

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ МЕЖБЛОКОВОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Г.Г. Кочарян, А.А. Кулюкин, Д.В. Павлов

Институт динамики геосфер РАН, 119334, Москва, Ленинский просп., 38, корп. 1, Россия

Для выявления закономерностей формирования медленных межблоковых перемещений, инициированных динамическими событиями, использованы результаты модельных опытов и данные наблюдений за постсейсмическими деформациями в различных регионах. Показано, что при постепенном изменении напряженно-деформированного состояния массива асимптотика зависимости перемещения от времени близка к квазипластическому течению, а при резком изменении скорости деформирования характер межблоковых перемещений чаще всего определяется закономерностями изменения силы трения в процессе сдвига. Результаты демонстрируют необходимость учета динамики сил сопротивления сдвигу вдоль межблоковых границ при построении геомеханических моделей разных масштабов уровней.

Разлом, блочность, землетрясение, постсейсмическое скольжение, реология.

SPECIFIC DYNAMICS OF INTERBLOCK DEFORMATION IN THE EARTH'S CRUST

G.G. Kocharyan, A.A. Kulyukin, and D.V. Pavlov

Results of laboratory experiments and observation data on postseismic deformations in different regions were used to detect the regularities of formation of slow relative block displacements provoked by dynamic events. It is shown that under a gradual change of the stress-strain state of a rock massif, the asymptotic form of displacement with time is close to the law of a quasi-static flow, and under a drastic change in deformation rate, the relative block displacements are controlled mainly by the laws of friction force change during shear. The results obtained show that the dynamics of forces resisting to shears along block boundaries must be taken into account when constructing geomechanical models of different scales.

Fault, block structure, earthquake, afterslip, rheology

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные публикации последних лет не оставляют сомнения в возможности инициирования резкого изменения режима деформирования земной коры как локальными изменениями уровня статических напряжений, так и кратковременными динамическими возмущениями [1—5]. Подобные процессы наблюдаются в широком диапазоне — от долей миллиметров при деформировании зернистой среды типа песка до тысяч километров в задачах тектоники. Яркими примерами являются значительное изменение уровня сейсмичности на больших расстояниях от очага землетрясения (см., например, [6]), инициирование подвижек по разлому весьма слабыми динамическими воздействиями [7], крупные техногенные землетрясения, связанные с проведением горных работ [8].

Пожалуй, наиболее изученными возмущениями напряженно-деформированного состояния земной коры являются землетрясения. В 60—70-е годы прошлого века обработка данных по крупным землетрясениям позволила сделать вывод, что большая часть общей сеймотектонической деформации земной коры связана с остаточными смещениями в совокупности очагов землетрясений [8, 9]. Основываясь на этих данных, Г. Девис и Дж. Брюн аргументировали концепцию „жестких плит“ [10], а Ю.В. Ризниченко ввел понятие „сейсмического течения“ [10]. Однако более поздние работы продемонстрировали, что так называемая сейсмическая эффективность процесса деформирования (seismic coupling coefficient) — отношение скорости деформации, накопленной в результате землетрясений, к скорости относительного движения плит — может изменяться в широких пределах, составляя для большинства участков величину менее 20—50 % [11]. Подробное изучение ряда крупных землетрясений показало, что сейсмический момент, реализуемый в процессе медленного постсейсмического скольжения, может достигать тех же порядков, что и при динамическом событии, а иногда и превышать их [12]. Это означает, что медленные межблоковые деформации являются весьма важным фактором эволюции коры. Так, по заключению некоторых авторов (например, [13]) интенсивный крип после землетрясения 17.08.99 ($M_w = 7,5$) на Северо-Анатолийском разломе инициировал последующее крупное событие ($M_w = 7,2$) 12.11.99. Интересно, что кумулятивный сейсмический момент, реализованный в процессе постсейсмического крипа, составил $4,5 \cdot 10^{19}$ Н·м, что соответствует землетрясению с магнитудой $M_w = 7,1$ [13].

Долговременные деформографические и геодезические наблюдения отчетливо демонстрируют периодические изменения скорости деформирования, причем, если в некоторых случаях источник возмущения точно известен, например произошедшее землетрясение, то зачастую регистрируемые изменения поля деформаций происходят без видимых, на первый взгляд, причин [14]. Последнее вообще часто характерно для натуральных измерений, поскольку в блочном массиве практически теряются очевидные в сплошной среде связи между силами и перемещениями.

Общими чертами разных по природе деформационных процессов в земной коре являются локализация деформации в узких протяженных областях — межблоковых зонах и изменение скорости деформирования во времени. Необходимость использования временного масштаба во многих задачах геомеханики и геодинамики неизбежно заставляет применять различные реологические модели при описании деформационных процессов, а затухающий характер изменений скорости деформации определяет удобство их описания с использованием некоторой эффективной вязкости. При этом понятно, что в случае твердого тела понятие вязкости весьма условно. В случае земной коры вязкое течение есть, скорее „... совокупное свойство длинного ряда современных процессов“ [15, с. 5], а эффективная вязкость горного массива — это, скорее, некоторая условная величина, имеющая размерность паскаль на секунду, удобная для характеристики степени изменения скорости деформационных процессов [16]. При этом не обязательно, что этот параметр должен оставаться постоянным во времени.

Проведенные исследования продемонстрировали, что механика возникновения медленных движений может быть различной. Это и структурная сверхпластичность поликристаллических сред [17], и изменение коэффициента трения в зависимости от скорости деформации и накопленного перемещения [18], и нелинейность зависимости сдвиговой жесткости межблокового контакта от накопленной деформации [19]. Понятно, что в природе процесс движения блоков может быть обусловлен одновременно несколькими причинами. На крупном масштабе (сильные землетрясения) это могут быть, например, инерционные последствия динамического испарывания разлома [20], взаимодействие сейсмических волн с соседними межблоковыми границами, неравномерность распределения подвижки по плоскости разлома [21], релаксационные процессы в коре, вызванные вязкоупругим взаимодействием нижней коры и верхней мантии [22] и т. д. На техногенном уровне, например при проведении крупных массовых взрывов, могут проявляться как эффекты динамического деформирования блочной среды, так и последствия относительно медленной релаксации напряжений в горном массиве, вызванной, например, перераспределением масс внутри массива при отбойке породы. Ясно, что эти процессы происходят с различными скоростями и должны описываться разными реологическими соотношениями.

Анализ публикаций показывает, что разные авторы используют различные зависимости для описания затухающего характера долговременных движений. Часто для аппроксимации одних и тех же данных в одних работах используются вязкоупругие соотношения $\varepsilon \sim (1 - \exp(-t/\tau))$, а в других — соотношение так называемой логарифмической ползучести $\varepsilon \sim \ln\left(1 + \frac{t}{\tau}\right)$. Между тем использование разных реологических соотношений подразумевает различное понимание причин, вызывающих медленные движения. Так, степенной закон релаксации $\varepsilon \sim (t/\tau)^{1-p}$ часто связывается со спадом афтершоковой активности, логарифмический — с затуханием постсейсмического скольжения, экспоненциальный — с вязкоупругими процессами в нижней коре и мантии. Трудности интерпретации результатов крупномасштабных наблюдений определяются тем обстоятельством, что измеряемая в экспериментах динамика деформаций в дискретной среде чаще всего не может быть напрямую увязана с соответствующими изменениями поля напряжений.

НЕКОТОРЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Рассмотрим простейшую модель относительного перемещения двух недеформируемых блоков, разделенных межблоковым контактом с некоторыми свойствами. Пусть из-за вариации внешних сил, действующих на систему, сформировалось движение этих блоков с разными скоростями $V_1(t)$ и $V_2(t)$. Соответственно, скорость относительного движения $V(t) = V_1(t) - V_2(t)$, а величина смещения вдоль меж-

$$\text{блоковой границы } W(t) = \int_0^t V(t) dt.$$

Как было показано в наших предыдущих исследованиях [16] (см. также ниже пояснения в тексте рис. 3), после некоторого переходного процесса сила сопротивления сдвигу ($F_{\text{сопр}}$) вдоль границы между блоками становится выше, чем амплитуда внешнего сдвигового усилия T , которую в дальнейшем будем считать постоянной. Полагая, что контакт между блоками обладает сдвиговой жесткостью k_s , изменение касательного напряжения связано с параметрами межблокового перемещения соотношением

$$\frac{d\sigma_s}{dt} = -k_s \dot{W}. \quad (1)$$

Проблема дальнейшего описания деформационного процесса затрудняется неопределенностью закономерностей снижения силы сопротивления сдвигу в рассматриваемом процессе. Эти закономерности зависят от реологических свойств межблокового контакта. Рассмотрим некоторые варианты описания реологии межблокового контакта.

Вязкая жидкость. В этом случае напряжения пропорциональны скорости деформации контакта:

$$\sigma_s = \alpha \cdot \dot{W}, \quad (2)$$

где $\alpha = \eta/l$ — удельная вязкость контакта, l — эффективная толщина контакта, η — вязкость.

Из (1) и (2)

$$\frac{d\sigma_s}{dt} = -\frac{k_s}{\alpha} \sigma_s. \quad (3)$$

Решая (3), получаем

$$\sigma_s = C e^{-k_s t/\alpha} = C e^{-t/\tau}, \quad (4)$$

где характерное время $\tau = \frac{\alpha}{k_s} = \frac{\eta}{k_s l} = \frac{\eta}{G}$, а G — эффективный модуль сдвига контакта.

Тогда из (2) и начального условия $V(0) = V_0$ получаем

$$V(t) = \dot{W}(t) = V_0 \cdot e^{-t/\tau}. \quad (5)$$

Соответственно

$$W(t) = \int_0^t V_0 \cdot e^{-t/\tau} dt = V_0 \tau (1 - e^{-t/\tau}). \quad (6)$$

Сухое трение с зависимостью коэффициента трения от скорости. Согласно [23] примем сопротивление сдвигу от скорости перемещения в виде

$$\sigma_s = \sigma_{s0} \left[1 + \xi \cdot \ln \left(\frac{V}{V_0} \right) \right]. \quad (7)$$

В (7) σ_{s0} — напряжение на контакте в начальный момент времени при скорости V_0 .

Тогда из (7) $\frac{d\sigma_s}{dt} = \frac{\sigma_{s0} \xi}{V} \frac{dV}{dt}$ или, учитывая (1), получаем $\frac{\sigma_{s0} \xi}{V} \frac{dV}{dt} = -k_s V$, или

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{k_s}{\sigma_{s0} \xi} V^2. \quad (8)$$

Решая (8) при начальных условиях $V(0) = V_0$, получаем

$$V(t) = \frac{V_0}{1 + \frac{k_s V_0}{\xi \sigma_{s0}} t} = \frac{V_0}{1 + \frac{t}{\tau}}, \quad (9)$$

где

$$\tau = \frac{\xi \sigma_{s0}}{k_s V_0}. \quad (10)$$

Соответственно

$$W(t) = \int_0^t \frac{V_0}{1 + \frac{t}{\tau}} dt = V_0 \tau \cdot \ln \left(1 + \frac{t}{\tau} \right). \quad (11)$$

Заметим, что аналогичным образом несложно учесть и зависимость коэффициента трения от времени стационарного контакта.

Межзерновое скольжение (структурная сверхпластичность поликристаллических сред). Как отмечается в [17], специфичность поведения поликристаллических материалов, в том числе эндогенных горных пород, определяется тем, что классическая дислокационная пластичность не ограничивается пластической деформацией каждого зерна, но имеет характер коллективного поведения многих зерен. В

результате сильной концентрации напряжений на границах возникает возможность межзернового проскальзывания и поворотов зерен. Эти механизмы определяют явление структурной сверхпластичности. Реализация подобного механизма вполне вероятна при деформировании разломных зон.

Скорость деформации при структурной сверхпластичности зависит от касательного напряжения σ и характерного размера зерна d следующим образом:

$$\dot{\varepsilon} = \alpha \sigma^m / d^p, \quad (12)$$

где коэффициент α зависит от таких термодинамических параметров, как температура, коэффициент диффузии, постоянная решетки и т. п., $m \sim 2 - 5$, $p = 2 - 3$ [24, 25].

Таким образом, если деформация межблокового контакта определяется явлением межзернового скольжения

$$\dot{W} = \alpha \cdot \sigma^{1/a} = \frac{1}{\zeta} \sigma^{1/a}, \quad a = 1/m, \quad (13)$$

тогда из (13) и (1)

$$\frac{d\sigma_s}{dt} = -k_s \alpha \cdot \sigma^{1/a}. \quad (14)$$

Решая (14), получаем

$$\sigma = \left[C - k_s \alpha \frac{a-1}{a} t \right]^{\frac{a}{a-1}}.$$

Скорость деформации

$$\begin{aligned} \dot{W}(t) &= \zeta \left[C - k_s \alpha \frac{a-1}{a} t \right]^{\frac{1}{a-1}} = \left[C = \left(\frac{V_0}{\alpha} \right)^{a-1} \right] = V_0 \left[1 - \frac{k_s \alpha^a}{V_0^{a-1}} \frac{a-1}{a} t \right]^{\frac{1}{a-1}} = \\ &= V_0 \left[1 + (1-a) \frac{t}{\tau} \right]^{\frac{1}{a-1}}, \end{aligned} \quad (15)$$

где

$$\tau = \frac{aV_0^{a-1}}{k_s \alpha^a} = \frac{a}{k_s V_0} \left(\frac{V_0}{\alpha} \right)^a = \frac{a}{k_s V_0} \sigma(0). \quad (16)$$

Межблоковое перемещение

$$W(t) = \frac{\tau V_0}{a} \left\{ 1 - \left[1 + (1-a) \frac{t}{\tau} \right]^{\frac{a}{a-1}} \right\}. \quad (17)$$

При $a \rightarrow 1$, когда уравнение структурной сверхпластичности (13) переходит в соотношение для вязкой жидкости (2), решения (15) и (17) стремятся к зависимостям (5) и (6):

$$\lim_{a \rightarrow 1} \tau = \lim_{a \rightarrow 1} \frac{aV_0^{a-1}}{k_s \alpha^a} = \frac{1}{k_s \alpha} = \frac{\zeta}{k_s},$$

$$\lim_{a \rightarrow 1} V(t) = \lim_{a \rightarrow 1} \dot{W}(t) = V_0 \lim_{a \rightarrow 1} \left[1 + (1-a) \frac{t}{\tau} \right]^{\frac{1}{a-1}} = V_0 e^{-\frac{t}{\tau}}.$$

Соответственно

$$\lim_{a \rightarrow 1} W(t) = \tau V_0 \lim_{a \rightarrow 1} \frac{1}{a} \left\{ 1 - \left[1 + (1-a) \frac{t}{\tau} \right]^{\frac{a}{a-1}} \right\} = V_0 \tau \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right).$$

Другим предельным случаем является $a \rightarrow 0$.

В этом случае $\lim_{a \rightarrow 0} V(t) = \lim_{a \rightarrow 0} \dot{W}(t) = V_0 \lim_{a \rightarrow 0} \left[1 + (1-a) \frac{t}{\tau} \right]^{\frac{1}{a-1}} = \frac{V_0}{1 + \frac{t}{\tau}}$, т. е. совпадает с выражением (9)

для скорости деформации в случае контакта с трением.

Рис. 1. Сопоставление реологических зависимостей.

Функция (17) при $a = 0,01$ (1), $a = 0,3$ (2), $a = 0,99$ (3); 4 — функция (11); 5 — функция (6).

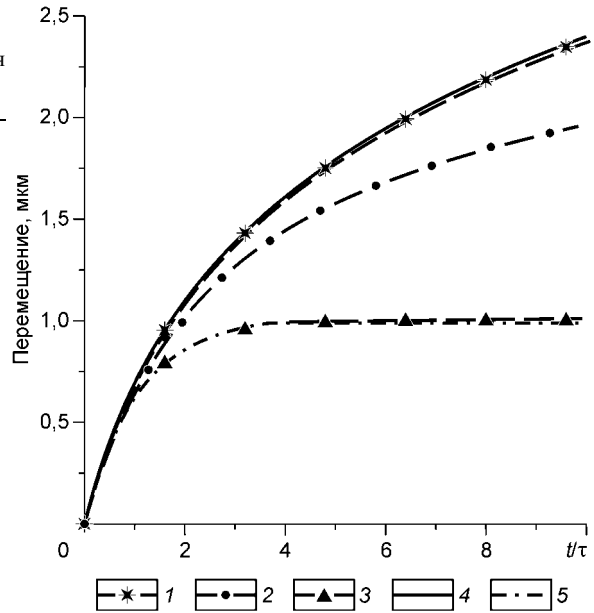
Для перемещения получаем соотношение, идентичное выражению (11):

$$\lim_{a \rightarrow 0} W(t) = \tau V_0 \lim_{a \rightarrow 0} \frac{1}{a} \left\{ 1 - \left[1 + (1-a) \frac{t}{\tau} \right]^{a-1} \right\} = V_0 \tau \ln \left(1 + \frac{t}{\tau} \right).$$

Таким образом, сухое трение является асимптотикой структурной сверхпластичности при малых значениях параметра a .

Сравнение выражений (10) и (16) дает соотношение $a \sim \xi$, что справедливо при малых a (согласно, например, [26], $\xi \sim 0,005 - 0,007$).

На рис. 1 для наглядности показаны графики зависимостей (6) и (11) в сравнении с (17) при нескольких значениях параметра a . Видно, что если при малых временах ($\tau/t < 1$) все возможные типы реологических зависимостей практически идентичны, то с увеличением времени наблюдения их асимптотика радикально различается. Таким образом, можно заключить, что, имея достаточно длинный ряд измерений параметров межблоковых перемещений, можно судить о реологических характеристиках разломной зоны, а следовательно, и о механизме взаимодействия блоков.



РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В лабораторных экспериментах проводились исследования процесса деформирования межблоковых контактов при статических и динамических нагрузках. Для краткости опустим подробное описание методики выполнения опытов, которая изложена в работах [5, 16, 19]. Отметим лишь, что модели межблокового контакта представляли собой слой кварцевого песка (средний размер песчинки составлял 300 мкм) толщиной 2 мм или слой технического пластилина той же толщины, помещенный между блоками, изготовленными из расплава тиосульфата натрия — материала, близкого по свойствам к скальным породам. Различные напряженные состояния на границе блоков создавались путем комбинирования отношения нормальной (по отношению к границе блоков) и сдвиговой нагрузок. Имелась возможность как плавного, так и ступенчатого изменения приложенного сдвигового усилия. Межблоковые перемещения регистрировались индуктивными и емкостными датчиками с точностью до 0,1 мкм.

В некоторых экспериментах в модели ударами возбуждались динамические возмущения. Специальные устройства позволяли варьировать периодичность нанесения ударов от одиночного до 10 в секунду. Амплитуда создаваемой волны и длительность импульса изменялись путем выбора ударников соответствующей массы и подбором подкладок, закрепляемых на поверхности блока в месте удара. Параметры колебаний регистрировались малогабаритными индукционными датчиками скорости ИДС-1 и акселерометрами „Bruel & Kjaer 4375“. Геометрические размеры модели обеспечивали условия для формирования и распространения плоской волны, а также разделение во времени падающей и отраженной волн. Нормальная и сдвиговая жесткость межблоковых контактов контролировались в процессе экспериментов в соответствии с методом, изложенным в работах [19, 20], по измеренным амплитудным и временным характеристикам колебаний, регистрируемых в окрестности нарушения сплошности.

Проведенные измерения (подробнее см. [19]) показали, что тонкая песчаная прослойка удачно воспроизводит основные закономерности, присущие деформированию межблоковых контактов в скальных породах. В частности, наблюдается нелинейная зависимость напряжение—деформация (снижение сдвиговой жесткости контакта по мере приближения к пределу прочности), зависимость силы трения, точнее силы сопротивления сдвигу, от скорости и амплитуды межблокового перемещения, а также от времени нахождения контакта в квазистационарном состоянии.

На рис. 2 показаны результаты двух опытов, в которых сдвиговое усилие на контакте в виде песчаной прослойки было ступенчатым образом увеличено на 10 Н (предельная прочность контакта в этой серии опытов составляла 180 Н). Измерение перемещения в этих опытах производилось с частотой опроса 1/с.

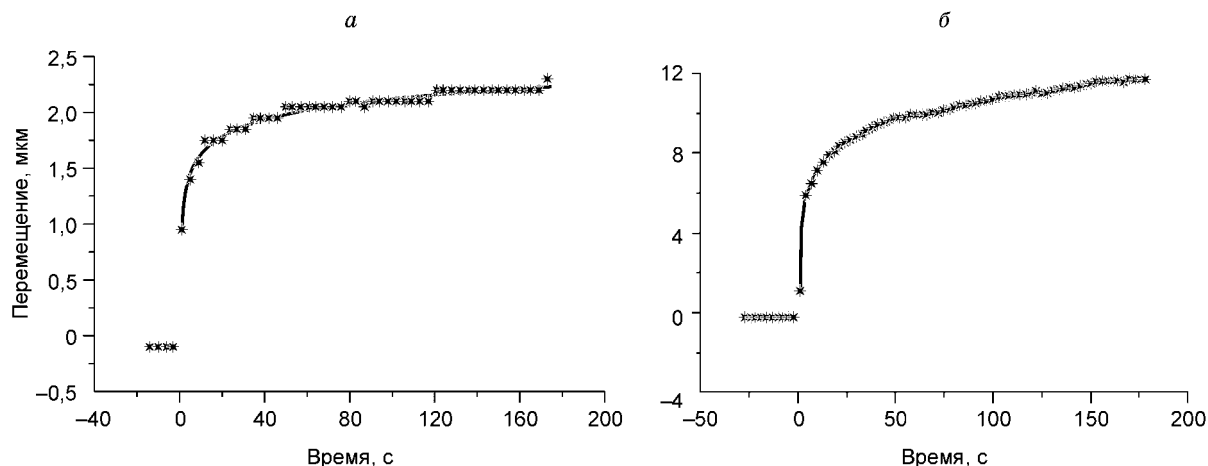


Рис. 2. Зависимость межблокового перемещения от времени при ступенчатом нагружении контакта, заполненного песком.

Значки — результаты измерений (частота опроса — 1/с, показана каждая третья точка); линии — аппроксимация экспериментальных данных соотношением (17); аппроксимация соотношением (11) на рисунке не показана.

Изменение сдвигового усилия: *a* — со 100 до 110 Н; в аппроксимации (17) $a = 0,06$ с коэффициентом корреляции $R = 0,974$; в аппроксимации (11) $V = 0,57$ мкм/с; $\tau = 0,36$ с; $R = 0,973$; *b* — со 150 до 160 Н; в аппроксимации (17) $a = 0,09$ с коэффициентом корреляции $R = 0,985$; в аппроксимации (11) $V = 9,07$ мкм/с; $\tau = 0,17$ с; $R = 0,980$.

На полученных зависимостях явно виден характерный эффект — после резкого увеличения перемещения, вызванного приложенной нагрузкой, происходит медленное перемещение блока, которое постепенно затухает.

Сплошной линией на этих графиках показана аппроксимация экспериментальных данных уравнением (17). Результаты аппроксимации показывают, что при исключительно высоких коэффициентах корреляции ($R \sim 0,97 - 0,98$) параметр a в уравнении (17) достаточно мал ($a < 0,1$). Это позволяет заключить, что реология межблокового контакта описывается законами сухого трения.

Этот вывод подтверждается и прямыми высокочастотными измерениями межблоковых перемещений. На рис. 3 показаны результаты регистрации емкостным датчиком начального участка одного из этапов ступенчатого увеличения сдвигового усилия. Время и перемещение на графике отсчитываются от момента приложения очередной ступени нагружения. Дифференцирование зарегистрированных эюр динамического смещения позволяет вычислить скорость и ускорение блока, а значит и действующие на блок силы.

Изменение во времени кинематических параметров межблоковой подвижки и сил, действующих на контакте, можно схематично представить следующим образом (см. рис. 3) и выделить несколько характерных этапов :

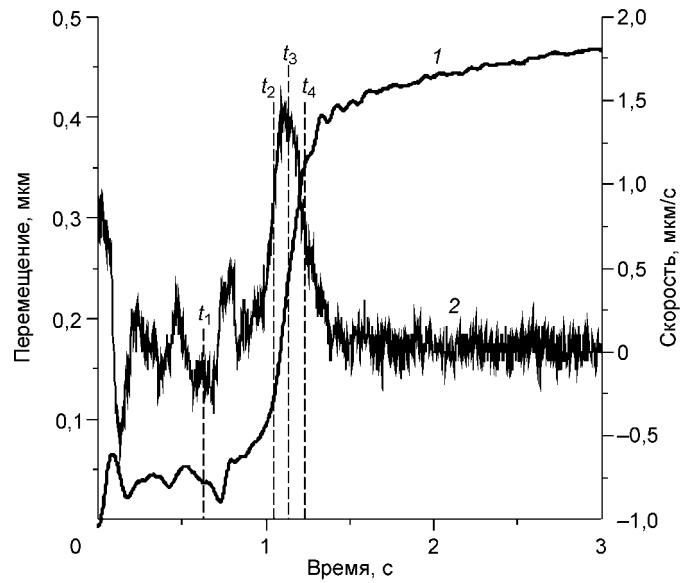
1) $(t_0 - t_1)$. Начальный переходный участок, связанный с реакцией системы нагружения на установку очередного груза.

2) $(t_1 - t_2)$. Рост сдвигового усилия (F_s) происходит значительно быстрее увеличения сопротивления сдвигу ($F_{\text{сопр}}$), обусловленного деформацией контакта. Чем больше величина F_{s0} , т. е. чем ближе контакт к пределу прочности, тем медленнее, по сравнению с F_s , растет сила сопротивления сдвигу. Это происходит из-за снижения жесткости контакта по мере приближения к пределу прочности. В момент времени t_2 приложенное сдвиговое усилие перестает возрастать, т. е. далее выполняется равенство $F_s = F_{s0} + \Delta F$.

3) $(t_2 - t_4)$. На этом отрезке темп роста сопротивления сдвигу становится выше скорости увеличения нагрузки и в момент времени t_3 достигается равенство сдвигающего усилия F_3 и силы сопротивления сдвигу $F_{\text{сопр}}$, т. е. $F_s = F_{\text{сопр}}$. Важно, что, достигнув уровня F_s , сила сопротивления продолжает увеличиваться до момента $t = t_4$ за счет того, что величина межблокового перемещения продолжает возрастать.

4) $(t > t_4)$. На этом участке сила сопротивления сдвигу после достижения максимума постепенно снижается, вероятно, из-за достаточных значений скорости и перемещения [23]. Именно этот участок соответствует логарифмической ползучести контакта, или, говоря на языке „кулоновского трения“, происходит переход от трения покоя к трению скольжения.

Рис. 3. Перемещение (1) и скорость (2) межблоковой подвижки при изменении сдвигающего усилия с 30 до 40 Н.



Поскольку, как было показано выше, в этих экспериментах параметр a в соотношении (17) достаточно мал, то экспериментальные данные могут быть с хорошей точностью описаны и логарифмической зависимостью (11). Эта аппроксимация на рис. 2 не показана, так как практически совпадает с (17), показанной на рисунке сплошной линией. Используем измеренные параметры функции (11) для оценки характеристик контакта.

Для опыта, показанного на рис. 2,а, имеем: $\tau = 0,36$ с, $V_0 = 5,7 \cdot 10^{-4}$ мм/с, $\sigma_0 = 0,015$ МПа. По результатам ранее проведенных исследований [16] типичное значение параметра ξ для такого контакта составляет величину $\sim 0,01$. Соответственно, из соотношения (10) получаем оценку сдвиговой жесткости

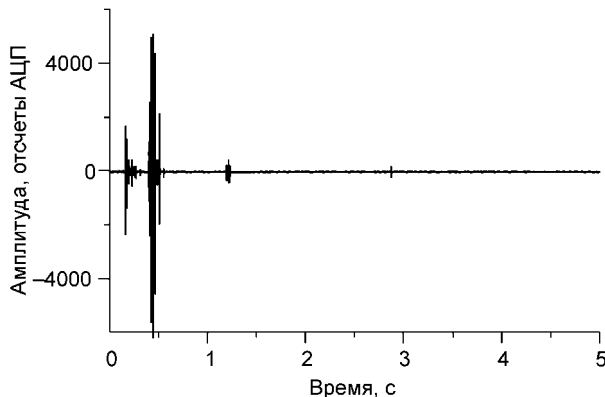
$$k_s = \frac{\xi \sigma_0}{\tau V_0} = \frac{0,02 \cdot 0,015}{0,36 \cdot 5,7 \cdot 10^{-4}} = 1,5 \text{ МПа/мм.}$$

Для опыта, показанного на рис. 2,б, $\tau = 0,17$ с, $V_0 = 9,1 \cdot 10^{-4}$ мм/с, $\sigma_0 = 0,023$ МПа, откуда оценка жесткости контакта

$$k_s = \frac{\xi \sigma_0}{\tau V_0} = \frac{0,02 \cdot 0,023}{0,17 \cdot 9,1 \cdot 10^{-3}} = 0,3 \text{ МПа/мм.}$$

Полученные величины k_s демонстрируют эффект снижения жесткости с ростом сдвиговой нагрузки и с неплохой точностью совпадают со значениями, измеренными независимым методом по параметрам колебаний, регистрируемых в окрестности нарушения сплошности [19]. Заметим, что и значения V_0 , полученные из аппроксимации экспериментальных данных соотношением (11), близки к величине скорости межблокового перемещения в момент времени t_4 (см. рис. 3).

Представляет интерес сопоставление параметров межблокового перемещения и закономерностей излучения акустических импульсов в процессе деформирования. На рис. 4 показаны результаты регистрации пьезоакселерометром параметров колебаний, зарегистрированных в неподвижном блоке в ходе эксперимента, зависимость $W(t)$ для которого показана на рис. 2,б. Как видно из результатов измерений, несмотря на то что достаточно интенсивные перемещения продолжаются, по крайней мере, в течение сотен секунд, акустическое излучение наблюдается лишь в первые секунды. Переходя на „сейсмологический“ язык, в этих экспериментах мы имеем картину, типичную для так называемых „тихих“ землетрясений, в которых величина сейсмического момента, высвобождаемого на постсейсмической стадии, сравнима, а зачастую и превышает соответствующую величину для косейсмической стадии [12].



Как отмечалось выше, реология межблокового контакта, заполненного песком, хорошо описывается законами сухого трения. Существенно иная картина наблюдается для контакта, заполненного пластилином. На рис. 5,а приведена типичная зависимость межблокового перемещения от времени в опыте со ступенчатым увеличением сдвигового усилия, а на рис. 5,б — зависимость установившегося значения скорости деформации такого кон-

Рис. 4. Сейсмоакустические импульсы, излучаемые при ступенчатом нагружении блоков, разделенных песчаной прослойкой.

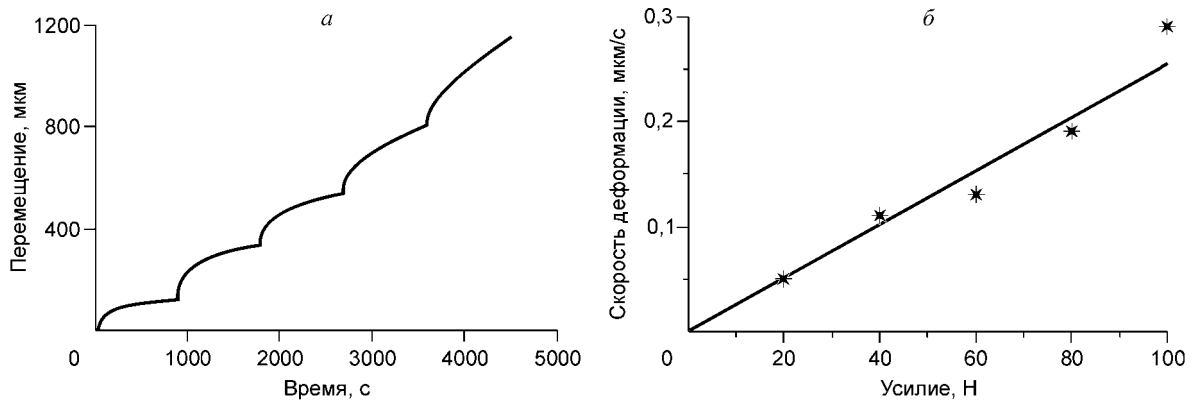


Рис. 5. Результаты измерений параметров относительного смещения блоков, разделенных пластилиновой прослойкой, при ступенчатом нагружении.

a — изменение относительного перемещения от времени; *б* — скорость деформации на установившемся участке при различных сдвиговых усилиях. Линия — наилучшее приближение $\dot{W} = 0,0023 \cdot T^{1,01}$.

такта от приложенного сдвигового усилия. Заметим, что пластилин между блоками заливался в виде расплава, что практически исключает возможность скольжения блока по пластилину вплоть до разрушения контакта. Из приведенных результатов видно, что скорость деформации контакта пропорциональна приложенному напряжению, так называемая реология пластилинового контакта с хорошей точностью описывается соотношением (2) для вязкой жидкости.

На рис. 6, *a* значками показаны результаты измерения относительного смещения блоков в эксперименте, в котором стационарное деформирование под действием статической нагрузки было нарушено импульсным воздействием (удар стального шара) в момент времени $t = 1750$ с (штрихи на рис. 6, *a* — линейная аппроксимация стационарного участка). Из приведенных данных видно, что в результате удара скорость деформации вначале возросла, а затем практически вернулась к стационарному значению. Изменение перемещения в результате импульсного воздействия (разность между аппроксимацией и экспериментальной зависимостью) показано на рис. 6, *б*. Линией на этом рисунке показана аппроксимация экспериментальных данных зависимостью (17). Как видно, величина параметра a близка к единице, что соответствует реологии вязкой жидкости.

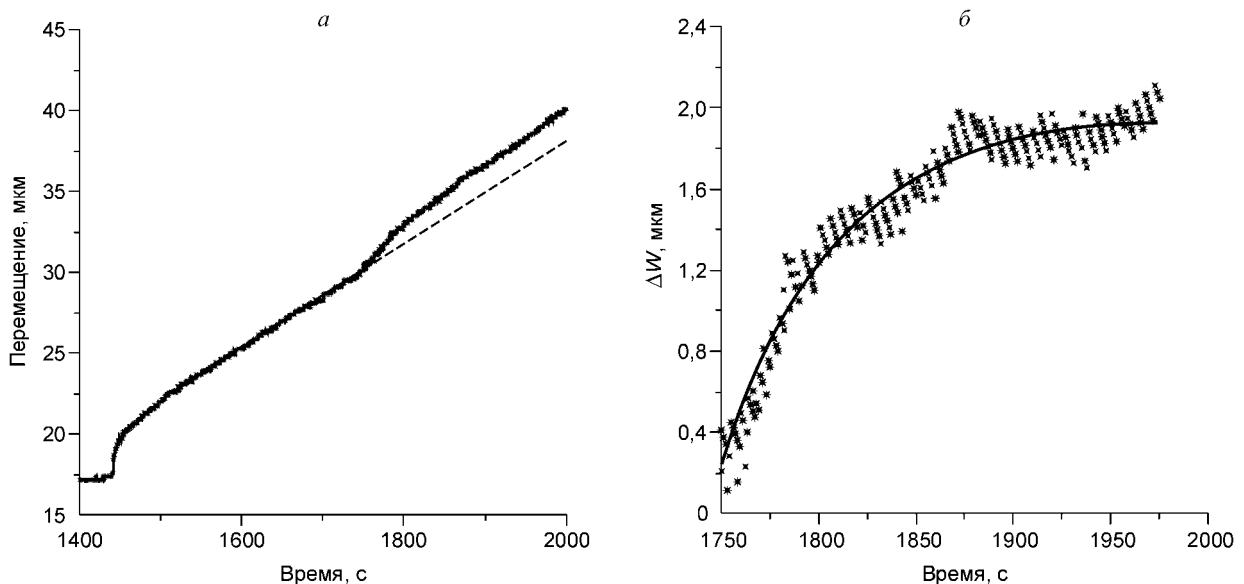


Рис. 6. Результаты измерений параметров относительного перемещения блоков, разделенных пластилиновой прослойкой при возмущении стационарного процесса ударом стального шара.

a — зависимость перемещения от времени; *б* — приращение перемещения по сравнению с невозмущенным случаем. Линия — аппроксимация соотношением (17) $a = 1,07$; коэффициент корреляции $R = 0,957$.

Таким образом, как показывают результаты модельных экспериментов, обработка результатов измерений параметров межблоковых перемещений может дать информацию о свойствах межблоковых границ.

АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Одним из источников информации о межблоковых перемещениях являются наблюдения за постсейсмическими деформациями. Впервые подобный эффект был зарегистрирован в 1966 г. после Паркфильдского землетрясения [27]. Впоследствии постсейсмический крип регистрировался для многих событий различного масштаба как прямыми наблюдениями, так и путем обработки данных геодезических измерений в разных регионах [12, 13, 28—34 и др.]. Развитие сети GPS в некоторых регионах мира позволило получить весьма обширную информацию как для нескольких крупных землетрясений в межплитовых зонах [12, 31 и др.], так и для внутриплитовых событий меньшего масштаба [13, 34 и др.] Специальные процедуры обработки GPS-наблюдений [33] позволили получить достаточно подробную картину постсейсмических деформаций в различные отрезки времени — от первых минут до двух лет после основного толчка.

Рассмотрим некоторые данные измерений постсейсмических деформаций в разных регионах. В качестве примера возьмем результаты измерений параметров постсейсмических перемещений для события Sanriku-Haruka-Oki 28.12.94 ($M_w = 7,7$). На рис. 7 приведены некоторые результаты обработки GPS-измерений, отобранные из нескольких публикаций [30, 32, 33]. На графиках можно отметить некоторые особенности деформационного процесса. Прежде всего, очевидно радикальное изменение скорости деформации, произошедшее в результате землетрясения. Основной скачок на записях произошел в момент времени, примерно соответствующий моменту прихода поперечной волны [33]. Легко видеть (см. рис. 7,б), что последующий сильнейший афтершок ($M = 6,9$) также оказал заметное влияние на ход деформаций. Последний эффект вполне типичен и наблюдался на ряде землетрясений, например, 23.06.2001 ($M_w = 8,4$) в Перу [35], 17.08.99 ($M_w = 7,5$) в Турции [34] и т. д. С течением времени скорость

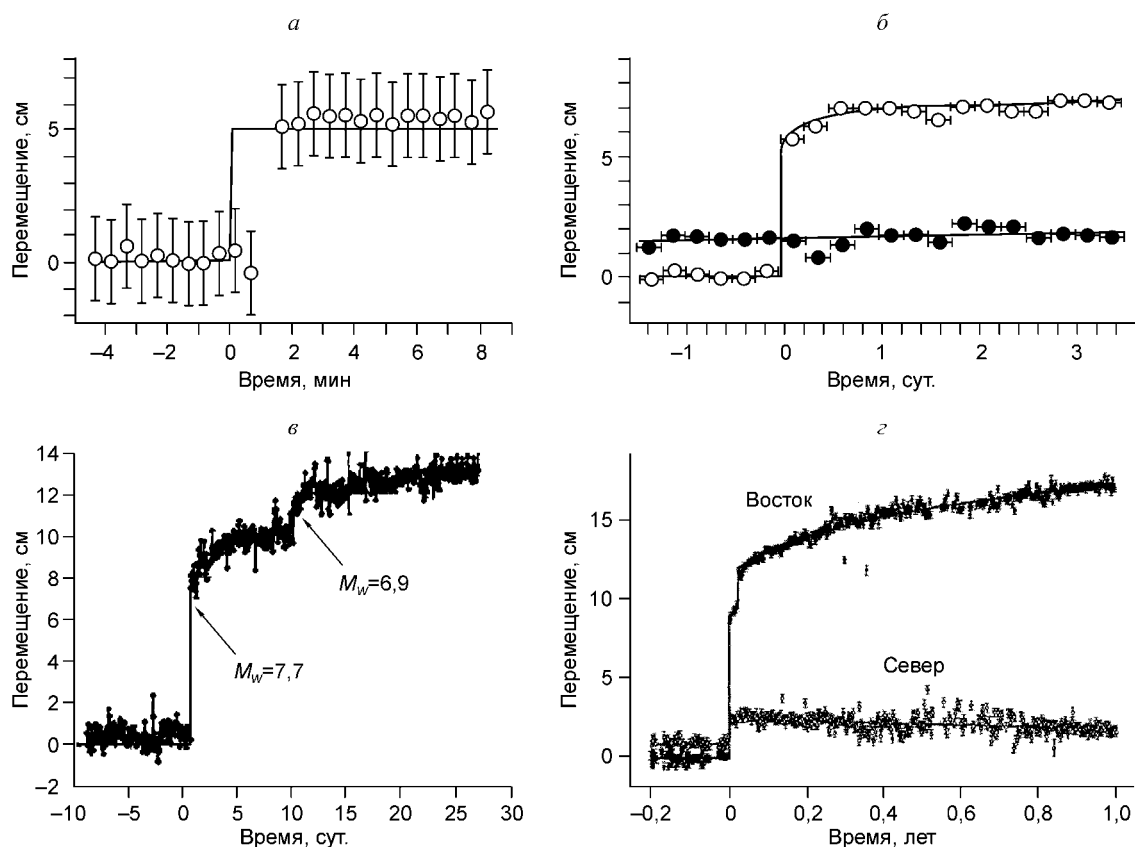


Рис. 7. Результаты наблюдений параметров постсейсмического перемещения при землетрясении Sanriku-Haruka-Oki 28.12.94.

а, б — горизонтальное смещение станции GPS Куji по отношению к станции Miyako [33]; *в, г* — изменение горизонтальной координаты станции Куji [32]; *в* — по данным [32], *г* — по данным [30].

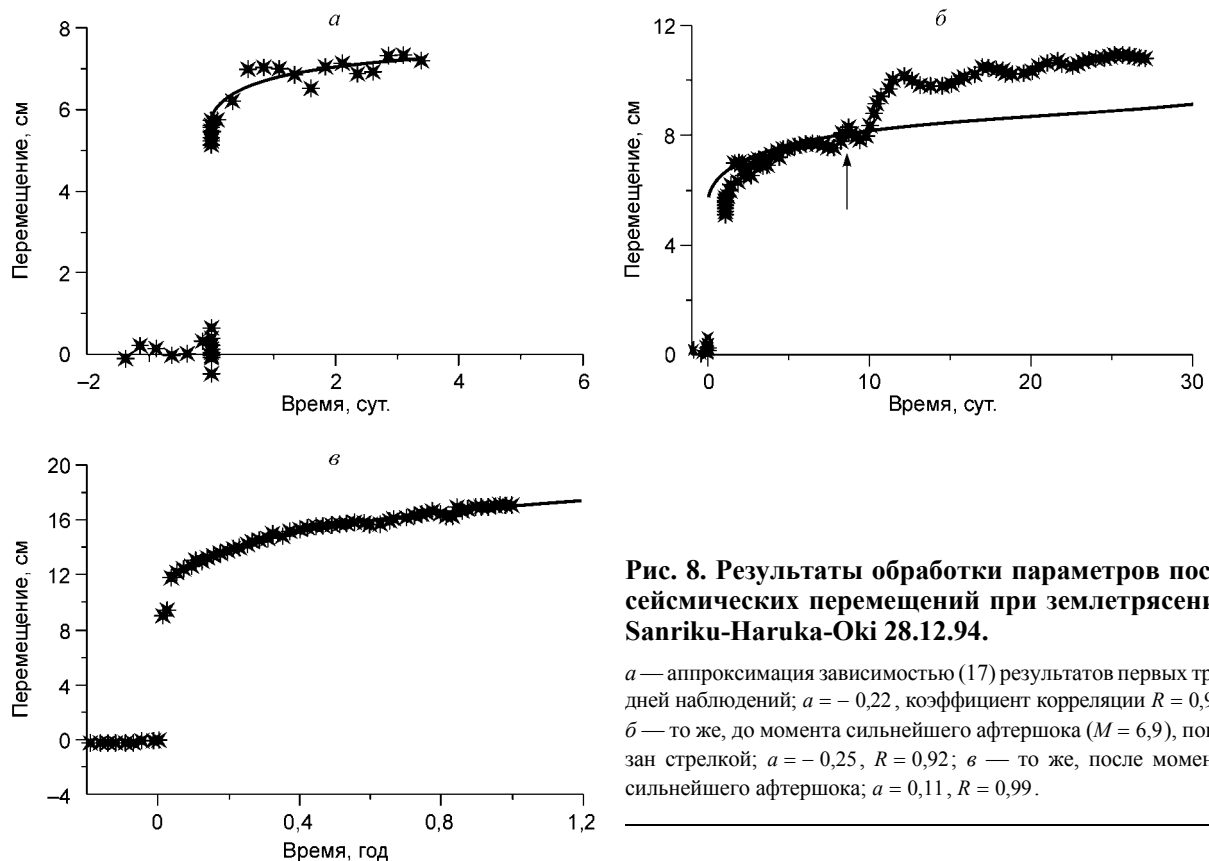


Рис. 8. Результаты обработки параметров постсейсмических перемещений при землетрясении Sanriku-Haruka-Oki 28.12.94.

a — аппроксимация зависимостью (17) результатов первых трех дней наблюдений; $a = -0,22$, коэффициент корреляции $R = 0,93$; *б* — то же, до момента сильнейшего афтершока ($M = 6,9$), показан стрелкой; $a = -0,25$, $R = 0,92$; *в* — то же, после момента сильнейшего афтершока; $a = 0,11$, $R = 0,99$.

деформации снижается, приближаясь постепенно к фоновому значению. На графиках рис. 8 значками показаны результаты измерений, полученные путем оцифровки графических данных из ряда публикаций [12, 30, 33], а сплошной линией — их аппроксимация зависимостью (17).

Аналогичным образом были обработаны результаты наблюдений, проведенных в различных регионах. Результаты обработки сведены в таблицу, где видим, что параметр a , по величине которого можно, как отмечалось выше, судить о большей вероятности того или иного механизма постдинамического перемещения, изменяется в диапазоне от -1 до 1 . При этом, однако, в большинстве случаев абсолютная величина a довольно мала по сравнению с единицей. Из 24 обработанных рядов данных лишь в двух случаях (станция НАМТ при землетрясении 17.08.99 и станция НТЗС при событии 21.09.99) значение a близко к единице, в 13 случаях $0 \leq a < 0,25$, а в восьми наблюдаются отрицательные значения параметра a .

Ясно, что в определяющих соотношениях (12), (13) показатель степени отрицательным быть не может. Отрицательные значения a наблюдались на начальной стадии постсейсмических деформаций ($t < 15$ сут) при событиях в Японском желобе, на двух станциях при землетрясении 17.08.99 в Турции и при землетрясении 05.12.97 на Камчатке. Можно обнаружить несколько причин подобного казуса. Во-первых, вскоре после момента землетрясения существенное влияние на скорость постсейсмических деформаций оказывает последовательность афтершоков. Об этом, например, свидетельствует упомянутое выше ступенчатое увеличение амплитуды перемещения при крупных афтершоках для нескольких событий. Можно предположить, что для установления влияния более мелких событий недостаточна точность измерений, но интегрально они заметно увеличивают скорость деформации, что, вероятно, отражается на результатах измерений при землетрясениях в Японском желобе.

На результатах измерений в Турции, возможно, сказался эффект последовавшего через 87 дней землетрясения 12.11.99 ($M_w = 7,1$). Дело в том, что авторами работы [34], откуда брались данные, первичная информация была исправлена как раз с целью удаления эффекта землетрясения 12.11.99. Можно предположить, что для некоторых станций это было сделано не вполне корректно.

Для землетрясения 5.12.97 в Кронотском заливе на Камчатке, судя по данным [36], существенная афтершоковая активность наблюдалась лишь в течение первых нескольких суток, тогда как аппроксимация двухмесячной зависимости деформации от времени показывает значительные отрицательные значения параметра a . Дело здесь, видимо, в том, что для событий с такими характерными временами период измерений в 55 дней недостаточен для того, чтобы сделать корректное заключение об асимптотике зависимости перемещения от времени. На рис. 9,а приведены результаты измерений одной из камчатских

Результаты аппроксимации данных наблюдений

Событие; источник данных	Вид измерений	Пункт	Длитель- ность изме- рений после события	Аппроксимация (17)		Аппроксимация (11)					
				a	R	τ , с	V_0 , мм/с	R	τV , мм	σ_0 , МПа	k_s , МПа/м
28.12.94; $M_W = 7,7$, Япония [12, 30, 32, 33]	GPS	Куji	72 ч	-0,22	0,93	100	0,02	0,92	2	100	250
			9 дней	-0,25	0,92	6500	0,001	0,92	6,5	100	77
			~1 год	0,11	0,99	$4 \cdot 10^6$	$7 \cdot 10^{-6}$	0,98	28	100	18
02.11.89; $M_W = 7,1$, Япония [12]	Деформометр	MYK	30 дней	0,14	0,99	—	—	—	—	—	—
18.07.92; $M_W = 6,9$, Япония [12]	»	ESASHI	14 дней	-0,4	0,98	—	—	—	—	—	—
23.06.01; $M_W = 8,4$, Перу [32, 35]	GPS	AREQ	~1,5 года	0,08	0,97	$1,6 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	0,96	2,4	100	208
28.06.92; $M_W = 7,3$, Калифорния [41]	Светодаль- номер	PFO	60 ч	0,16	0,98	—	—	—	—	—	—
28.06.92; $M_W = 7,3$, Калифорния [29]	Геодезия		160 дней	0,07	0,58	—	—	—	—	—	—
12.09.66; $M_L = 5,8$, Калифорния [27]	»		400 дней	-0,058	0,99	$1,9 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^{-4}$	0,99	38	100	13
24.11.87; $M_S = 6,6$, Калифорния [27]	»		340 дней	0,05	0,99	$9,8 \cdot 10^4$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	0,99	67	100	7
04.02.76; $M_S = 7,5$, Гватемала [21]	»		480 дней	0,26	0,99	$7,4 \cdot 10^5$	10^{-4}	0,99	74	100	7
05.12.97; $M_W = 7,8$, Камчатка [31, 36]	GPS	ESSO	55 дней	-1,03	0,92	$4,1 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	0,90	6,6	100	76
				-0,63	0,93	$1,4 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	0,87	6,58	100	76
				0,1	0,99	$5,9 \cdot 10^5$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	0,99	25,96	100	19
				-0,06	0,99	$1 \cdot 10^6$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	0,99	18	100	28
				-0,19	0,99	$1,7 \cdot 10^6$	$0,5 \cdot 10^{-5}$	0,99	8,5	100	59
				-0,8	0,99	$2,9 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	0,98	43,5	100	11
09.10.95; $M = 8$, Мексика [37]	»	COLI	720 дней	0,14	0,99	$3,8 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	—	13,3	100	38
				1,09	0,96	—	—	—	—	—	—
				0,35	0,96	$4,14 \cdot 10^6$	$1,37 \cdot 10^{-6}$	0,96	5,67	100	88
				-0,53	0,99	$1,3 \cdot 10^6$	$5,5 \cdot 10^{-6}$	—	7,15	100	70
21.09.99; $M_W = 7,6$, Тайвань [38]	»	HTZS	500 дней	1,09	0,96	—	—	—	—	—	—
				0,35	0,96	$4,14 \cdot 10^6$	$1,37 \cdot 10^{-6}$	0,96	5,67	100	88
				-0,53	0,99	$1,3 \cdot 10^6$	$5,5 \cdot 10^{-6}$	—	7,15	100	70
05.12.93; Взрыв 255 т ТНТ; Хибины [40]	Деформометр	Киров- ский рудник	6 мин	0,05	0,93	1,8	0,09	0,93	0,18	15	450
			4,5 ч	0,96	0,97	—	—	—	—	—	—

GPS станций, где линиями показано наилучшее приближение зависимостями (6), (11) и (17). Как видно, хотя приближение (17) с $a = -1,03$ имеет самый высокий коэффициент корреляции, для проявления значимых различий необходимо иметь измерения длительностью ~200 дней. Аналогичные аппроксимации экспериментальных данных для землетрясения в Перу, где измерения велись в течение длительного времени, показаны на рис. 9,б. Здесь различие в ходе зависимостей проявляются очень отчетливо.

В последнем столбце таблицы приведены оцененные из соотношения (10) значения сдвиговой жесткости межблоковых контактов. Оценка проводилась в тех случаях, когда определенные значения параметра a указывали на доминирующий вклад трения в сопротивление межблоковому сдвигу. Хотя неопределенность как в значении величины действующих напряжений, так и параметра ξ делают эту оценку достаточно произвольной (согласно [21, 26] использовалось значение $\xi = 0,005$ и типичная величина для коровых землетрясений $\sigma_0 = 100$ МПа), полученные порядки величины жесткости (десятки МПа), судя по данным [19, 20], являются разумными. Исключение составляет величина $k_s \sim 200$ МПа/м при

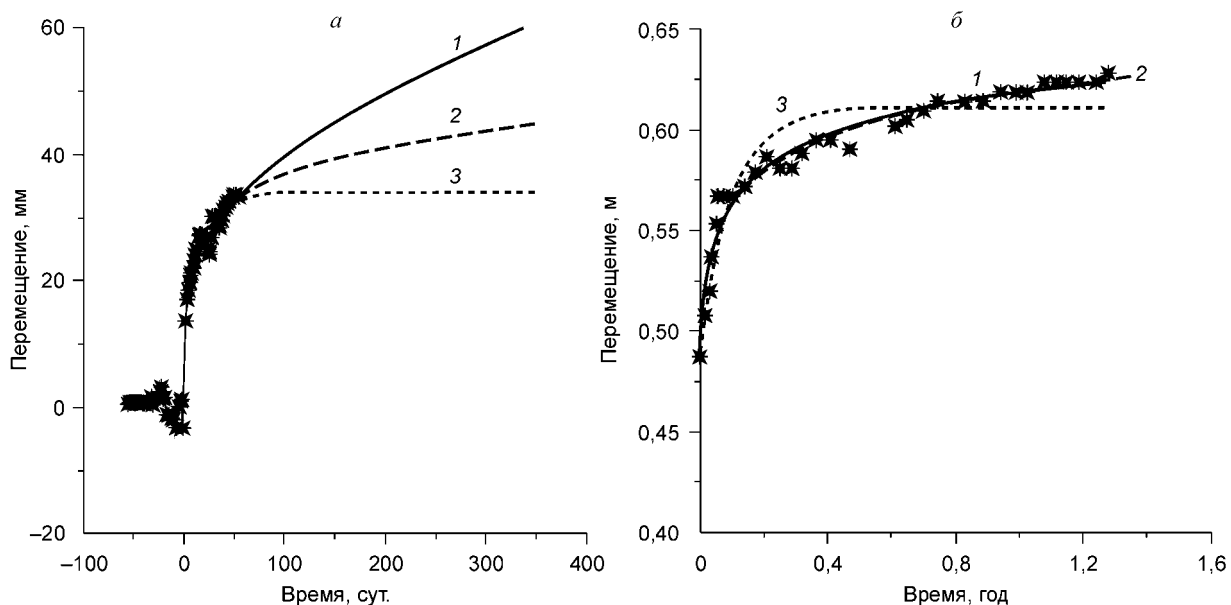


Рис. 9. Результаты аппроксимации экспериментальных данных различными функциями.

a — землетрясение 5.12.97 на Камчатке, станция ESSO: 1 — функция (17) $a = -1,03$, коэффициент корреляции $R = 0,92$; 2 — функция (11) $R = 0,9$; 3 — функция (6) $R = 0,87$; *б* — землетрясение 23.06.01 в Перу, станция AREQ: 1 — функция (17) $a = 0,08$, $R = 0,97$; 2 — функция (11) $R = 0,96$; 3 — функция (6) $R = 0,84$.

землетрясении в Перу. Обращает также на себя внимание тот факт, что результаты кратковременных наблюдений дают более высокие значения k_s . Это может означать, что на ранних стадиях процесса заметный вклад вносят инициированные перемещения по относительно мелким межблоковым границам.

Отличительной особенностью рассмотренных постсейсмических деформаций является возникновение межблокового перемещения в результате динамического процесса — „вспарывания разлома“ или воздействия сейсмических колебаний. Судя по результатам, в большинстве случаев определяющий вклад в реологию межблоковой зоны вносит трение. Несколько иная картина наблюдается в тех случаях, когда межблоковые движения образуются в результате достаточно медленного квазистатического процесса. Примеры подобных деформаций также достаточно распространены. На рис. 10 представлен ход деформаций, измеренных в течение нескольких месяцев на Гармском полигоне в Таджикистане [14]. Видно, что наряду со „спокойными“ участками (скорость деформации на этих участках примерно соответствует средним многолетним значениям) наблюдаются интервалы, на которых скорость деформирования в направлении север—юг резко увеличивается. Авторы [14] связывают эти особенности с подготовкой нескольких землетрясений ($M = 3,5—4,5$), эпицентры которых расположены на расстоянии 25—50 км от точки наблюдений, а моменты событий показаны на графике стрелками. Аппроксимация участков резкого изменения скорости деформации уравнениями типа (17) показывает, что значение параметра a для этих процессов изменяется в пределах от 0,63 до 1,09, т. е. в данном случае реология контакта имеет, скорее, пластический характер. Аналогичные результаты ($a \sim 1$) получаются при обработке данных деформографических наблюдений на разломе Imperial Fault, где периодическое относительное движение бортов инициировалось накоплением термоупругих напряжений [39].

Эффекты межблокового движения регулярно наблюдались и при техногенных воздействиях. На рис. 11 приведены результаты обработки записи струнного деформографа, установленного на крупной тектонической трещине при проведении массового взрыва [40].

Анализ низкочастотных записей, проведенных в течение нескольких часов (см. рис. 11, *a*), показывает, что происходящие в массиве поствзрывные деформационные процессы наилучшим образом описываются соотношением (17) с $a \sim 1$ (пределы изменения параметра a для обработанных записей при двух взрывах 0,84—0,96). Это, как может показаться, противоречит сделанному выше заключению об определяющем вкладе трения в сопротивление постдинамическому сдвигу. Однако более внимательное рассмотрение начального участка записи (см. рис. 11, *б*) показывает, что деформационный процесс в первые минуты после проведения взрыва имеет вид, характерный как раз для фрикционной реологии контакта ($a = 0,05$), и лишь впоследствии „включается“ механизм квазипластического течения. Последний

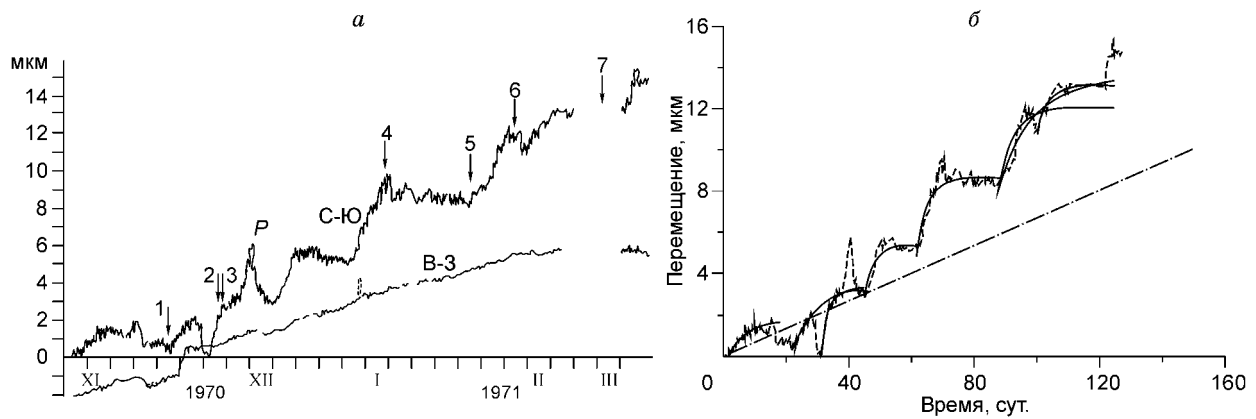


Рис. 10. Результаты наблюдений на Гармском полигоне.

a — изменение деформации в сопоставлении с сейсмической активностью Гармского района [14]; стрелками показаны моменты землетрясений; пик *P* на кривой деформации связан, по данным [14], с вариацией атмосферного давления; линии: *b* — штриховая — изменение деформации в направлении север—юг, сплошная — аппроксимация участков кривой деформация—время для направления север—юг соотношением (17), $a \sim 0,63 - 1,09$, штрихпунктирная — средняя за длительный период скорость деформации $\sim 1,2 \cdot 10^{-6}$ отн.ед./год.

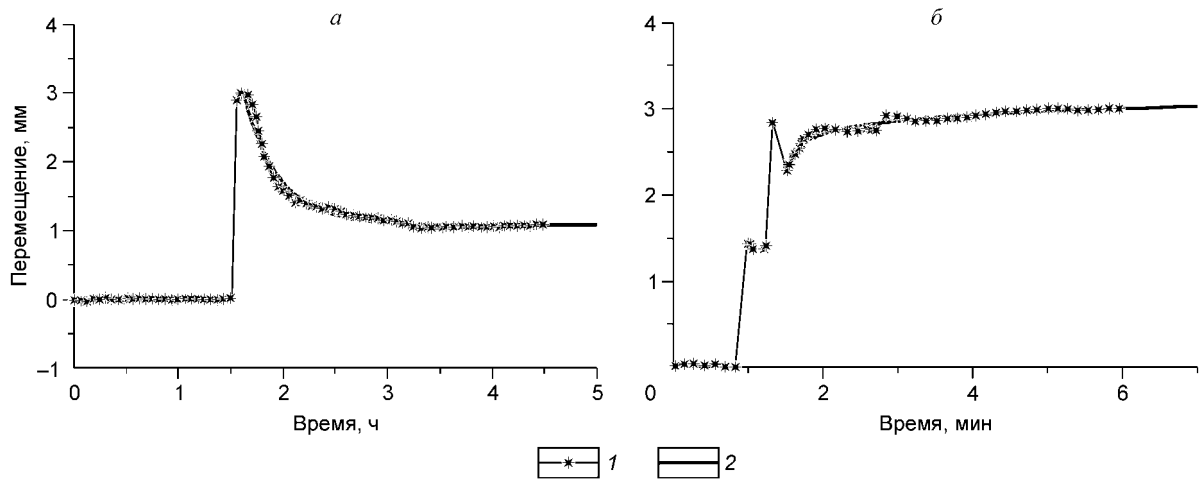


Рис. 11. Результаты обработки записи струнного деформографа, установленного на тектоническом нарушении при проведении массового взрыва на Кировском руднике.

1 — экспериментальные данные, полученные путем оцифровки эпюр, приведенных в работе [40]; 2 — аппроксимация экспериментальных данных зависимостью (17); *a* — полная запись: $a = 0,96$; коэффициент корреляции $R = 0,97$; *b* — начальный участок записи: $a = 0,05$, $R = 0,93$. Время на частях *a* и *b* отсчитывается от разных моментов.

эффект, скорее всего, связан с перераспределением напряжений в массиве в результате отбойки крупного объема породы. Оценка жесткости тектонической трещины (см. таблицу) дает величину $k_s \sim 500$ МПа/м, что соответствует характерным значениям для нарушений протяженностью порядка первых километров [19, 20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ экспериментальных данных дает основания полагать, что во многих случаях природа медленных межблоковых перемещений может быть определена по результатам долговременных наблюдений. При этом необходимо иметь в виду, что использование недостаточно длительных рядов данных может приводить к ошибочной их интерпретации.

Целью проведенной работы было не столько изучение закономерностей постсейсмических движений, сколько попытка определить, какие процессы регулируют параметры медленных межблоковых перемещений, инициированных динамическими событиями.

Судя по полученным результатам, динамика деформационных процессов определяет и реологию блочной среды. Если при постепенном изменении напряженно-деформированного состояния асимптотика зависимости перемещения от времени близка к закономерностям квазипластического течения, то при резком изменении скорости деформирования характер межблоковых перемещений, по крайней мере на начальном этапе процесса, чаще всего определяется закономерностями сухого трения. Даже при крупных землетрясениях постсейсмический крип отличается от крупномасштабной релаксации коровых деформаций, обусловленной вязкоупругим взаимодействием с нижней корой и верхней астеносферой.

Представляется, что подобные эффекты имеют место и при динамическом деформировании горного массива слабыми колебаниями. В напряженной блочной среде величина медленных постдинамических межблоковых перемещений может оказаться довольно значительной по сравнению с амплитудой волны деформаций. Необратимость таких перемещений, возможность их накопления при многократном воздействии определяет их значимость с точки зрения эволюции напряженно-деформированного состояния массива. Это определяет необходимость учета динамики сил сопротивления сдвигу вдоль межблоковых границ в геомеханических моделях разных масштабных уровней.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-65027 и 05-05-64588).

ЛИТЕРАТУРА

1. Садовский М.А., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Саломов И.Г. Влияние механических микроколебаний на характер пластических деформаций материалов // *Физика земли*, 1981, № 6, с. 32—42.
2. Соболев Г.А., Пономарев А.В. *Физика землетрясений и предвестники*. М., Наука, 2003, 270 с.
3. Gomberg J., Bodin P., Reasenberg P.A. Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2003, v. 93, № 1, p. 118—138.
4. Gomberg J., Beeler N.M., Blanpied M.L., Bodin P. Earthquake triggering by transient and static deformations // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, № B10, p. 24411—24426.
5. Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // *Физическая мезомеханика*, 2004, т. 7, № 1, с. 5—22.
6. Hill D.P., Reasenberg P.A., Michael A. et al. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7,3 Landers, California, earthquake // *Science*, 1993, v. 260, p. 1617—1623.
7. Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, с. 360—372.
8. Сырников Н.М., Тряпицын В.М. О механизме техногенного землетрясения в Хибинах // *Докл. АН СССР*, 1990, т. 314, № 4, с. 830—833.
9. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // *Динамика земной коры*. М., Наука, 1965, с. 56—63.
10. Davies G., Brune J. Regional and global fault slip rates from seismicity // *Nature Phys. Sci.*, 1971, v. 229, p. 101—107.
11. Pacheco J.F., Sykes L.R., Scholz C.H. Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, № B8, p. 14133—14159.
12. Kawasaki I., Asai Y., Tamura Y. Space-time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-Oki region along the Japan trench // *Tectonophysics*, 2001, v. 330, p. 267—283.
13. Burgmann R., Ergintav S., Segall P. et al. Time-dependent distributed afterslip on and deep below the Izmit earthquake rupture // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2002, v. 92, № 1, p. 126—137.
14. Латынина Л.А., Кармалева Р.М. *Деформографические измерения*. М., Наука, 1978, 154 с.
15. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // *Физическая мезомеханика*, 2002, т. 5, № 5, с. 5—22.
16. Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К. и др. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // *Физическая мезомеханика*, 2005, т. 8, № 1, с. 23—36.
17. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // *Физика Земли*, 2004, № 10, с. 37—54.
18. Marone C., Scholz C.H., Bilham R. On the mechanics of earthquake afterslip // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, № B5, p. 8441—8452.
19. Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // *Физическая мезомеханика*, 2002, т. 5, № 5, с. 23—42.
20. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. *Динамика деформирования блочных массивов горных пород*. М., ИКЦ „Академкнига“, 2003, 423 с.
21. Marone C. Laboratory derived friction laws and their application to seismic faulting // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1998, v. 26, p. 643—696.

22. **Pollitz F.F.** Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, N B8, p. 17921—17941.
23. **Dieterich J.H.** Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations // *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 2161—2168.
24. **Чувильдиев В.Н.** Неравновесные границы зерен в металлах. Теория и приложения. М., Физматлит, 2004, с. 1—303.
25. **Poirier J.P.** Creep of crystals. Cambridge, Cambridge University Press, 1985, 260 p.
26. **Roy M., Marone C.** Earthquake nucleation on model faults with rate- and state-dependent friction: effects of inertia // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, № B6, p. 13919—13932.
27. **Smith S.W., Wyss M.** Displacement on the San Andreas fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1968, v. 58, p. 1955—1973.
28. **Schulz S.S., Mavko G.M., Burford R.O., Stuart W.D.** Long-term fault creep observations in central California // *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, p. 6977—6982.
29. **Sylvester A.G.** Investigation of nearfield postseismic slip following the $M_w = 7.3$ Landers earthquake sequence of 28 June 1992, California // *Geophys. Res. Lett.*, 1993, v. 20, p. 1079—1082.
30. **Heki K., Miyazaki S., Tsuji H.** Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan trench // *Nature*, 1997, v. 386, p. 595—598.
31. **Гордеев Е.И., Левин В.Е., Бахтияров В.Ф. и др.** Предварительный анализ перемещений станций GPS на Камчатке: скорости плит и геодезический предвестник землетрясения // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы*. Петропавловск-Камчатский, ИВГиГ ДВО РАН, 2001, 428 с.
32. **Melbourne T.I., Webb F.H., Stock J.M., Reigber C.** Rapid postseismic transients in subduction zones from continuous GPS // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B10, p. 2241 (doi:10.1029/2001JB000555).
33. **Heki K., Tamura Y.** Short term afterslip in the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquake // *Geophys. Res. Lett.*, 1997, v. 24, № 24, p. 3285—3288.
34. **Ergintav S., Burgmann R., McClusky S.** Postseismic deformation near the Izmit Earthquake (17 August 1999, $M 7.5$) rupture zone // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2002, v. 92, № 1, p. 194—207.
35. **Ruegg J.C., Olcay M., Armijo R. et al.** Preseismic transient and long term postseismic afterslip associated with the 2001 South Peru earthquake // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 151, № 2, p. 310—318.
36. **Burgmann R., Kogan M.G., Levin V.E. et al.** Rapid aseismic moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, v. 28, № 7, p. 1331—1334.
37. **Márquez Azúa B., De Mets C., Masterlark T.** Strong interseismic coupling, fault afterslip, and viscoelastic flow before and after the Oct. 9, 1995 Colima-Jalisco earthquake: continuous GPS measurements from Colima, Mexico // *Geophys. Res. Lett.*, 2002, v. 29, № 8, p. 1281 (DOI: 10.1029/2002GL014702).
38. **Hsu Y., Bechor N., Segall P. et al.** Rapid afterslip following the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake // *Geophys. Res. Lett.*, 2002, v. 29, № 16, p. 1754 (DOI: 10.1029/2002GL014967).
39. **Nava F.A., Glowacka E.** Fault-slip triggering, healing and viscoelastic afterworking in sediments in the Mexicali-Imperial Valley // *Pure Appl. Geophys.*, 1999, v. 156, p. 615—629.
40. **Кондратьев С.В.** Методика измерений относительных перемещений блоков горного массива // *Сейсмические приборы*. Вып. 25—26. М., ОИФЗ РАН, 1996, с. 151—156.
41. **Wyatt F.K., Agnew D.C., Gladwin M.** Continuous measurements of crustal deformation for the 1992 Landers earthquake sequence // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1994, v. 84, № 3, p. 768—779.

*Поступила в редакцию
14 октября 2005 г.*