспериментальные данные и методика их анализа

Наблюдения за медленными движениями земной коры с применением маятниковых наклономеров и штанговых деформографов проводятся, как отмечалось выше, на четырех станциях, расположенных в разных частях Гармского полигона. Измерительные приборы находятся в штольнях и оснащены цифровой и аналоговой регистрирующей аппаратурой, позволяющей регистрировать наклоны и деформации земной коры с шагом дискретизации в 1 ч. Подробное описание пунктов наблюдений и приборов, с помощью которых ведутся измерения, приведено в [2, 3].

Наблюдения за уровнем подземных вод ведутся в неглубоких скважинах, вскрывающих верхние водоносные горизонты. Уровень воды в них регистрируется поплавковыми уровнемерами в аналоговом виде. Гидрогеологические характеристики скважин приведены в табл. 1.

Интервал непрерывных наблюдений наклонов, деформаций и вариаций уровней грунтовых вод охватывает 1981-1987 гг. До 1986 г. исходными данными для исследований по всем видам измерений служили ординаты аналоговых записей, оцифрованные на 0 ч Гринвича с шагом выборки

24 ч. С 1986 г. для анализа наклономерных и деформографических наблюдений использовались среднесуточные значения, вычисленные с помощью ЭВМ по часовым опросам. С целью уменьшения влияния высокочастотных составляющих при изучении длиннопериодных вариаций данные осреднялись за календарный месяц, а при сопоставлении с моментами сильных землетрясений использовалось недельное осреднение.

Т а б л и ц а 1. Гидрогеологическая характеристика скважин

Скважина	Глубина, м	Уровень грунтовых вод, м	Геологический разрез пород
Тавиль-Дора	101	23	0-14 м - валунно-галечные отложения с песчано-суглинистым заполнителем. 14-101 м - валунно-галечниковые отложения с песчано-гравийным заполнителем
Хаит	207	35	0-2 м - суглинок с галькой. 2-132 м - валунно-галечные отложения изверженных и метаморфических пород. Заполнитель - песок, в верхней части-суглинок. 132-207 м - сланцы кварцевые с прослоями кварцитов. В верхней и нижней частях трещиноватые
Завод	84	34	0-48 м - глыбы, щебень гнейсов и гранитов, заполнитель - песок. 48-84 м - мелкозернистые гранито-гнейсы, сверху слегка трещиноватые, глубже - очень твердые, монолитные
Навды	200	27	0-58 м - валунно-галечниковые отложения изверженных и метаморфических пород. Заполнитель - песок, в верхней части - суглинок. 58-200 м - граниты порфировидные, серые, мелкозернистые. В верхней и нижней частях трещиноватые

Для выявления вариаций медленных движений земной коры, не связанных с метеорологическими условиями, из анализируемых рядов были отфильтрованы все высокочастотные изменения, включая сезонные колебания. С этой целью использовался сглаживающий фильтр, основанный на кусочной аппроксимации полиномом степени  $n \leq 2$  отрезка исходного ряда, состоящего из  $(2m+1)$  соседних точек с последовательным сдвигом этого отрезка на один член ряда [15]. Проводилось также сопоставление долговременного хода наклонов, деформаций и колебаний уровней грунтовых вод с длиннопериодными вариациями атмосферных осадков. Выбор этого параметра вызван тем, что среднегодовые колебания температуры не превосходят по амплитуде  $0,5^\circ\text{C}$ , а среднегодовые вариации давления -  $0,35$  мбар. Согласно оценкам, сделанным на основе простей-

ших теоретических моделей [6], общая величина деформаций и наклонов от обоих факторов не будет превышать значений  $2 \cdot 10^{-8}$  и  $10^{-8}$  соответственно. Более того, нами был проведен спектральный анализ временных рядов метеорологических факторов (включая осадки), накопленных за период около 30 лет на метеостанции пос. Гарм, который не выявил наличия длиннопериодных (более года) регулярных составляющих.

Для анализа деформированного состояния горных пород на станциях Гармского полигона использовался первый инвариант тензора деформаций, определяющий объемные деформации. Известно, что для полного описания напряженно-деформированного состояния среды в точке необходимо иметь шесть компонент тензора деформаций. В силу ряда причин измерения ведутся только по двум приборам, ориентированным, как правило, в меридиональном и широтном направлениях. Естественно, что две компоненты не определяют НДС среды. Однако, если предположить, что измерения проводятся в плоскости земной поверхности, свободной от действия нормальных усилий, а тектонические процессы вызывают деформации с длиной волны гораздо большей, чем размеры деформографа, то объемные деформации можно определить выражением

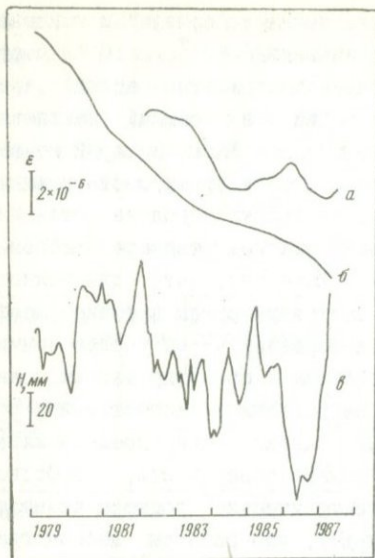
$$\vartheta = \frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} (E_{xx} + E_{yy}),$$

где  $E_{xx}$ ,  $E_{yy}$  - две компоненты тензора деформаций в плоскости измерений;  $\nu$  - коэффициент Пуассона.

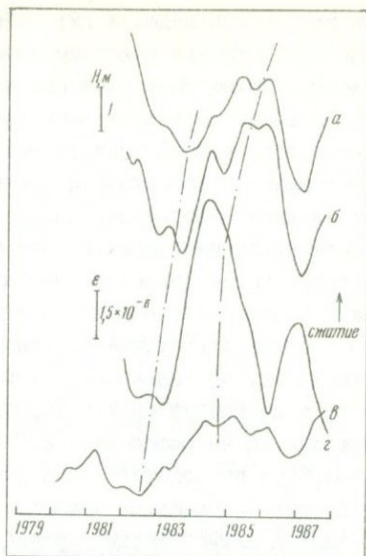
Регистрируемые наклоны - векторная величина, характеризующая поворот площадки измерений относительно горизонтальной оси. Для его определения необходимы две величины - длина и угол направления вектора. В силу конструктивных особенностей и условий места установки маятниковые наклонометры, с помощью которых регистрируется наклон площадки измерений, при длительных наблюдениях подвержены сильному дрейфу. В этом случае затруднительно однозначно интерпретировать долговременные изменения наклонов, так как не ясно, имеют ли эти изменения физическую природу или связаны с конструктивными особенностями аппаратуры. Поэтому, считая дрейф линейной функцией времени, будем анализировать изменения вектора наклонов на фоне линейной тенденции.

#### Длиннопериодные колебания наклонов, деформаций земной поверхности и изменения уровня грунтовых вод

Изучение медленных движений в районе Гармского полигона по данным, полученным с помощью деформографов, показало, что характерная особенность поля деформаций в этом районе - объемное сжатие горных пород со среднегодовой скоростью  $(14-16) \cdot 10^{-7}$  (рис.2). Эта величина находится в хорошем согласии с результатами предыдущих исследований деформаций земной поверхности [2], а также геолого-тектоническими и геодезическими данными [11-14]. Процесс объемного сжатия неравноме-



Р и с. 2. Долговременный ход объемных деформаций и количества атмосферных осадков  
а - ст. Чусал; б - Чиль-Дора; в - осадки



Р и с. 3. Длиннопериодные колебания вариаций уровня грунтовых вод и объемных деформаций  
а - св. Завод; б - св. Хайт; в - деформации на ст. Чиль-Дора; г - св. Тавиль-Дора

рен во времени и на большинстве станций носит колебательный характер. Например, на ст. Чиль-Дора (рис. 2, б) на фоне долговременных тенденций четко прослеживаются квазипериодические колебания с периодом 3-4 года. Аналогичные колебания наблюдаются на фоне незначительных трендов в изменениях уровней грунтовых вод (рис. 3, а, б, г). На ст. Чусал можно отметить колебания скоростей объемных деформаций с периодом около 2 лет в интервале 1978-1981 гг., которые затем сменяются другим процессом (см. рис. 4, б). Периодичность в 3-4 года наблюдается и в изменениях наклонов земной поверхности (см. рис. 5).

Напомним, что колебания уровня подземных вод, наклоны и деформации земной поверхности - процессы взаимосвязанные и во многом обусловлены одними и теми же причинами. Например, изменения уровня подземных вод определяются гидрогеологической характеристикой района наблюдений, атмосферными воздействиями и тектоническими движениями. Две последние причины играют существенную роль в наклонах и деформациях земной поверхности. По-видимому, и в нашем случае все исследуемые параметры регистрируют процессы, обусловленные общей причиной.

Выше было отмечено, что спектральный анализ, проведенный по временным рядам метеорологических параметров, не выявил наличия в них регулярных составляющих с периодами больше года. Тем не менее полностью отрицать влияние метеорологических факторов на изменение уровня подземных вод в скважинах, а следовательно, и на деформации земной поверхности, нельзя, так как с инфильтрацией атмосферных осадков и поверхностных вод (рек) связано питание верхних водоносных горизонтов. Зависимость уровня грунтовых вод от количества осадков, их интенсивности, особенности питания от поверхностных вод (в нашем случае уровень воды в реках зависит от режима таяния ледников) в совокупности с гидрогеологическими особенностями района наблюдений (литологический состав горных пород, коэффициенты их фильтрации и преепроводности, рельеф местности) может быть возможной причиной, вызывающей длиннопериодные колебания.

Чтобы разобраться в природе длиннопериодных колебаний, проведем их сопоставление с сезонными изменениями, считая, что последние обусловлены только действием совокупности внешних (атмосферных) факторов. Если длиннопериодные колебания вызваны теми же причинами, что сезонные, а коллекторские свойства среды не зависят от частоты, то вероятнее всего ожидать одинакового распределения амплитудных и фазовых характеристик по станциям у обоих видов колебаний, тем более что верхние водоносные горизонты у всех скважин имеют практически одинаковое геологическое строение. В табл. 2 приведены значения амплитуд и сдвигов фаз по времени между сезонными колебаниями уровней воды в скважинах и деформаций на ст. Чиль-Дора относительно аналогичных колебаний в скв. Тавиль-Дора, вычисленных на основе взаимно

Т а б л и ц а 2. Характеристики колебаний

Пункт наблюдения	Длиннопериодные колебания		Сезонные колебания	
	1	2	1	2
Тавиль-Дора	0	0,9	0	1,46
Чиль-Дора	4-5	$1 \cdot 10^{-8}$	0	$0,66 \cdot 10^{-8}$
Хаит	9-11	2,2	2	4,15
Завод	9-11	1,3	1	1,99
Навды	12-13	0,6	1	2,44

П р и м е ч а н и е . 1 - сдвиг по времени, мес; 2 - амплитуда, м.

корреляционных функций. Сравнивая данные в табл. 2, можно отметить различие в фазовых и амплитудных характеристиках анализируемых колебаний. Так, если длиннопериодные колебания в скв. Хаит опережают аналогичные изменения в скв. Навды примерно на 2-3 месяца, то в случае с сезонными колебаниями наблюдаем обратный эффект. Такое же не-

соответствие можно отметить по скважинам Хаит, Завод, по изменениям деформаций на ст. Чиль-Дора. Соотношение значений амплитуд также отличаются, например, по скважинам Завод и Навды. Кроме того, если в случае длиннопериодных колебаний увеличению уровня грунтовых вод в скважинах соответствуют деформации сжатия, то в сезонных колебаниях деформации растяжения. Таким образом, наблюдаются существенные различия в характеристиках длиннопериодных и сезонных колебаний, что указывает на различную природу этих колебаний.

Непосредственное сопоставление изменений количества осадков (рис. 2.в) с вариациями уровней грунтовых вод в скважинах, деформациями и наклонами земной поверхности также не выявляет какой-либо значимой связи между ними, и только аномально малое количество осадков, выпавшее в 1985 г. (что характерно для всего региона в целом), возможно, оказало влияние на колебания уровня грунтовых вод и деформаций.

Таким образом, по-видимому, длиннопериодные колебания не являются следствием действия внешних атмосферных факторов, а определяются другими причинами. Можно предположить, что выявленные периодические колебания связаны с региональными тектоническими движениями. В пользу этого предположения свидетельствует и то, что в районе Гармского полигона составляющие с периодом 3,5 года были выявлены на спектрах временных рядов числа землетрясений с  $K \geq 6$  по выборкам в пределах двух зон хр. Петра Первого и в приосевой части Таджикской депрессии [16]; периодичность 3 года и 6 лет обнаружена в вариациях слабой сейсмичности под Памиром и Гиндукушем [17].

Исходя из фазовых различий и расстояний между станциями, можно оценить скорость и направление движения процесса. По приближенным оценкам, процесс направлен с юго-востока на северо-запад со средней скоростью 30 км/год.

Обсуждая конкретные причины тектонических движений на Гармском полигоне и, возможно, связанных с ними колебаний, можно аналогично японским исследователям [8,9] предложить гипотезу о взаимодействии двух крупнейших литосферных плит, Индийской и Евроазиатской, в результате которого возникают деформационные волны, распространяющиеся в глубь континента. Однако полученные результаты не противоречат и гипотезе о возникновении волн деформации в результате взаимодействия литосферы и астеносферы [18].

Мы не будем подробно останавливаться на обсуждении гипотез, так как выявление причин этих колебательных процессов требует более тщательного анализа. На наш взгляд, для этого необходимы профильные измерения и более длительные ряды наблюдений, детальное изучение гидрогеологических особенностей района и режима таяния ледников, анализ полученных в разных точках региона временных рядов атмосферных осадков и изучение колебаний уровня воды в реках. Необходи-

димы подтверждения аналогичных колебательных процессов по другим независимым наблюдениям.

### Дифференциальные характеристики поля деформации и землетрясения

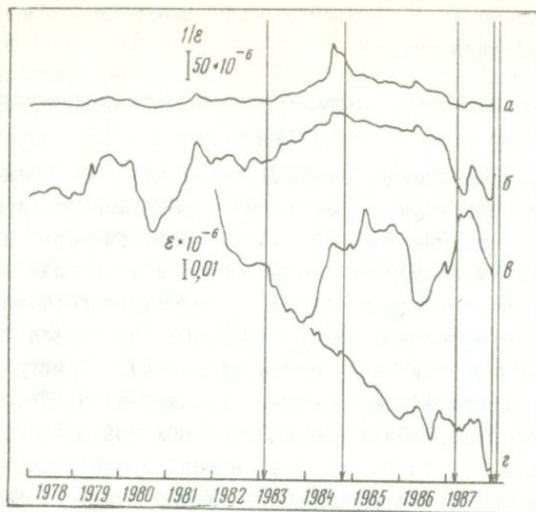
Факт обнаружения длиннопериодных колебаний во временных рядах геофизических параметров, возможными причинами которых являются тектонические движения земной коры, естественно, подразумевает изучение связей их временных особенностей с моментами сильных землетрясений. Однако непосредственное сопоставление моментов сильных землетрясений с временным ходом колебаний не выявляет какой-либо значимой закономерности между этими процессами. Действительно, если перед Джиргатальским землетрясением, произошедшим 26.10.1984 г., на ст. Чиль-Дора по деформациям наблюдается максимальное объемное сжатие пород (рис. 3, в), то на ст. Чусал момент землетрясения приходится на период относительного расширения. Можно отметить некоторое изменение уровня грунтовых вод перед этим землетрясением в скв. Хаит. Но для других событий выявить какую-либо аналогию в вариациях объемных деформаций и уровней грунтовых вод не удастся. Возможными причинами такого результата могут являться значительные тренды на временных рядах, которые маскируют более высокочастотные процессы. Поэтому для подавления трендов были вычислены первые разности средне-недельных данных - аналог скорости процессов и вариации угла поворота вектора наклона в каждый момент времени. По временным вариациям этих рядов, полученным на станциях Чусал, Чиль-Дора, Руноу, и был проведен анализ.

За период наблюдений в районе полигона произошло пять сильных событий. Параметры этих землетрясений приведены в табл. 3.

Т а б л и ц а 3. Параметры землетрясений

Землетрясение	Дата	M	R, км			
			КСЭ	Руноу	Чусал	Чиль-Дора
Каудальское	26.02.83	5,3	20	10	30	25
Джиргатальское	26.10.84	6,4	90	80	50	100
Каудальское	23.02.87	5,0	25	15	25	33
Иштионское	21.12.87	5,3	45	35	30	40
Муксу	09.01.88	5,3	105	100	65	110

На рис. 4, б представлен график временных изменений скорости объемных деформаций на ст. Чусал. Из графика видно, что в 1978-1981 гг. наблюдались довольно интенсивные изменения скорости с периодом около 2 лет, что свидетельствует о высокой подвижности верхних слоев земной коры в районе ст. Чусал в этот период. Примерно с конца 1981 г. процесс стабилизируется, абсолютные значения скорости объемных деформаций медленно уменьшаются. Минимального значения ско-



Р и с. 4. Скорости объемных деформаций  
 а - величина, обратная к скорости объемных деформаций на ст. Чусал; б - ст. Чусал; в - ст. Чиль-Дора; г - ст. Руноу

рость объемных деформаций достигает в середине 1984 г., после чего она постепенно увеличивается. В конце 1986 г. интенсивность процесса возрастает.

Сопоставим временной ход скорости объемной деформации с процессом подготовки Джиргатальского землетрясения, произошедшего в 50 км от станции. Предположим, что интенсивные изменения скорости объемных деформаций служат фоновой характеристикой, свидетельствующей о подвижности среды. В этот период напряжения, накопленные в процессе тектонического деформирования, могут релаксировать в результате межблокового скольжения и разрушения наиболее слабых отдельностей горной породы. Стабилизация, а затем и постепенное уменьшение скорости деформации позволяют предположить, что предыдущий процесс сменился процессом консолидации среды и возрастанием тектонических напряжений. Возможен переход на более крупную ступень в иерархической системе неоднородностей горных пород. Происходит накапливание упругой энергии в более крупной консолидируемой области, продолжающееся вплоть до момента землетрясения. После землетрясения скорость деформаций увеличивается, что указывает на неполное высвобождение упругой энергии, накопившейся в большом объеме горных пород под действием тектонических деформаций. В этот период характерна интенсивная афтершоковая активность. Снижение ее в конце 1986 г. совпадает с резким увеличением абсолютного значения скорости объемных деформаций.

Наиболее четко этот процесс можно проследить на графике величины, обратной к скорости объемных деформаций (рис. 4, а). В этом слу-

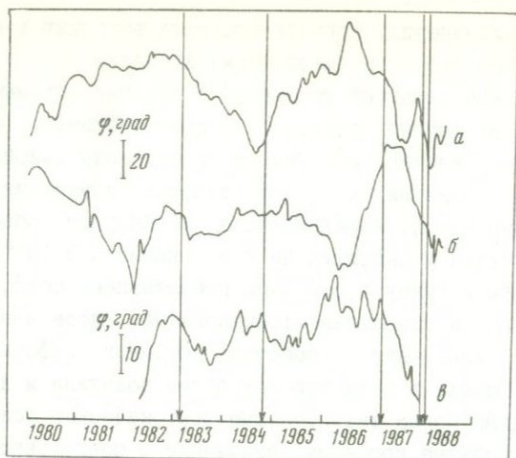
чае интенсивные изменения скорости процесса выглядят в виде общего фона, а уменьшение скорости имеет форму аномалии.

Существенно иной характер изменений скоростей объемных деформаций наблюдается на других станциях. Такое различие, по-видимому, связано с неадекватностью геологического строения районов, где расположены станции. Действительно, на ст. Чусал измерения ведутся в относительно монолитных, коренных породах. Скорости объемных деформаций здесь по размаху амплитуд не превосходят  $0,3 \cdot 10^{-6}$ . В районах станции Чиль-Дора и Руноу в основном представлены осадочные породы, гипсы, песчаники, иногда сильно трещиноватые. Здесь наблюдаются более интенсивные изменения скоростей объемных деформаций порядка  $1 \cdot 10^{-6}$ . Так как среда в этих районах более подвижна и для ее консолидации необходимы более значительные тектонические усилия, возможно, что деформационные процессы, связанные с подготовкой землетрясений, на этих станциях будут различаться.

На ст. Чиль-Дора (рис. 4, в) скорость объемных деформаций имеет вид квазипериодических колебаний, на фоне которых наблюдаются нерегулярные высокочастотные вариации. Сопоставляя этот график с колебаниями скоростей объемных деформаций на ст. Чусал (рис. 4, б) и данными табл. 3, можно отметить, что перед землетрясениями временной ход анализируемых параметров на этих станциях существенно различается. На ст. Чиль-Дора перед сильными событиями наблюдаются интенсивные бухтообразные изменения скорости объемных деформаций, в то время как на ст. Чусал выделена всего лишь одна аномалия перед Джиргатайским землетрясением, связанная с уменьшением абсолютного значения скорости объемных деформаций. Следовательно, либо на этих станциях наблюдаются аномалии разных типов, либо на ст. Чиль-Дора предвестник замаскирован интенсивным колебательным процессом. Ранее было высказано предположение, что возможными причинами этих колебаний могут быть тектонические движения. Поэтому для утверждения, что бухтообразные вариации непосредственно вызваны процессами подготовки землетрясений, а не наоборот, необходимы дополнительные факты. Тем не менее следует отметить, что период колебаний изменяется во времени, и в этих изменениях наблюдается некоторая закономерность с моментами сильных событий (рис. 4, в).

Ряд наблюдений на ст. Руноу относительно короткий (рис. 4, г), поэтому выделим только две особенности временных изменений скоростей объемных деформаций. Это аномалии, наблюдавшиеся в середине 1986 г. и в конце 1987 г., которые можно привязать к землетрясениям Каудальскому (23.02.87) и Иштионскому (21.12.87). Они соответствуют во времени бухтообразным изменениям на ст. Чиль-Дора.

На рис. 5 представлены графики временного хода углов поворота векторов наклонов по станциям. На графиках наблюдаются значительные вариации, хорошо совпадающие между собой по данным разных станций в



Р и с. 5. Угол поворота вектора наклонов  
 а - ст. Чусал; б - ст. Чиль-Дора; в - ст. Руноу

отдельные интервалы времени; это указывает на то, что наблюдаемые процессы имеют региональный характер. Отметим также хорошее совпадение по времени изменений скоростей объемных деформаций и угла поворота вектора наклона на ст. Чиль-Дора (см. рис. 4, в и рис. 5, б).

На графике угла поворота вектора наклона на ст. Чусал (см. рис. 5, а) наблюдаются три значительные аномалии, приходящиеся по времени на 1983, 1984, 1986 и 1987 гг. Первая аномалия хорошо совпадает по времени с изменением величины, обратной к скорости объемных деформаций на ст. Чусал (рис. 4, а) и, по-видимому, связана с процессом подготовки Джиргатальского землетрясения. Интересной особенностью является то, что вектор наклона в этот период разворачивается в сторону эпицентра будущего землетрясения. Можно предположить, что вторая и третья аномалии связаны с процессами подготовки землетрясений 23.02.87, 21.12.87 и 9.01.88. В этих случаях вектор наклона также поворачивается в сторону эпицентра землетрясения. Кроме того, аналогичные аномалии перед этими землетрясениями наблюдаются на других станциях (см. рис. 5), отсутствие значимых вариаций перед событием 26.02.83 можно объяснить тем, что процессы подготовки землетрясений 26.02.83 и Джиргатальского перекрываются во времени. Действительно, исходя из предположения, что вектор наклона разворачивается в сторону будущего эпицентра, можно ожидать, что процессы подготовки землетрясений должны вызвать аномалии разного знака относительно средней линии, поэтому, возможно, подготовка более сильного события маскирует другой процесс.

Аномальные изменения угла поворота вектора наклона на ст. Чиль-Дора (рис. 5, б), приходящиеся по времени на 1981-1982, 1986 и 1987 гг., по-видимому, связаны с процессами подготовки землетрясе-

ний 26.02.83, 23.02.87, 21.12.87 и 9.01.88. В пользу этого предположения свидетельствуют две особенности. Во-первых, аномалии наблюдаются примерно за одно и то же время перед этими землетрясениями и, во-вторых, вектор наклона разворачивается в сторону эпицентров землетрясений. Аналогичные изменения, как уже отмечалось, наблюдаются в изменениях скорости объемных деформаций, а также углов поворота векторов наклонов на других станциях.

Высокочастотные вариации на графике угла поворота вектора наклона на ст. Руноу, представленные на рис. 5, в - результат недостаточного окна усреднения. Низкочастотные колебания хорошо совпадают с аналогичными изменениями на ст. Чиль-Дора, хотя их интенсивность значительно меньше. Наблюдается некоторое несоответствие между одинаково интенсивными изменениями скоростей объемных деформаций на этих станциях и существенно различной интенсивностью наклонов, что, возможно, связано с различием в напряженно-деформированном состоянии горных пород в этих районах. Отметим два момента резких изменений угла поворота вектора наклона, приходящихся на середину 1982 г. и 1987 г. и предшествующих по времени землетрясениям 26.02.1983 г., 21.12.1987 г., 9.01.1988 г. Эти аномалии совпадают с аналогичными изменениями на ст. Чиль-Дора.

Таким образом, изучение медленных движений в районе Гармского полигона по данным, полученным с помощью деформографов, показал, что характерной особенностью поля деформаций в этом районе является процесс объемного сжатия горных пород со среднегодовой скоростью  $(14-16) \cdot 10^{-7}$ . Этот процесс неравномерен во времени и на всех станциях носит колебательный характер. На ст. Чиль-Дора на фоне долговременных тенденций четко прослеживаются квазипериодические колебания с периодом 3-4 года. Аналогичные колебания наблюдаются на фоне незначительных трендов в изменениях уровня грунтовых вод и наклонов земной поверхности. На основе предварительных исследований выдвинуто предположение, что причины данных колебаний - тектонические движения. Оценки, сделанные по фазовым сдвигам в разных пунктах наблюдений, показывают, что процесс распространяется в направлении с юго-востока на северо-запад со скоростью около 30 км/год.

С целью выявления эффектов, связанных с процессами подготовки землетрясений, был проведен ретроспективный анализ дифференциальных характеристик поля деформаций - скоростей объемных деформаций и углов поворота векторов наклонов. Анализ показал, что перед местными сильными событиями наблюдаются определенные колебания скоростей объемных деформаций и углов поворота векторов наклонов, хорошо коррелируемые между собой по времени на разных станциях полигона, что позволяет предположить, что эти эффекты связаны с процессами подготовки землетрясений.

1. Нерсесов И. Л., Латынина Л. А., Жаринов Н. А. и др. Некоторые результаты измерения земной коры на Гармском полигоне // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 60-65.
2. Латынина Л. А., Кармалеева Р. М. Деформографические измерения. М.: Наука, 1978. 154 с.
3. Нерсесов И. Л., Боканенко Л. И., Передерин В. П. Изучение деформационных процессов на Гармском полигоне // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С. 75-88.
4. Нерсесов И. Л., Галаганов О. Н., Журавлев В. И. и др. Закономерности временных изменений некоторых геофизических полей // ДАН СССР. 1985. Т. 286, N 1. С. 77-79.
5. Нерсесов И. Л., Журавлев В. И., Галаганов О. Н. и др. Особенности временных рядов поля деформации // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 3. С. 34-40.
6. Галаганов О. Н. Анализ деформографических и наклономерных наблюдений в сейсмоактивных районах: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1987. 23 с.
7. Kasahara M., Shichi R., Okada Y. On the cause of long period crustal movement // Tectonophysics. 1983. Vol. 97, N 1/4. P. 327-336.
8. Kasahara K. Migration of crustal deformation // Ibid. 1979. Vol. 52, N 1/4. P. 329-341.
9. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 263 с.
10. Барабанов В. Л., Гриневский А. О., Киссин И. Г., Милькис М. Р. Проявление деформационных волн в гидрогеологическом и сейсмическом режиме Передового Копетдагского разлома // Изв. АН СССР. Физика Земли. N 5. С. 21-31.
11. Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958. N 8. С. 959-976.
12. Лукк А. А., Юнга С. Л. Напряженно-деформированное состояние земной коры Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 6. С. 14-26.
13. Певнев А. К., Гусева Т. В., Одинаев Н. Н., Сапрыкин Г. В. Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня // Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С. 68-92.
14. Гусева Т. В., Лукк А. А., Певнев А. К. и др. Геодинамика района на Гармском полигоне в Таджикистане // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N 7. С. 10-26.
15. Хемминг Р. В. Цифровые фильтры. М.: Сов. радио, 1980. 224 с.
16. Лукк А. А., Шевченко В. И. Характер деформирования земной коры Гармского района Таджикистана по геологическим и сейсмологическим данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. N 7. С. 16-33.
17. Маламуд А. С., Николаевский В. Н. Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдуктируемых плитах // ДАН СССР. 1983. Т. 269, N 5. С. 1075-1078.
18. Николаевский В. Н., Рахманов Т. К. О волнах взаимодействия литосферы с астеносферой // Гидрогеодинамические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1984. С. 120-128.

Д. Г. Гриднев, А. Н. Левчук, И. И. Науменко-Бондаренко, И. П. Нерсесов

АНОМАЛЬНЫЕ НАКЛОНЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА СТАНЦИИ ГАРМ  
ПЕРЕД БЛИЗКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 12.11.1987 г.

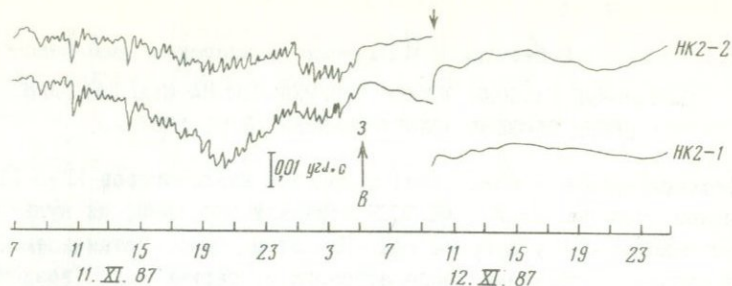
Предварительные исследования кварцевых наклономеров НК-II [1,2] в Обнинской штольне ОМЭ ИФЗ АН СССР показали, что дрейф их нуль-пункта не превосходит 0,2 угл.с за год. При этом было установлено, что дрейф связан с эффектами температурного и барического воздействия на штольню. В 1985 г. два наклономера этого типа были установлены в азимутах С-Ю и В-З в штольне ст. Гарм Гармского геофизического полигона КСЭ.

Материалы наблюдений наклонов земной поверхности в штольне свидетельствуют о значительных по величине периодических наклонах (до 0,1-0,2 угл.с в сутки) постамента, на котором были установлены наклономеры. При этом в ходе изменения наклонов многократно наблюдались скачки амплитудой до 0,01-0,03 угл.с.

Для более объективного суждения о природе столь значительных наклонов и скачков на том же постаменте был установлен второй комплект наклономеров НК-2 в тех же азимутах. Масштаб записи наклонов был задан порядка 0,001 угл.с/мм. Оба комплекта наклономеров периодически продолжали регистрировать аномальные наклоны и скачки.

Из всех случаев аномального хода наклонов наше внимание привлек своей исключительностью ход наклонов перед близким землетрясением, которое было зарегистрировано на станции Гарм в 9 ч 35 мин 54 с 12 ноября 1987 г. (Н= 5,6 км, К= 11,3).

По обоим составляющим за 3 сут до землетрясения начинают четко прослеживаться наклоны с периодом от нескольких минут до часа и амплитудой от 0,001 до 0,015 угл.с, причем по составляющей В-З наклоны наблюдаются в фазе, а по составляющей С-Ю - в противофазе. Аномальные наклоны, более длительных периодов практически отсутствуют. Наклономеры, регистрирующие наклоны по составляющей С-Ю, были установлены всего лишь в 0,5 м друг от друга, поэтому то обстоятельство, что наклоны этими наклономерами регистрируются в противофазе, можно объяснить тем, что они находились на разных крыльях микротектонической трещины подстилающих пород. Однако это объяснение может быть верным в том случае, если предположить, что перед землетрясением происходило сжатие и растяжение горных пород, периоды которых равны половине периодов указанных выше аномальных короткопериодных наклонов. За 4,5 ч до землетрясения короткопериодные наклоны прекращаются одновременно по обоим составляющим, не наблюдаются аномальные наклоны и после землетрясения. На рисунке приведена копия регистрограммы с ходом наклонов по составляющей ВЗ перед землетрясением и после него.



Регистрограмма с ходом наклонов по составляющей В-З (стрелкой отмечен момент землетрясения)

Предварительный анализ аномальных наклонов не дает нам основания считать, что эти наклоны следует рассматривать как предвестники землетрясений. В некоторых случаях наблюдались аномальные наклоны, однако землетрясений не было. В других случаях землетрясениям не предшествовали значительные аномальные наклоны. Только детальная обработка наблюдаемого материала и, в частности, с построением векторных диаграмм хода наклонов, определением скоростей наклона за разные интервалы времени может дать дополнительную информацию о динамике геофизических явлений в сейсмоактивных регионах. Целесообразно аналоговую регистрацию наклонов земной поверхности вести при чувствительности наклономера порядка 0,001 угл. с/мм. Это позволит более полно определить характер деформационных процессов земной поверхности в пункте наблюдения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Булацке Ю. Д., Гриднев Д. Г., Давыдов В. И. и др. Кварцевый наклонномер НК-2 // Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975. С. 149-158.
2. Гриднев Д. Г., Барсенков С. Н., Гусева Ф. П. Наблюдения приливных наклонов в Обнинске макетом кварцевого наклономера // Там же. М.: Наука, 1975. С. 70-77.

УДК 550.34+550.837

М. Г. Осташевский, А. Я. Сидорин

#### МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНАЯ СТАНЦИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

##### Введение

В практике работ по прогнозу землетрясений широкое применение находят методы электрического зондирования земной коры. Для дипольного зондирования (ДЗ) в этих исследованиях используют импульсные МГД-генераторы и высоковольтные батареи конденсаторов [1], а также

генераторы меньшей мощности, обеспечивающие длительный режим работы, что в сочетании со специальными методами подавления помех позволяет добиться высокой точности измерений [2].

Наряду с ДЗ выполняют и вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) с разносами от нескольких метров до 1-3 км. Совместное использование методов ДЗ и ВЭЗ дает возможность не только выявить экзогенные вариации кажущегося сопротивления [3], но и исследовать динамику вариаций кажущегося сопротивления тектонического генезиса. Подчеркнем, что для решения этой задачи необходимо обеспечить высокую точность измерений (не хуже 0,1%).

Для поиска краткосрочных предвестников землетрясений весьма перспективно проводить непрерывные наблюдения с помощью вариометров сопротивления. Как показывает опыт, их чувствительность должна быть не хуже  $10^{-4}$ - $10^{-5}$  относительных единиц.

К сожалению, отечественная промышленность не выпускает аппаратуру для обеспечения перечисленных видов наблюдений. Решение этой задачи может идти двумя путями. Первый из них - создание узкоспециализированных установок, приспособленных лишь для конкретного режима работы. Другой, на наш взгляд, более перспективный путь - создание унифицированной станции электрического зондирования в рамках единой конструктивной основы. Изменить режим работы такой станции можно будет, применяя сменные блоки или платы. При этом желательно максимально использовать стандартные узлы, блоки или отдельные приборы промышленного производства. Такая система представляется более рациональной, так как число нестандартных разработок сведено к минимуму, а различные режимы работы системы определяются ее сочетанием с соответствующими стандартными приборами. В рамках одного режима можно использовать различные уровни или модификации путем замены ряда плат-модулей, входящих в состав станции, или путем изменения логики их работы.

В статье описаны различные модификации многофункциональной станции электрического зондирования СЭЗ, в которой реализован рассмотренный подход, а также приведены примеры результатов, полученных с применением данной аппаратуры на Гармском полигоне и в Армении.

#### Общие принципы работы и конструкция аппаратуры

Общей целью аппаратурных разработок было создание унифицированного комплекса геофизической аппаратуры, способного удовлетворять разнообразным потребностям проведения полевых экспериментов по выявлению предвестников землетрясений электрическими методами, в первую очередь методами электрического зондирования. При этом предполагалось, что существенной особенностью данного аппаратурного комплекса будет возможность его развития в направлении расширения выполняемых функций, более полного охвата методов динамической гео-

электрики. Это вызвано тем, что до сих пор не существовало серийной аппаратуры, способной выполнять такие функции.

При разработке структуры комплекса использовался агрегатный принцип конструирования по двум уровням: модульному и блочному. Модульный принцип заключался в разработке отдельных плат-модулей, объединяемых в кассете-блоке. Платы-модули при этом представляют собой вполне самостоятельные устройства и имеют законченную функциональную схему, обладающую собственными входами и выходами, число которых довольно ограничено. Платы-модули могут перестраиваться с помощью органов управления, расположенных на их передних панелях, или путем распайки соответствующих перемычек. Такая организация позволяет легко изменять режимы работы платы и, следовательно, всего устройства. Тем самым можно реализовать наиболее оптимальные режимы работы схемы.

Блочный принцип конструирования заключается в том, что кассета-блок выполняет функцию как бы центрального органа управления работой всей сменной стандартной аппаратуры, подключаемой к данной кассете. При этом к ней можно подключать различные типы приборов без существенной переделки всей кассеты. Так, могут использоваться различные типы цифровых вольтметров, устройств регистрации цифровой информации. Кроме того, блочный принцип позволяет после проработки тех или иных вариантов всей схемы реализовать ее в наиболее оптимальном варианте уже в виде стойки.

В разработке рассматриваемой аппаратуры выделяется несколько этапов. На первом этапе исследовалась возможность использования прецизионных цифровых вольтметров постоянного тока интегрирующего типа для проведения высокочувствительных измерений вариаций кажущегося сопротивления горных массивов земной коры. Основные технические характеристики типичного цифрового вольтметра с двойным интегрированием, использование которого определяет основные технические и метрологические характеристики аппаратуры, следующие:

1. Класс точности ..... 0,05/0,02
2. Входное сопротивление, МОм..... до 1000
3. Ослабление помех, дБ  
последовательного вида ..... не хуже 60  
параллельного вида с частотой сети..... не хуже 80  
параллельного вида, представляющих собой напряжение  
постоянного тока между входом и корпусом прибора... не хуже 100
4. Максимальная частота измерений, Гц ..... 25

К этому следует добавить высокую чувствительность прибора (отношение единицы младшего разряда к верхнему пределу измерений), которая достигает 0,006-0,007%. Столь высокие характеристики этих приборов обеспечивают возможность их непосредственного использования без промежуточных усилителей и фильтров для создания аппаратуры

прецизионных измерений кажущегося сопротивления и его вариаций.

Поскольку погрешность измерения кажущегося сопротивления определяется погрешностью измерения отношения напряжения и тока, а не погрешностью измерения самих этих величин, на основе стандартных цифровых приборов легко можно реализовать вариационный принцип измерений. Этим достигается чувствительность такой аппаратуры к изменениям кажущегося сопротивления, близкая к предельной чувствительности прибора, т. е. порядка 0,01% и выше.

Измерения тока и напряжения необходимо производить одним и тем же прибором и при одном и том же пределе; для обеспечения максимальной чувствительности измеряемые величины должны быть близки к пределу измерений. Первое из этих требований удовлетворяется поочередным подключением входа прибора к приемной линии MN или к шунту в цепи тока питающей линии АВ, второе и третье - выбором соответствующих величин тока в питающей линии, сопротивления шунта и размеров приемной линии MN. Уменьшение влияния эффектов вызванной поляризации и сдвига по времени измеренных значений тока и напряжения может быть достигнуто стабилизацией тока в питающей линии. Зондирование следует производить двухполярными импульсами тока, что исключает погрешности, обусловленные наличием постоянного напряжения поляризации на электродах.

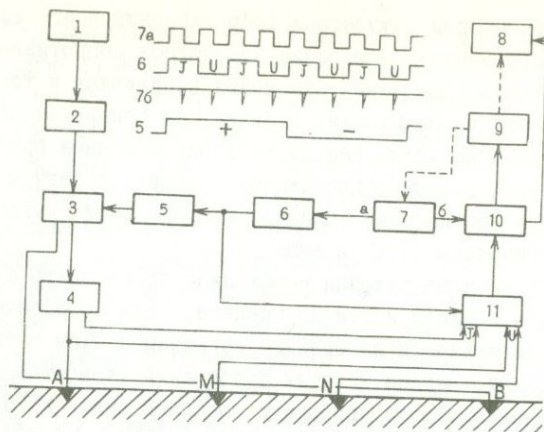
Следует отметить, что такой принцип измерений позволяет устранить существенный недостаток прецизионных цифровых приборов - необходимость калибровки прибора и установки нулей после каждого часа непрерывной работы. Для подтверждения этого предположения в течение двух суток были проведены непрерывные измерения на эквивалентной цепочке, состоящей из трех последовательно включенных резисторов, один из которых (средний) обладал высокой стабильностью. Определение сопротивления среднего резистора производилось по данным измерения тока в цепи и напряжения на среднем резисторе.

В начале эксперимента прибор P385 был откалиброван по нормальному элементу класса 0,02 и установлены нули. В дальнейшем в течение двух суток не производились ни калибровка, ни установка нулей.

В конце двухсуточного цикла измерений прибор был нагрет до 40°C и полностью разрегулирован. Однако в результате всех этих операций изменения определяемого значения сопротивления высокостабильного резистора не превышали 0,01%. Столь высокая стабильность открывает широкие возможности использования цифровых приборов такого типа для создания системы непрерывного измерения кажущегося сопротивления с погрешностью порядка 0,01%.

В процессе работы была исследована возможность реализации измерительного комплекта по блок-схеме, представленной на рис. 1, где приведены временные диаграммы работы комплекта.

Цикл работы комплекта задается блоком управления 7, который в



Р и с. 1. Блок-схема цифрового комплекта для прецизионного зондирования на малых разностях и временные диаграммы его работы

1 - источник постоянного напряжения; 2 - стабилизатор тока; 3 - коммутатор полярности тока; 4 - измерительный шунт; 5, 6 - делитель частоты; 7 - задающий генератор (а, б - его выходы); 8 - цифропечатающее устройство или перфоратор; 9 - мини-ЭВМ; 10 - цифровой измерительный прибор Р385К; 11 - коммутатор входной цепи измерительного прибора  
 А, М, N, В - электроды измерительной установки; J - ток в питающей линии; U - напряжение на приемных установках электродов

простейшем случае может быть выполнен в виде генератора фиксированной частоты, в частности синхронизированного с частотой питающей сети. Тактовые импульсы с выхода блока 7 поступают на делитель 6 с коэффициентом деления 1:2, который управляет коммутатором входа измерительного прибора 11. Сдвинутые на половину периода тактовые импульсы с выхода 7б запускают измерительный прибор 10. С выхода делителя 6 импульсы поступают также на делитель 5, который управляет работой коммутатора полярности тока.

Таким образом, в течение длительности импульса тока обеспечиваются поочередные измерения тока и напряжения. С выхода цифрового измерительного прибора 10 цифровая информация подается на цифропечатающее устройство, перфоратор или мини-ЭВМ.

Экспериментальные исследования проводились с цифровым измерительным комплектом Р385К. Логическая часть комплекта была выполнена на микросхемах серии К155, коммутатор входа измерительного прибора на реле РЭС-9. Стабилизатор тока 2 и коммутатор его полярности 3 были выполнены в двух вариантах: на величину тока до 1 и 10А с использованием контактных и бесконтактных коммутаторов. Причем второй вариант рассчитан на очень низкоомные нагрузки. На Гармском полигоне этот второй вариант использовался лишь для зондирования с диполем МГД-установки "Памир-1", имеющим сопротивление 1,5 Ом и длину около 3 км. Прием сигналов осуществляется с измерительной линии

длиной 500 м. Описанный комплект аппаратуры в несколько упрощенном виде (без ЭВМ) вот уже более 10 лет используется для режимных зондирований. При  $AB=3$  км и  $MN=0,5$  км погрешность среднеарифметического значения серии из 3-5 одиночных измерений не превышает 0,1-0,2% в условиях высокого уровня помех промышленной частоты. Кроме того, с помощью рассматриваемой аппаратуры осуществляется целый комплекс режимных наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления на территории обсерватории Хазор-Чашма Гармского полигона с использованием стандартного набора установок ВЭЗ с разносами  $AB$  от 6 до 2000 м.

Положительные результаты применения прецизионных цифровых вольтметров для проведения работ методом электророндирования составили основу для дальнейшего развития такой аппаратуры, которая в законченном варианте и была реализована в станциях электрического зондирования (типа СЭЗ). Важнейшее отличие аппаратуры СЭЗ от рассмотренного комплекта цифровой аппаратуры - использование в ней методов повышения точности измерений, разработанных авторами на основе анализа статистических свойств помех [2]. Эти методы реализованы в отдельных блоках аппаратуры СЭЗ на основе микросхем среднего уровня интеграции. Несмотря на несколько модификаций этой аппаратуры, ее общая конфигурация не претерпевала существенных изменений. Однако частные решения, касающиеся отдельных плат, подверглись значительной переработке, в ходе которой платы ориентировались на различные функциональные возможности, выявленные в процессе отладки и эксплуатации предшествующего комплекта. Конструктивная разработка блоков проводилась таким образом, чтобы различные модификации СЭЗ реализовывались набором определенного числа плат-модулей, вставляемых на определенные места унифицированной кассеты.

### Аппаратура СЭЗ

Общая структура СЭЗ. При разработке СЭЗ предполагалось, что она должна обеспечивать следующие режимы работы:

- 1) зондирование с МГД-генератором и батареей конденсаторов;
- 2) ВЭЗ на разносах до 3 км с точностью порядка 0,1% (в этом случае блоки приемной и питающей линий совмещены в одном корпусе);
- 3) дипольное электрическое зондирование ДЗ (корпуса аппаратуры питающего и приемного диполей территориально разнесены);
- 4) прецизионное зондирование с точностью  $10^{-4}$ - $10^{-5}$  в режиме вольтметра электрического сопротивления.

Важно отметить, что три последних режима обеспечиваются на основе единого аппаратурно-методического подхода к повышению точности измерений за счет использования прецизионных ампервольтметров промышленного производства и методов повышения отношения сигнала к помехе путем синхронного детектирования, накопления и некоторых других. Такой подход в сочетании со сменными блоками позволил свести к

минимуму количество разработок оригинальных узлов, максимально использовать одни и те же блоки в различных режимах работы и в конечном итоге достигнуть высокой степени универсальности аппаратуры в сочетании с ее узкой специализацией.

Приведем конкретные примеры организации режимов работы СЭЗ.

Измерения сигналов МГД-генератора. Реализация этого режима работы СЭЗ осуществлена на основе модернизации описанной ранее аппаратуры [4], которая хорошо зарекомендовала себя при длительной эксплуатации на Гармском полигоне в эксперименте с импульсной МГД-установкой "Памир-1". Предусмотрены две основные модификации рассматриваемого режима.

Модификация А представляет собой 3-канальную станцию, два канала которой выполнены на усилителях со сменными блоками фильтров низких частот (ФНЧ). К этим же каналам подключен блок автоматической подстройки нуля. Третий канал реализован на усилителе со встроенным фильтром низких частот. Кроме того, имеется плата, с помощью которой можно производить калибровку амплитудных и амплитудно-частотных характеристик каналов. Калибровка амплитудных характеристик производится путем подачи на проверяемый канал линейно-изменяющегося напряжения. Для контроля амплитудно-частотных характеристик используется импульсная калибровка. С помощью платы генератора меток на светолучевом осциллографе одновременно с сигналом записываются метки времени. Питается станция от аккумуляторов через блок стабилизированного напряжения.

Модификация Б отличается от предыдущей только заменой двух усилителей на усилители со встроенными фильтрами низких частот, плата ФНЧ заменяется на платы преобразователей "напряжение-частота". Этим обеспечивается возможность записи сигналов на бытовой магнитофон по двум каналам в числоимпульсном коде. Кроме того, эта модификация предназначена для приема сигналов с дистанционным управлением.

Работа в режиме ДЗ с накоплением. В СЭЗ предусмотрена возможность организации системы накопления на различных аппаратурных уровнях. На самом "верхнем" уровне (модификация А) имеется возможность подключения СЭЗ к мини-ЭВМ, а в качестве измерительного прибора предполагается использовать цифровой вольтметр типа Ф30.

Следующим уровнем (модификация Б) является замена мини-ЭВМ простым реверсивным счетчиком, выполняющим в системе накопления роль синхронного детектора. В качестве измерительного прибора используется цифровой вольтметр типа Ф30 или Ш302. Данные измерений вводятся в СЭЗ, где обрабатываются по специальным алгоритмам, описанным в работе [5]. Полученные после обработки результаты индицируются на 7-сегментных цифровых светодиодах и выводятся на цифropечатающее устройство или перфоратор.

Обе описанные модификации требуют наличия промышленной электри-

ческой сети в пункте наблюдений. При организации стационарной системы режимных наблюдений это требование, как правило, удовлетворяется. В случае временных наблюдений при отсутствии промышленной сети можно использовать преобразователи постоянного напряжения в переменное или бензоэлектрические агрегаты, например АБ-1. Эффективность системы накопления при этом снижается.

В модификации В, для питания которой не требуется промышленной сети, цифровой прибор заменен на преобразователь "напряжение-частота", а для усиления измеряемого сигнала до необходимого уровня использован усилительный тракт приема сигналов МГД-генератора. Погрешность измерений в этом случае оказывается не лучше 1%

Работа в режиме ВЭЗ. В этом режиме СЭЗ сочетает генераторную и приемную станции, для чего предусмотрен коммутатор стабилизированного тока до 5 А. Стабилизированный ток генерируется с помощью выпускаемых отечественной промышленностью источников питания типа ББ-43.

Сигналы с питающей и приемной линией измеряются прибором ФЭО. СЭЗ генерирует сигналы запуска приборов ФЭО в момент измерения тока питающей линии и напряжения на приемной линии, а также коммутирует соответствующие цепи на входе прибора. В модификации А получаемая информация отображается на цифропечатающем устройстве комплекса ФЭОК. В модификации Б предусмотрена возможность связи между мини-ЭВМ и прибором ФЭО. В этом случае измеренные значения тока и напряжения через специальную плату вводятся в мини-ЭВМ, где определяется кажущееся сопротивление.

Работа в режиме цифрового вариометра сопротивления. Принцип работы цифрового вариометра сопротивления, детально рассмотренный в работе [6], может быть реализован на основе использования СЭЗ в режиме ВЭЗ. Соответствующим подбором сопротивления шунта и размеров приемных линий добиваются выполнения равенства напряжения с шунта в цепи питающей линии и напряжения на приемной линии. Тогда дальнейшие измерения, проводимые одним и тем же прибором в модификации Б режима ВЭЗ, можно использовать для расчетов кажущегося сопротивления и его вариаций. В модификации А соответствующие расчеты производятся непосредственно с помощью мини-ЭВМ автоматически. Однако точность одного измерения мала и ограничивается не только точностью используемого прибора, но и различного рода помехами.

Повышение точности измерений достигается использованием метода накопления. В СЭЗ имеется возможность, объединив работу СЭЗ в режимах генераторной станции и ДЗ с накоплением, реализовать принцип высокочувствительного вариометра сопротивления, обладающего высокой помехоустойчивостью.

Дополнительные возможности СЭЗ. В описываемой аппаратуре предусмотрены два возможных варианта автоматизации обработки получаемой информации: 1) путем вывода информации в число-импульсном коде на

блок дистанционного управления и дальше на канал связи с непосредственным подключением этого канала к ЭВМ; 2) путем записи сигнала на магнитную ленту для последующего ввода с магнитной ленты в ЭВМ. Разработано устройство считывания информации с магнитной ленты и ввода ее в ЭВМ.

При зондировании методом ДЗ с накоплением возникает необходимость синхронизации работы генераторного оборудования и приемной аппаратуры, которые могут быть территориально разнесены на десятки километров. Распространенный метод синхронизации по радиоканалу может оказаться малоэффективным в условиях горных районов. Поэтому в СЭЗ предусмотрена возможность синхронизации с помощью высокостабильных кварцевых часов АКВ-1, выпускаемых ОКБ ИФЗ АН СССР. Часы осуществляют управление работой СЭЗ во всех режимах.

Информация выводится в СЭЗ на светолучевой осциллограф или магнитофон в режиме измерений сигналов МГД-генератора и на цифрочитающее устройство или перфоратор в других режимах работы.

Конструктивное исполнение и состав. СЭЗ выполнена в виде одной кассеты в конструктиве АСЭТ, обеспечивающей одновременное размещение в ней 11 плат-модулей. Разъемы соединены между собой таким образом, что переход от одного режима работы СЭЗ к другому осуществляется простой заменой отдельных плат.

В состав СЭЗ входят следующие блоки, выполненные в виде отдельных плат:

1 - генератор меток; 2 - устройство вывода на ЦПУ; 3 - преобразователь "напряжение-частота"; 4 - фильтр ФНЧ; 5 - устройство считывания с ФЭО; 6 - реверсивный счетчик с индикацией; 7 - устройство

Т а б л и ц а 1. Расположение плат в кассете при различных режимах работы СЭЗ

Режим работы и его модификация		Номер разъема										
Основной режим	Модификация	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Номер платы										
Измерения сигналов МГД-генератора	А	11	1	4	16	-	13	16	4	15	-	12
	Б	11	1	3	12	-	13	12	3	15	-	12
ВЭЗ	А	-	1	-	17	-	13	-	7	-	-	9(8)
	Б	-	1	-	17	-	13	-	7	-	14	9(8)
ДЗ с накоплением	Генераторная станция	-	1	-	17	20	13	-	7	-	-	9
	А	-	1	-	-	20	13	-	-	-	14	-
	Б	2	1	-	-	20	13	-	-	6	5	18
	В	2	1	3	12	20	13	-	-	6	5	18
Считывание с магнитофона	-	-	1	-	-	-	13	-	-	-	10	-
Цифровой вариометр сопротивления	-	2	1	-	17	20	13	-	7	6	5	9

управления коммутатором; 8 - плата управления зондированием I; 9 - плата управления зондированием II; 10 - устройство считывания с магнитофона; 11 - плата калибровок; 12 - усилитель с ФНЧ; 13 - блок питания; 14 - устройство ввода; 15 - блок АПН; 16 - усилитель; 17 - блок коммутации тока; 18 - плата индикации результата; 19 - плата вывода с ЭКВМ; 20 - плата синхронизации.

Расположение плат в кассете СЭЗ в различных режимах работы приведено в табл. 1.

### Аппаратура СЭЗ-1

Первые комплекты аппаратуры СЭЗ, выпущенные ОКБ ИФЗ АН СССР в 1982 г., в течение длительного времени использовались для режимных наблюдений за изменениями электрического сопротивления горных пород на Гармском и Байкальском полигонах, а также на территории Армянской ССР. По результатам накопленного опыта была произведена корректировка технической документации аппаратуры СЭЗ, при этом были внесены существенные изменения в схемы различных плат, не изменившие, однако, их функциональных возможностей.

Наибольшие отличия комплектов аппаратуры СЭЗ и СЭЗ-1 конструктивные. Станция СЭЗ-1 поставляется в виде комплекта из четырех кассет-блоков: "СЭЗ-импульс", "СЭЗ-ДЗ", "СЭЗ-вариометр", "СЭЗ-коммутатор". Каждая из кассет снабжена необходимыми монтажными частями (кабели, заглушки), запасными частями и технической документацией, в которую входит паспорт, техническое описание, инструкция по эксплуатации, методика по настройке и проверке плат-модулей. Рассмотрим назначение всех четырех блоков станции.

1. Блок аналогового приема импульсных сигналов электроразондирования - "СЭЗ-импульс"
2. Блок цифровой обработки периодически повторяющихся прямоугольных сигналов ДЗ на основе использования методов синхронного детектирования и накопления - "СЭЗ-ДЗ".
3. Блок цифровой обработки сигналов по методу высокочувствительного вариометра сопротивления в схеме вертикального электроразондирования - "СЭЗ-вариометр"
4. Блок коммутации тока питающего диполя от источников стабилизированного тока малой мощности - "СЭЗ-коммутатор". Максимальные значения коммутируемого тока до  $\pm 5$  А

Для обеспечения работы станций СЭЗ и СЭЗ-1 необходимо использовать дополнительную аппаратуру: светолучевые осциллографы, источники питания, цифropечатающие устройства (в частности, блок записи БЗ-15), цифровые вольтметры, кварцевые часы абсолютного времени типа АКВ или их аналоги, радиоприемные устройства. Основные технические характеристики аппаратуры СЭЗ-1 приведены в табл. 2. В качестве элементной базы аппаратуры использованы микросхемы серии К155.

Т а б л и ц а 2. Основные технические характеристики СЭЗ-1

Характеристика	Значение
Амплитуда принимаемых импульсных сигналов при регистрации по трем каналам блока "СЭЗ-импульс"	1-100 мВ
Диапазон частот принимаемых импульсных сигналов при неравномерности АЧХ всех типов каналов блока "СЭЗ-импульс" не более 3 дБ	0-1 или 0-5 Гц
Максимальный размах импульсных сигналов на выходе	±10 В
Амплитуда принимаемых непрерывных сигналов прямоугольной формы блоком "СЭЗ-ДЗ" при аппаратурной точности регистрации не хуже ±0,2%	Не менее 100 мкВ
Диапазон периодов принимаемых сигналов	4,8-24 с
Максимальное время накопления сигналов зондирования методом ДЗ	2 мин 12 с
Динамический диапазон в методе ДЗ	
система визуальной индикации результата накопления в режиме "Однокр"	120 дБ
система регистрации на цифropечатающем устройстве	80 дБ
Максимально возможный коммутируемый ток в блоке "СЭЗ-коммутатор" при выходном напряжении до 150 В	Не более 5 А
Аппаратурная чувствительность измерений вариаций кажущегося сопротивления в блоке "СЭЗ-вариометр"	До 10 <sup>-5</sup>
Максимальная периодичность вывода результата в блоке "СЭЗ-вариометр"	4 мин
Динамический диапазон регистрации кажущегося сопротивления блоком "СЭЗ-вариометр"	
на самописце	40 дБ
на цифropечатающем устройстве	80 дБ
Габаритные размеры блока	480×674×420 мм
Масса одного блока	Не более 16 кг
Питание одного блока	±12 В
Потребление одного блока	Не более 40 Вт

### Аппаратура СЭЗ-2

При разработке этой модификации аппаратуры особое внимание было обращено на повышение надежности работы отдельных узлов. Наиболее кардинальные изменения внесены в плату управления зондированием УЗ2, в частности введено временное разделение сигналов управления работой тиристорного коммутатора тока. Что касается состава станции, то из него исключен блок "СЭЗ-импульс" со всеми входящими в него платами: вместо него введен блок "СЭЗ-вольтметр", являющийся аналогом цифрового вольтметра, но не нуждающийся в промышленной сети. Для этого разработаны три новые платы.

Если аппаратура СЭЗ и СЭЗ-1 поставлялась отдельными кассетами, а всю необходимую аппаратуру промышленного производства заказчик дол-

жен был доставать сам, то в комплект аппаратуры СЭЗ-2, которая внедрена в производство на Опытном заводе Сибирского отделения АН СССР в г. Иркутске, включены необходимые выпускаемые промышленностью приборы: блоки питания, цифровой вольтметр Ш302, цифрорпечатающее устройство Ш68000К. Заказы можно оформлять отдельно на любой из четырех блоков: "СЭЗ-ДЗ", "СЭЗ-вольтметр", "СЭЗ-коммутатор" и "СЭЗ-вариометр".

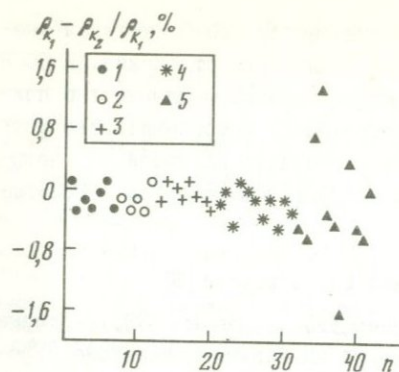
### Метрологические испытания СЭЗ в режиме ДЗ

В 1982 г. в ОКБ ИФЗ АН СССР выпущены два образца СЭЗ, которые были установлены для режимных наблюдений на Гармском полигоне. Проведены также метрологические эксперименты по оценке возможности реализации высокой точности разработанной аппаратуры. В частности, в одном эксперименте использовались два комплекта СЭЗ, работающие в режиме ДЗ с накоплением и подключенные к одному и тому же приемному диполю. Питающий диполь располагался на расстоянии 16 км от приемного и имел длину 3 км. При токе  $\pm 100$  А амплитуда сигнала на приемном диполе длиной 150 м составляла  $\pm 160$  мкВ. Зондирования проводились с длительностью одного цикла накопления 132 с.

Такие параллельные измерения двумя различными приборами с одного и того же диполя выполнялись в течение получасовых сеансов зондирования. За два месяца проведено около 40 сеансов, которые делятся на пять групп. К первой группе относятся сеансы, когда выбором соответствующего уровня постоянного смещения средние значения входного напряжения измерительного прибора в отсутствие сигнала устанавливались примерно равными для обоих приборов. Ко второй и третьей группам относятся сеансы, когда постоянное смещение прибора N 2 было существенно меньше (группа 2) или больше (группа 3) при одинаковом диапазоне измерений обоих приборов. Четвертую и пятую группу составляли сеансы зондирования, когда рабочий предел измерений второго прибора был в 10 (группа 4) и 100 (группа 5) раз больше рабочего предела измерений первого прибора, т.е. в сеансах зондирования, относящихся к группе 4, первым прибором производились измерения при пределе 10 мВ, а вторым - 100 мВ. Для пятой группы эти цифры составляли соответственно 10 мВ и 1 В.

В качестве измерительного прибора в комплекте с СЭЗ-1 использовался ампервольтметр Ф30, с СЭЗ-2 - Ш302. Измерения проводились последовательно группами: сначала все измерения первой группы, затем второй и т.д. Кроме того, после 14-го сеанса зондирования цифровой измерительный прибор Ш302 комплекта N 2 был заменен на другой экземпляр прибора того же типа.

На рис. 2 представлены результаты проделанного эксперимента. В качестве параметра, используемого для оценки различий показаний двух комплектов аппаратуры, выбрана относительная разница средних



Р и с. 2. Относительная разность кажущегося сопротивления, определенного двумя различными комплектами аппаратуры СЭЗ одновременно  
 1 - измерения обоими приборами с одинаковыми диапазонами измерений и уровнями постоянного смещения; 2,3 - постоянное смещение на втором приборе существенно меньше (2) или больше (3), чем на первом; 4,5 - диапазон измерений второго прибора в 10 (4) и 100 (5) раз больше первого

величин кажущегося сопротивления, определенных по каждому из сеансов  $(\rho_{k1} - \rho_{k2}) / \rho_{k1}$ , где  $\rho_{k1}$  - среднее значение кажущегося сопротивления по результатам одного цикла зондирования, определенное с помощью комплекта N 1;  $\rho_{k2}$  - соответствующая величина, определенная для того же сеанса зондирования с помощью комплекта N 2.

На рис. 2 видно, что разброс показаний двух приборов для первых трех групп измерений, когда использовались одинаковые диапазоны измерительных приборов, мал: все 20 точек укладываются в пределах от 0,1 до 0,3%, при переходе к группе 4 разброс увеличивается лишь незначительно, составляя 0,1-0,5%, и лишь для пятой группы максимальный разброс составляет 1,5-1,6%. Но даже в последнем случае 7 из 11 точек расположены в зоне от 0 до 0,7%. Напомним, что данные этой группы получены в таких условиях, когда сигнал величиной около  $\pm 160$  мкВ измерялся прибором N 2 на диапазоне 1 В, т.е. единица младшего разряда прибора составляла 100 мкВ. С помощью обычных измерений без накопления в таких условиях, безусловно, можно было бы получить лишь самые грубые оценки величины сигнала. Накопление на фоне помех позволило получить сравнительно точную информацию об измеряемой величине.

Завершая рассмотрение разброса данных на рис. 2, подчеркнем, что он в значительной мере мог быть обусловлен как неточностью синхронизации обоих приборов, которая в этих экспериментах обеспечивалась вручную, так и различной степенью подавления высокочастотных помех этими приборами.

Обратившись вновь к рис. 2, видим, что наблюдается некоторая систематическая разница в показаниях двух приборов: показания прибора N 2 по сравнению с прибором N 1 примерно на 0,1-0,2% больше. Поскольку эта величина не изменилась при замене цифрового прибора после 14-го опыта, можно предположить, что рассматриваемые особенности связаны с различием делителей во входных цепях приборов, используемых для компенсации поляризации электродов.

В целом различия показаний приборов (как случайные, так и систематические) в несколько раз меньше обусловленного высоким уровнем помех среднеквадратического отклонения самих измерений. Можно заключить, что использование СЭЗ в режиме накопления позволяет обеспечить прецизионные измерения кажущегося электрического сопротивления горных пород.

Аппаратура СЭЗ в течение почти 10 лет используется для режимных дипольных зондирований на Гармском полигоне. Источником тока на первом этапе работ служила изготовленная авторами пара электродвигатель переменного тока - генератор постоянного тока, обеспечивающая в диполе с сопротивлением 1,5 Ом амплитуду тока  $\pm 100$  А при неустойчивости не хуже  $\pm 0,5\%$ . При такой величине тока на приемном диполе длиной 150 м, расположенном на расстоянии 16 км от питающего диполя, амплитуда сигнала составляла  $\pm 160$  мкВ. Зондирования проводились один раз в сутки получасовыми сеансами. Период следования импульсов составлял 24 с, а длительность одного цикла накопления - 132 с. За один сеанс зондирования удавалось получать результаты по 10-15 циклам накопления, которые использовались для определения среднего значения кажущегося сопротивления и его среднеквадратической погрешности. Гистограмма распределения значений среднеквадратической погрешности, построенная по 253 сеансам зондирования, хорошо описывается распределением Вейбулла с математическим ожиданием значения среднеквадратической погрешности определения кажущегося сопротивления, равным 0,8%. Увеличение тока в питающем диполе до величины  $\pm 300$  А, достигнутое за счет перехода к использованию существенно более мощной генераторной установки "Муза-ПМ", еще более снизило погрешность измерений.

Проведен также эксперимент по выделению из помех сигнала ДЗ при расположении питающего и приемного диполей на разных берегах оз. Байкал; разнос между диполями составлял в этом случае 40 км. В течение сеанса зондирования длительностью 0,5 ч аппаратура СЭЗ обеспечивала измерение сигнала амплитудой около 300 мкВ с погрешностью не хуже  $\pm 1\%$ . При этом аппаратура СЭЗ уверенно выделяла сигнал из помех даже в условиях сильных возмущений естественного электрического поля Земли, когда с помощью стандартной электроразведочной аппаратуры его не удавалось даже обнаружить.

#### Опыт практического использования СЭЗ в режиме цифрового вариометра

В 1985 г. с помощью цифрового вариометра аппаратуры СЭЗ начаты режимные наблюдения за вариациями кажущегося сопротивления на Гармском полигоне. Вариометр размещен на территории обсерватории Хазор-Чашма на высоте 2300 м над уровнем моря и работал на установку АМНВ с длиной питающей линии 3 км и приемной 0,5 км. Ток в питающей ли-

нии обеспечивался на уровне 5 А, длительность одного цикла накопления на первом этапе составила 2 мин, затем из-за высокого уровня помех была увеличена до 4 мин. Длительность регистрации в течение суток составляла примерно 22 ч. Ежесуточные перерывы в регистрации обусловлены необходимостью использования питающей линии, на которую работал вариометр, для проведения других наблюдений.

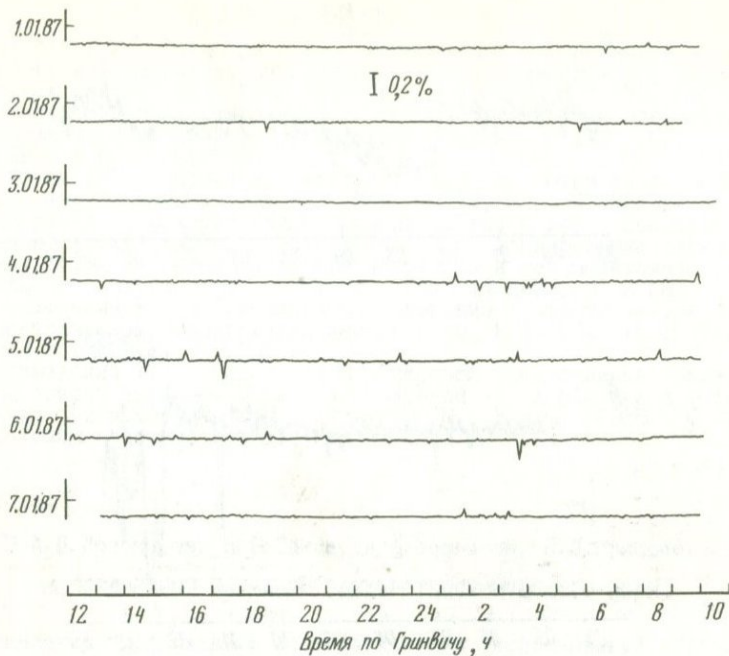
Результаты последовательных циклов накопления выводились каждые 4 мин на перфоленту, далее данные вводились в ЭВМ СМ-4. Для ввода записанной на перфолентах информации в ЭВМ и ее декодировки использовалась специальная программа. Всем циклом по вводу данных управляет командный файл, который запрашивает информацию о количестве вводимых перфолент и соответствующее количество раз запускает программу ввода и декодировки данных. При любом сбое при вводе есть возможность продолжить чтение перфоленты далее. Предусмотрен контроль некоторых сбоев при вводе. После окончания работы со всем комплектом перфолент можно просмотреть и отредактировать введенные данные.

Далее запускается программа графического построения, которая запрашивает количество и позиции пропусков измерений, время смены лент. Данные всех суток одной недели изображаются графопостроителем с единой временной шкалой.

Пример представления полученных за неделю результатов приведен на рис. 3. Видно, что даже при столь больших размерах установки зондирования ( $AB=3$  км) вариометр, входящий в состав аппаратуры СЭЗ, обеспечивает чувствительность измерений вариаций кажущегося сопротивления на уровне 0,01–0,02%. Отдельные сбои вызваны интенсивными импульсными помехами. Вариометр хорошо зарекомендовал себя при длительной эксплуатации в трудных условиях высокогорного района. Его использование позволило повысить чувствительность измерений примерно в 10 раз даже по сравнению с аппаратурой на основе прецизионных цифровых вольтметров, но без накопления данных и других методических приемов, реализованных в различных модификациях станций электрического зондирования типа СЭЗ.

Имеется также успешный опыт оперативного развертывания наблюдений с вариометрами сопротивления в двух пунктах на территории Армении после катастрофического землетрясения в декабре 1988 г. Один вариометр был установлен в Ленинакане, другой – в Аруче, при этом использовались установки Веннера с размерами питающих линий около 200 и 800 м соответственно. Вариометры работали в непрерывном режиме с длительностью одного цикла накопления 4 мин. Данные выводились на блок записи БЗ-15.

И в этих работах, проводившихся в очень тяжелых условиях, особенно в Ленинакане, аппаратура продемонстрировала высокие метрологические характеристики, простоту и надежность в эксплуатации. При-



Р и с. 3. Пример регистрации с помощью вариометра изменений кажущегося сопротивления горного массива на Гармском полигоне

меры записей, полученных в Ленинкане, приведены на рис. 4.

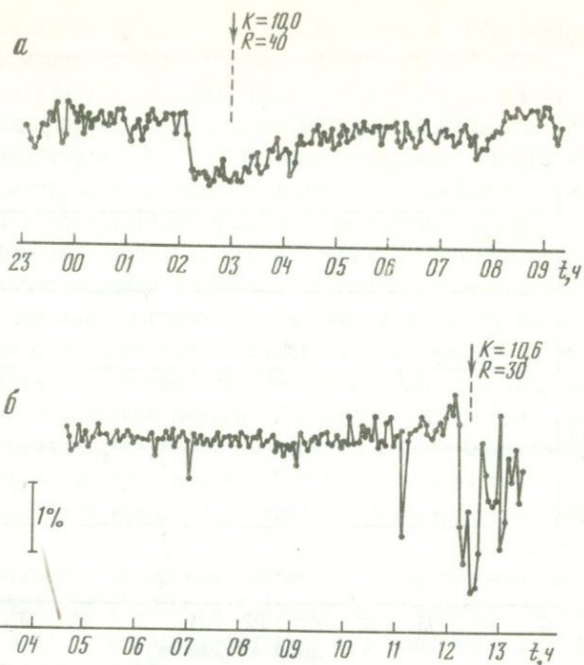
Были проведены также испытания работы СЭЗ в других режимах, которые показали работоспособность аппаратуры и обеспечение высоких метрологических характеристик.

### Заключение

Таким образом, разработана многофункциональная станция электрического зондирования земной коры для прогноза землетрясений, которая обеспечивает следующие режимы работы:

- 1) измерения сигналов зондирования с МГД-генератором и батарей конденсаторов;
- 2) ВЭЗ на разносах до 3 км с точностью порядка 0,1%;
- 3) измерения сигналов ДЗ с накоплением;
- 4) прецизионное зондирование с чувствительностью до  $10^{-4}$ - $10^{-5}$

Отдельные режимы обеспечиваются на основе единого аппаратурно-методического подхода к повышению точности измерений за счет использования высокоточных ампервольтметров промышленного производства и методов повышения отношения сигнал/помеха путем синхронного детектирования, накопления и некоторых других. Использование единого аппаратурно-методического подхода в сочетании со сменными блоками позволило свести к минимуму число оригинальных узлов, макси-



Р и с. 4. Пример записей (а - 02.01.89 г., б - 03.01.89 г.), полученных с помощью вариометра в г. Ленинкане в афтершоковый период катастрофического Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. Стрелками отмечены моменты афтершоков

мальным образом использовать одни и те же блоки в различных режимах работы и в конечном итоге достигнуть высокой степени универсальности аппаратуры в сочетании с ее узкой специализацией.

Важно отметить, что разработанная аппаратура обеспечивает существенное повышение точности работ, проводимых в рамках исследований по прогнозу землетрясений, и позволяет сразу организовать целый комплекс наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления. Достаточная гибкость в компоновке отдельных узлов и использование при конструировании модульно-функционального принципа позволят в дальнейшем с помощью относительно небольших изменений приспособить станцию для решения новых задач, например поиска предвестников землетрясений методами зондирования становлением поля и вызванной поляризации.

Различные модификации разработанной аппаратуры внедрены в производство: СЭЗ и СЭЗ-1 - в ОКБ ИФЗ АН СССР, СЭЗ-2 на Опытном заводе Сибирского отделения АН СССР в г. Иркутске. Отдельные экземпляры аппаратуры успешно эксплуатируются в различных сейсмоактивных регионах страны: на Гармском и Байкальском полигонах, на территории Армении.

1. Сидорин А.Я., Журавлев В.И., Нерсесов И.Д. Основные результаты наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления в сейсмоактивном районе. М., 1979. 43с. Деп. в ВИНТИ 05.11.79, N 3792.
2. Осташевский М.Г., Сидорин А.Я. Метод и результаты электрометрических наблюдений в сейсмоактивном районе // ДАН СССР. 1985. Т.282, N 2. С.295-299.
3. Сидорин А.Я. Вариации электрического сопротивления верхнего слоя земной коры // Там же. 1984. Т.278, N 2. С.330-334.
4. Сидорин А.Я. Измерительная аппаратура для поиска предвестников землетрясений методом электрического зондирования одиночными импульсами // Сейсмометры, регистраторы и сейсмометрические каналы. М.: Наука, 1986. С.52-54. (Сейсмич.приборы; N 18).
5. Осташевский М.Г., Сидорин А.Я. Повышение точности измерений при электрическом зондировании земной коры. М., 1984. 16 с. Деп. в ВИНТИ 13.09.84, N 6216.
6. Осташевский М.Г., Сидорин А.Я. Цифровой резистивный вариометр для поиска предвестников землетрясений // Разработка и исследование сейсмометрической аппаратуры. М.: Наука, 1985. С.37-41. (Сейсмич. приборы; N 17).

УДК 550.34

А. В. Пономарев, Б. Г. Салов, А. Д. Завьялов, Е. П. Ирисова

## ИССЛЕДОВАНИЯ ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Логическим продолжением систематических исследований структуры электротеллурического поля (ЭТП) с целью поиска предвестников землетрясений, начатых в 1965 г. на Камчатке [1], явилась организация в 1971 г. Б.Г.Саловым и А.Д.Завьяловым совместно с сотрудниками КСЭ сети станций непрерывной регистрации ЭТП на Гармском полигоне. В отличие от большинства предыдущих работ, в которых наблюдения проводились в условиях хорошо выраженной региональной геоэлектрической границы в зонах перехода океан (море)-континент, в данном эксперименте особенности предвестниковой структуры ЭТП изучались в континентальном районе, что важно как для развития представлений об универсальности проявления предвестников в ЭТП, так и с точки зрения поиска механизма этого явления.

В статье приводятся основные результаты выполненных исследований.

## Методика исследований

На первом этапе наблюдений проводились исследования фоновых электрических полей земного и ионосферного происхождения в районах станций наблюдения. Одновременно велись методические и аппаратные разработки, нацеленные на изучение и выделение в структуре поля инфранизкочастотных вариаций (длительностью несколько суток и более). Изучались геоэлектрические условия мест расстановки электродов и станций в целом, анализировалась роль метеорологических факторов, сезонных климатических изменений.

В результате выполненных исследований разработаны методика и ап-

паратура режимных наблюдений за изменениями ЭТП [2]. Важным элементом обеспечения наблюдений было широкое применение датчиков, обладающих стабильным и легко воспроизводимым собственным потенциалом. Это позволило перейти к поиску среднесрочных предвестников землетрясений в изменениях ЭТП длительностью порядка сотен суток, которые ранее не наблюдались.

Режимные наблюдения с помощью разработанных методик и аппаратуры начаты на Гармском полигоне в конце 1979 г. Основной материал получен на ст. Чусал; станции Иштион и Чиль-Дора были законсервированы в 1982 г. Все указанные станции расположены в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня, причем ст. Чусал находится непосредственно на северном борту активного Гиссаро-Кокшаальского разлома, а две другие (южные) в Таджикской депрессии [3]. Более чем семилетний ряд измерений на ст. Чусал обеспечил основу для анализа данных в широком диапазоне периодов - от единиц до сотен суток.

Полевые данные обрабатывались с помощью формализованных методов с различным набором сглаживающих отрезков [4]. Величина параметра, влияющего на снятие высокочастотного фона, менялась от 5 до 20 сут, а параметра для исключения сезонного хода и выделения "нулевой" линии - от 75 до 100 сут. Исходным материалом служили среднесуточные значения разности потенциалов по всем измерительным линиям каждой станции.

Необходимая составная часть проводимых исследований - съемка естественного электрического поля (ЕП) в местах развертывания измерительных линий в комплексе с электропрофилированием и вертикальным электрическим зондированием. Получаемые при этом данные использовались как для изучения геоэлектрического разреза участков, так и для оценки изменчивости во времени фонового поля.

#### Геоэлектрические условия в пунктах наблюдений

Съемка ЕП была выполнена на участках всех станций по профилям, проходящим через пункты заложения электродов. Для станций Чиль-Дора и Иштион характерно отсутствие в целом закономерного градиента потенциала ЕП по всей площади размещения датчиков. На большей части пикетов отмечается плохая воспроизводимость значений потенциала при повторных измерениях через несколько месяцев и лет, причем расхождения в отдельных точках превышают 25 мВ.

На территории заложения электродов картируется мозаичная структура ЕП, графики потенциала изрезаны, на отдельных профилях наблюдается слабый тренд (5-10 мВ/200 м); диапазон изменений сигнала по профилям составляет около  $\pm 10$  мВ при среднем уровне разностей потенциалов 5-10 мВ. Такого рода поля можно рассматривать как разновидность меняющихся во времени полей [5], которые формируются на литологически неоднородных, переотложенных толщах, на старых селе-

вых выносах (ст. Иштион) и осложнены фильтрационными полями грунтовых вод. Очевидно, столь изменчивый фон создает значительные трудности при выделении полезного сигнала в структуре ЭТП, который часто составляет первые милливольты.

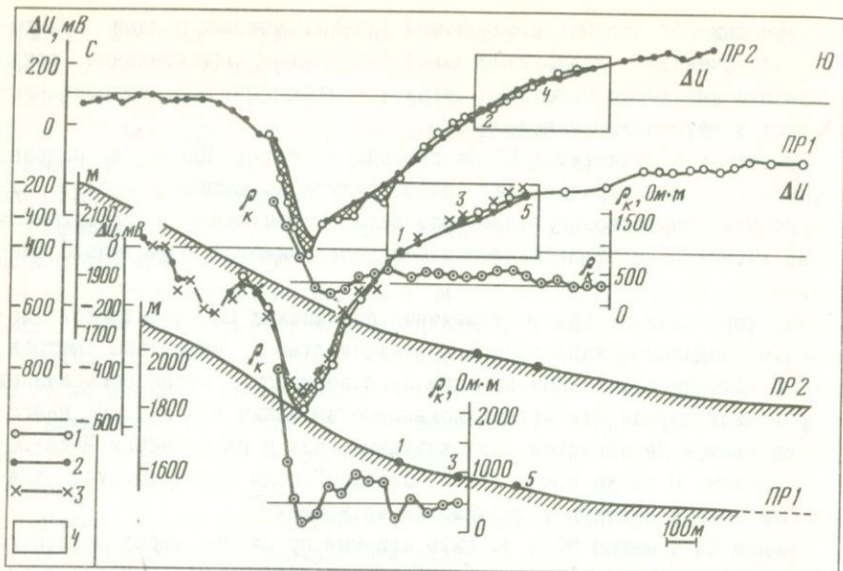
Существенно отличается ЕП на площади ст. Чусал. Здесь, в направлении С-Ю по простиранию сая, перпендикулярно долине р. Сурхоб, выявлено монотонное возрастание разности потенциалов с градиентом около 70 мВ/200 м. В направлении В-З поле меняется значительно слабее.

На фоне закономерного изменения потенциала ЕП наблюдаются локальные аномалии с характерной протяженностью в несколько метров, ряд из которых обусловлен выходом на поверхность метаморфизованных терригенных пород. Эти мелкие локальные аномалии по данным многолетних съемок не являются долгоживущими, как и на станциях Чиль-До-ра и Иштион. В то же время общий "перекосяк" поля демонстрирует значительно более высокую устойчивость во времени.

Съемка ЕП с шагом 50 м по двум длинным профилям меридионального простирания, проходящим через ст. Чусал, показала, что участки с постоянным градиентом потенциала являются фрагментами более крупной, резко выраженной аномалии ЕП с характерным размером в первые сотни метров и интенсивностью до 800 мВ. На рис. 1 представлены результаты съемки ЕП с шагом 50 м и электропрофилирования симметричной установкой AMNB с  $AB=100$  м,  $MN=20$  м. Сопоставление этих данных дает основание считать, что аномалия ЕП связана с контактной зоной сравнительно крутого заложения, причем кажущееся сопротивление пород по обеим сторонам контакта отличается в 5 раз и более. Вероятно, контакт образован внедрением во вмещающие сланцы крупной гранодиоритовой интрузии (содержание  $SiO_2$  в отобранных в северной части профилей образцах в среднем 72%).

Профиль ЕП был продолжен в южном направлении, пересек долину р. Сурхоб и вышел на красноцветную толщу левобережья. Общая длина профиля около 4 км. Никаких особенностей в структуре ЕП в южной части профиля не выявлено. Известны долгоживущие поля, вызванные полиметаллическим оруденением, углефицированными прослоями, импрегнированными сульфидами [6]; часть полей предположительно обусловлена наличием объемной электрической поляризации под действием теплового потока, в том числе температурного поля интрузивов [7]. Устойчивость этих и других "фоновых" полей изучена слабо, имеются отдельные разрозненные данные о постоянстве во времени некоторых аномалий ЕП [8]. Высокая стабильность полей вызвана устойчивостью физико-химических свойств участков среды на площади наблюдения; изменение этих свойств, в том числе в результате подготовки землетрясения, может привести к искажению структуры электротеллурического поля.

Природа обсуждаемой аномалии ЕП на ст. Чусал пока не установлена.



Р и с. 1. Графики потенциалов ЕП ( $\Delta U$ ) и кажущегося сопротивления ( $\rho_k$ ) по двум меридиональным профилям на ст. Чусал  
 Год наблюдений: 1 - 1984, 2 - 1985, 3 - 1986; 4 - участки стационарных наблюдений. Штриховкой показаны зоны максимальных изменений потенциала

Она может быть обусловлена некоторым вертикально поляризованным объектом, на что указывает ее форма, но механизм поляризации остается неопределенным. В пробах горных пород, взятых по профилю, обнаружены лишь следы рудных минералов: очевидно, связанные с сульфидами окислительно-восстановительные процессы не играют основной роли. В то же время нельзя исключить развития электрохимических процессов, обусловленных наличием непосредственно в зоне контакта сравнительно маломощных (до 0,5 м), низкоомных углефицированных сланцев; эти процессы могут стимулироваться фильтрацией флюидов по границе раздела между двумя массивами пород. В таком случае можно ожидать также электрокинетических явлений, которые развиваются в области контакта вследствие вариаций напряженно-деформированного состояния среды, в частности при подготовке землетрясений.

Предположение о миграции флюида в контактной зоне подкрепляется результатами измерения  $T$ -компоненты магнитного поля, которые провел Ю. П. Сковородкин по профилю ПР1 (см. рис. 1). В области контакта выявлена аномалия интенсивностью до 30 нТл и протяженностью около 150 м. Как известно, электрокинетические явления могут вызывать локальные вариации геомагнитного поля; такие эффекты были зарегистрированы в исследуемом районе ранее [9].

Структурная расчлененность участка работ, сравнительная подвижность блоков способствуют возникновению относительно больших ло-

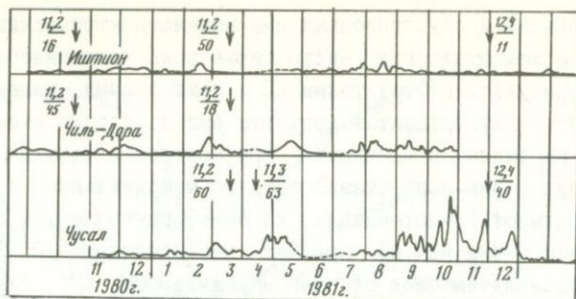
кальных деформаций и обусловленных ими механоэлектрических эффектов при подготовке землетрясения. Часто такие зоны тектонических нарушений характеризуются контрастными ЕП и наибольшими изменениями ЕП во времени. Это подтверждается результатами повторных съемок по одним и тем же профилям. В частности, при повторных съемках на ст. Чусал спустя один и два года оказалось, что максимальные отклонения (невоспроизводимость) потенциала до 80 мВ приурочены к экстремуму аномалии, а изменения на ее крыльях не превышали 20-30 мВ (см. рис. 1). Наблюдаемая высокая степень изменчивости ЕП, связанная с контактами геологических структур, представляется методически важной при постановке режимных наблюдений ЭТП.

В целом же полученные результаты приводят к выводу, что режимные наблюдения за вариациями ЭТП выполняются на фоне более или менее устойчивого во времени и определенным образом направленного локального квазипостоянного поля в Земле.

### Результаты режимных наблюдений

Сопоставление полученных материалов с сейсмичностью Гармского полигона показало, что в отдельных случаях выявлены аномальные изменения в структуре поля, которые могут быть связаны с близкими землетрясениями ( $K \geq 11$ ,  $\Delta \leq 50$  км). Зачастую высокий уровень "шума" (особенно в весенний период) делал невозможным выделение аномалий, сравнимых по амплитуде с фоном несейсмической природы. В ряде случаев перед местными землетрясениями с  $K \geq 10,5$  на эпицентральных расстояниях до 50 км аномальные изменения ЭТП отсутствовали. Часто незначительные вариации отмечались лишь на одной-двух измерительных линиях в пределах одной группы датчиков. Анализ накопленного на Гармском полигоне материала показал, что наиболее "информативна" ст. Чусал, для которой в большинстве случаев прогностические вариации выявляются в результате машинной обработки и на реальных записях. С другой стороны, на ст. Иштион аномальные изменения электрического поля перед сейсмическими событиями отсутствуют даже в случае близких землетрясений. Например, землетрясение 18.10.80 г. с  $K=11,2$  и эпицентральным расстоянием 16 км и землетрясение 30.11.81 г. с  $K=12,4$  и эпицентральным расстоянием 11 км не сопровождалось вариациями ЭТП. В то же время для последнего события на ст. Чусал отмечен всплеск выходной функции, несмотря на большее эпицентральное расстояние (рис. 2).

Имеющиеся данные дают основание полагать, что "информативность" в прогностическом смысле станций ЭТП во многом связана с их расположением непосредственно в зоне влияния активных тектонических нарушений. По-видимому, геоэлектрические особенности площади размещения ст. Чусал могут рассматриваться как способствующие возникновению предвестников в ЭТП. Это в первую очередь близость активного текто-



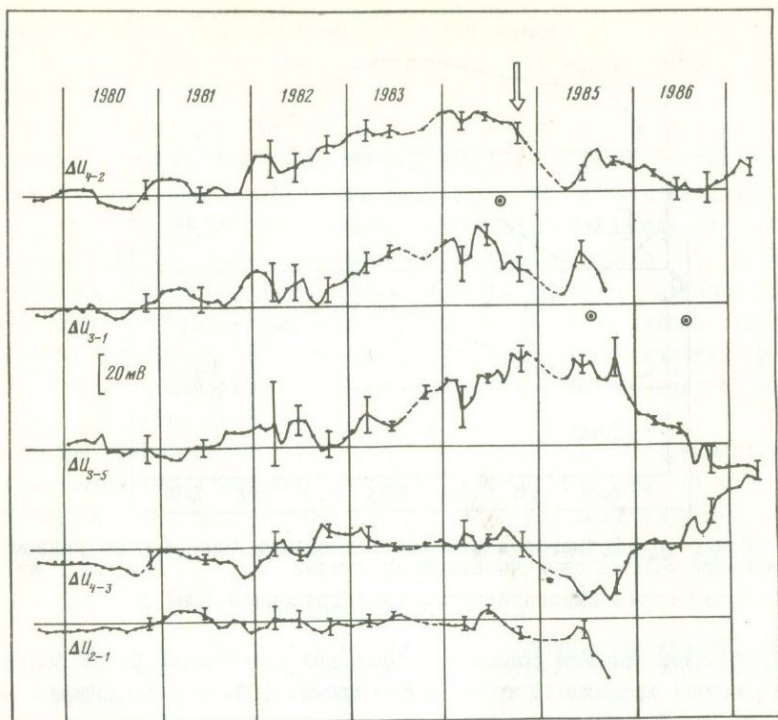
Р и с. 2. Сопоставление результатов обработки данных для трех станций. Интервал сглаживания 10-75 сут. Стрелки - моменты землетрясений (числитель - энергетический класс, знаменатель - эпицентральное расстояние до станции регистрации ЭТП)

нического шва и четко выраженный протяженный геологический контакт с характерным контрастным ЕП. Определенное значение могут иметь вертикальная и латеральная неоднородности участка наблюдений, изменяющие рисунок поля тектонических напряжений. Напротив, условия наблюдения на ст. Иштион (и в некоторой степени на ст. Чиль-Дора) следует оценить как неблагоприятные вследствие удаленности от активного глубинного разлома и в силу постановки наблюдений на слабо-консолидированной переотложенной селевой толще.

Укажем ряд общих моментов для аномалий ЭТП, связанных с местными землетрясениями Гармского полигона. Изменения в структуре поля, интерпретируемые как предвестники, обнаруживаются перед землетрясениями с  $K > 12$  на эпицентральных расстояниях до 40-50 км. Величина аномальных изменений составляет 5-10 мВ, а длительность - 15-30 сут. События меньших энергетических классов на тех же эпицентральных расстояниях не предваряются отчетливыми вариациями потенциала. Предвестниковые изменения уровня сигнала носят мозаичный характер, т. е. обусловлены вариациями электрического потенциала на локальных участках площади наблюдений.

Сравнительно длинный ряд измерений, выполненных на ст. Чусал, позволил перейти к анализу долговременных изменений электротеллурического поля. Были рассмотрены среднемесячные значения разности потенциалов для нескольких измерительных линий (в том числе назависимых) с конца 1979 по 1986 г. Поправки за годовой ход не вводились, так как устойчивые сезонные вариации на этих линиях не наблюдались.

На рис. 3 представлены полученные графики для двух параллельных линий меридионального простирания (4-2, 3-1) и линии 3-5, продолжающей линию 3-1, а также двух параллельных линий широтного простирания (4-3, 2-1). Для каждого года приведены сезонные отклонения  $\pm 2\sigma$ . На рубеже 1981-1982 гг. начинается долговременное изменение уровня поля, фиксируемое линиями меридионального простирания. Очевидно, это искажение захватывает довольно значительную площадь, по-

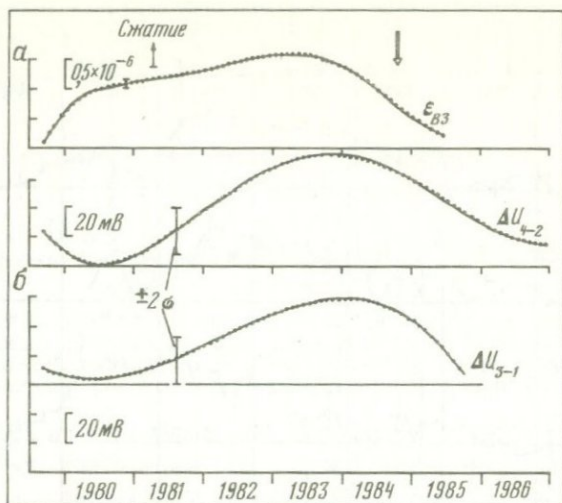


Р и с. 3. Развитие долгоживущей аномалии ЭП на ст. Чусал в период подготовки Джиргатальского землетрясения 1984 г. Вертикальные отрезки - отклонение  $\pm 2\sigma$ . Объяснения см. в тексте

сколько синхронно регистрируется двумя линиями, расстояние между которыми составляет 200 м. На линиях перпендикулярного к линиям 4-2 и 3-1 направления (4-3, 2-1) таких выразительных изменений не обнаруживается. Возникшая аномалия развивается до 1984 г., в течение которого выполаживается, затем начинает уменьшаться, а к 1986 г. восстанавливается прежний уровень поля. Длительность ее не менее 25-30 месяцев, величина 20-30 мВ.

26 октября 1984 г. на эпицентральной расстоянии около 45 км от ст. Чусал произошло Джиргатальское землетрясение с  $K=15,3$ , сильнейшее в районе со времени Хаитского землетрясения 1949 г. Для этого события территория наблюдений оказывается в зоне развития предвестниковых деформаций  $E \geq 10^{-9}$  [10,11], что на один-два порядка больше, чем для других землетрясений района. На широтных линиях возмущение прослеживается слабо, хотя и здесь намечается спад многолетнего тренда в середине 1984 г. Таким образом, основной вклад в формирование аномалии вносит перекося естественного электрического поля в меридиональном направлении.

Если рассмотреть динамику аномалии ЭП на контакте гранодиоритовой интрузии и сланцев, то легко заметить, что наблюдения 1985 и



Р и с. 4. Долговременный ход деформации (а) и осредненные вариации ЭТП на двух независимых линиях  $\Delta U_{3-1}$ ,  $\Delta U_{4-2}$  (б) на ст. Чусал перед Джиргата́льским землетрясением 1984 г.

1986 гг. дают хорошее совпадение значений потенциала ЭП на большинстве пикетов профиля. В то же время данные 1984 г. показывают расхождение до 70 мВ в центральной части аномалии. Аналогичная картина рисуется и на соседнем параллельном профиле (см. рис. 1). На рис. 3 кружочки с точкой демонстрируют вариацию разности потенциалов, измеренных в центре аномалии и в точке, расположенной в 200 м к югу. Сопоставляя эти данные с вариацией поля на линиях 3-1, 4-2, можно прийти к заключению, что обнаруженное стационарными измерительными диполями долгоживущее возмущение поля обусловлено интенсивным локальным искажением аномалии ЭП. Последнее проявляется в зоне контакта наиболее контрастно по сравнению с откликом на крыльях аномалии (см. рис. 1).

Есть основания рассматривать описанную аномалию ЭТП как среднесрочный предвестник Джиргата́льского землетрясения. По-видимому, этот механоэлектрический предвестник обусловлен значительными изменениями напряженно-деформированного состояния области наблюдения, в частности зоны контакта. Косвенным подтверждением могут служить данные деформографических измерений Л. И. Боканенко и В. П. Передерина на ст. Чусал. На полученном ими графике выделяются точки излома стабильного хода деформаций, т. е. точки изменения скорости деформационного процесса. По данным этих авторов, для обеих компонент деформографа (В-В и С-Ю) эти точки относятся к концу 1980-началу 1981 г. и к концу 1983 г. Оба момента соотносятся с началом и максимумом вариации электротеллурического поля, что хорошо видно на рис. 4, где

приведены результаты полиномиальной регрессии для двух компонент ЭТП и компоненты В-З деформографа. Из последней предварительно удален постоянный многолетний тренд.

Таким образом, в результате систематических исследований на Гармском полигоне были выделены вариации ЭТП длительностью до 30 сут перед местными землетрясениями с  $K \geq 12$  на эпицентральных расстояниях до 40–50 км. По материалам многолетних наблюдений обнаружена долгоживущая аномалия продолжительностью около 40 месяцев, предваряющая Джиргатальское землетрясение ( $K=15,3$ ), которое произошло на эпицентральных расстоянии около 45 км от пункта наблюдений. Эта аномалия обусловлена развитием механозлектрических процессов, которые реализуются в зоне активного тектонического шва и близкого геологического контакта.

Авторы благодарны И. Л. Нерсесову за постоянную поддержку проводимых исследований и выражают глубокую признательность Т. Ф. Котляр, А. Я. Сидорину, Н. В. Варкентину, А. А. Кох, Е. А. Новоселову, другим сотрудникам КСЭ за внимание и помощь в полевых и камеральных работах.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Соболев Г. Е., Морозов В. Н. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970. С. 110–121.
2. Салов Б. Г., Лукошков В. С., Пономарев А. В. Автономный измеритель с энергонезависимым ОЗУ на базе цифрового вольтметра В7-38 // Режимные геофизические наблюдения. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. С. 44–47.
3. Гармский геофизический полигон / Под ред. А. Я. Сидорина. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. 240 с.
4. Соболев Г. А., Богаевский В. Н., Лементуева Р. А. и др. Изучение механозлектрических явлений в сейсмоактивном районе // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 184.
5. Вешев А. В., Семенов А. С., Новожилова М. Е. Новый вид естественного электрического поля в Земле // ДАН СССР. 1952. Т. 37, N 6. С. 939–941.
6. Земцов В. Н. О природе аномалий естественного электрического поля в некоторых районах Приморья // Геология и геофизика. 1972. N 4. С. 100–106.
7. Гладков Н. А., Бакшт Ф. Б. Региональные естественные электрические поля и их поисковое значение // Там же. 1984. N 2. С. 114–119.
8. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1980. 446 с.
9. Сквородкин Ю. П., Безуглая Л. С. Связь геомагнитных вариаций с гидрорежимом на Гармском полигоне // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. N 4. С. 104–109.
10. Добровольский И. П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1984. 188 с.
11. Сидорин А. Я. Зависимость величины аномальных деформаций земной коры от расстояния до эпицентра готовящегося землетрясения // ДАН СССР. 1980. Т. 250, N 3. С. 599–602.

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДИЧЕСКИЕ РАЗРАБОТКИ	
Юнга С. Л. Анализ объемных сил, эквивалентных сейсмическому разрыву.....	5
Пономарев В. С. Кинетика разрушения двухслойных систем и сейсмичность.....	11
Тарасова Н. В. Параметры огибающих кода-волн и их связь с энергией землетрясений.....	23
Сидорин А. Я. Анализ деформаций земной коры в связи с землетрясениями.....	29
Козырева Л. И., Сидорин А. Я. Длительность краткосрочных предвестников землетрясений.....	35
II. СТРОЕНИЕ ГАРМСКОГО ПОЛИГОНА	
Белюсов Т. П. Сарыобский участок Дарваз-Каракульского глубинного разлома в четвертичное и современное время (проблемы интерпретации разрывных деформаций).....	40
Лукк А. А., Юнга С. Л. Основные свойства напряженно-деформированного состояния, восстанавливаемого по механизмам очагов землетрясений Гармского района.....	51
Мартынов В. Г. Добротности $Q_{P,S}$ и анизотропия сейсмического затухания в земной коре Гармского полигона.....	69
III. РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИИ НА ГАРМСКОМ ПОЛИГОНЕ	
Лукк А. А. Анализ временных рядов параметров реконструируемого напряженно-деформированного состояния земной коры Гармского района.....	84
Аптикаева О. И. Изучение пространственно-временных вариаций параметра добротности $Q$ в районе Гармского полигона.....	97
Аптикаева О. И., Попандопуло Г. А. Изучение вариаций сброшенных напряжений в области подготовки Джиргатальского землетрясения 1984 г. ....	109
Журавлев В. И. Некоторые пространственно-временные особенности распределения землетрясений в районах Средней Азии.....	115
Рулев Б. Г. Структура временных вариаций микросейсмичности.....	127
Тарасов Н. Т. Пространственно-временные вариации невязок первых вступлений телесеизмических сигналов в период подготовки сильных землетрясений Гармского района.....	138
Нерсесов И. Л., Галаганов О. Н., Передерин В. Н., Боканенко Л. И. Долговременные вариации поля деформаций Гармского района и их связь с землетрясениями.....	166
Гриднев Д. Г., Левчук А. Н., Науменко-Бондаренко И. И., Нерсесов И. Л. Аномальные наклоны земной поверхности на станции Гарм перед близким землетрясением 12.11.1987 г. ....	181
Осташевский М. Г., Сидорин А. Я. Многофункциональная станция электрического зондирования и результаты ее использования.....	182
Пономарев А. В., Салов Б. Г., Завьялов А. Д., Ирисова Е. Л. Исследование вариаций электротеллурического поля.....	199

## CONTENTS

INTRODUCTION.....	3
I. THEORETICAL STUDIES AND METHODOLOGICAL DEVELOPMENTS	
Yunga S.L. Body forces analysis equivalent to seismic fault....	5
Ponomarev V.S. Kinetics of double layer systems fracture and seismicity.....	11
Tarassova N.V. Enveloping coda-waves parameters and their relation to earthquake energy.....	23
Sidorin A.Ya. Analysis of the Earth crust strains related to earthquakes.....	29
Kozyreva L.I., Sidorin A.Ya. Duration of short-term earthquake precursors.....	35
II. CONSTRUCTION OF THE GARM TEST-SITE	
Beloussov T.P. The Saryob part of Darvaz-Karakul deep fault at Quarternary and recent time (problems of broken strains interpretation).....	40
Lukk A.A., Yunga S.L. The main features of stress-strain state being reconstructed by earthquakes mechanisms of the Garm region.....	51
Martynov V.G. Quality factors $Q_p, S$ and anizotropy of the seismic attenuation in the Earth crust of the Garm test-site...	69
III. THE RESULTS OF THE GEOPHYSICAL MONITORING	
Lukk A.A. Analysis of the temporary parameters series of the reconstructed stress-strain state of the Earth crust at the Garm region.....	84
Aptikaeva O.I. Study of spatial and temporal variations of the parameter quality factor $Q$ at the Garm test-site region.....	97
Aptikaeva O.I., Popandopulo G.A. Stress-drop variations study in the area of 1984 Dzirgatal earthquake preparation.....	109
Zhuravlev V.I. Some spatial and temporal features of earthquake distribution in the Central Asia areas.....	115
Rulev B.G. Structure of temporal variations of microearthquakes	127
Tarassov N.T. Spatial and temporal deviations variations of the teleseismic signals first arrivals of strong earthquakes at the Garm Region.....	138
Nersesov I.L., Galaganov O.N., Perederin V.P., Bokanenko L.I. Longterm variations of strains at the Garm region and their relation to earthquakes.....	166
Gridnev D.G., Levchuk A.N., Naumenko-Bondarenko I.I., Nersesov I.L. Anomalous tilts of the Earth surface at the Garm station before the near earthquake of 12.11.1987.....	181
Ostashevskij M.G., Sidorin A.Ya. Multifunctional station for electrical sounding and the results of its application.....	182
Ponomarev A.V., Salov B.G., Zavyalov A.D., Irisova E.L. Study of electrotelluric field variations.....	199

3 р. 10 к.

5593