

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

В.А. Бормотов, В.Г. Быков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Предложен и теоретически обоснован способ определения вариаций объёмной деформации по кратно-отражённым продольным волнам, выделяемым в начальной части сейсмограмм далёких землетрясений. Результаты сейсмологического мониторинга, выполненного на юге Приамурья, свидетельствуют о качественном и количественном различии деформационного процесса на разных глубинных уровнях. Вариации объёмной деформации оценены до глубины 50 км.

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы земной коры и верхней мантии подвержены непрерывным изменениям напряженно-деформированного состояния, связанным с геодинамическими процессами, лунно-солнечными приливами и техногенными воздействиями. Наиболее развитые изменения должны наблюдаться в объемах геологической среды с относительно высокой пустотностью (пористостью и трещиноватостью), которая характеризуется такими параметрами как плотность трещин, степень их раскрытия, насыщенность флюидами, заполненность газообразной и жидкой фазами. Изменения напряженно-деформированного состояния среды на больших глубинах можно фиксировать сейсмическими методами, так как скорости сейсмических волн зависят от всех перечисленных факторов, непосредственно связанных с вариациями напряжений в среде.

Контроль напряженно-деформированного состояния среды осуществляется долговременными геодезическими измерениями, наблюдениями временных вариаций времен пробега или скоростей сейсмических волн от искусственных (взрывы, пневмоизлучатели, вибраторы) и естественных (землетрясения) источников. Для исследования деформационных процессов на глубинах, превышающих 10 км, наиболее экономичными и экологически чистыми являются методы, использующие волны от землетрясений, например, метод обменных волн землетрясений (МОВЗ). Применение МОВЗ позволило зафиксировать изменение во времени границ обмена на сейсмических разрезах различных регионов [1-3] и качественно объяснить это прохождением деформационных волн [1-2]. Однако количественные оценки вариаций объёмной деформации при этом не проводились, что, по-видимому, было связано с существенными ограничениями определения временных вариаций скорости обменных волн. Хотя кроме

обменных волн, в МОВЗ успешно используются и кратно-отраженные продольные волны от землетрясений [6].

В настоящей работе предложен и обоснован способ определения вариаций объёмной деформации по кратно-отражённым продольным волнам и приведены результаты мониторинга деформационного процесса по временным вариациям относительного изменения расчётной глубины отражающих границ. Впервые вариации объёмной деформации оценены до глубины порядка 50 км, причем, с использованием естественного источника волн.

АППАРАТУРА, УСЛОВИЯ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Сейсмологический мониторинг на юге Приамурья проводился методом МОВЗ в период 1996-97 гг. с определением по кратно-отражённым волнам от далёких землетрясений относительных вариаций скорости продольных волн δV_p для земной коры и верхов мантии.

Наблюдения осуществлялись с использованием аппаратного комплекса "Черепаша", состоящего из станции записи АСС-6/12, укомплектованной сейсмоприёмником СК-1П, и станции воспроизведения ВСС-6, состыкованной через плату ввода данных L-1210 с компьютером типа IBM PC/486. Станция записи была установлена в пункте наблюдения с координатами 47,6° с.ш., 134,7° в.д. в отапливаемом помещении, сейсмоприёмники – в закрытом павильоне на заглублённой бетонной тумбе.

Для оцифровки, визуализации, обработки и интерпретации данных использовался пакет программ МОВЗБОЛ [4]. При обработке отбирались землетрясения с простой импульсной формой проходящей продольной Р-волны и присутствием в последующих вступлениях импульсных колебаний с меньшей амплитудой. Улучшение идентичности сейсми-

ческих каналов достигалось при обработке путем коррекции амплитудно-частотных и фазовых характеристик с использованием записей импульсной калибровки, которые производились при регистрации через каждые 8 часов. Граф обработки скорректированных сейсмограмм включал полосовую частотную фильтрацию (1-2,5 Гц) и вычисление полярограмм с линейным и нелинейным (остронаправленным) процирированием. Далее определялась форма импульса Р-волны, и на компонентах вычислялись амплитуды и времена импульсов совпадающих по форме с импульсом Р-волны. По амплитудам и временам прихода волн определялся пространственный угол выхода волн в предположении их линейной поляризации. В качестве кратно-отражённых волн идентифицировались те волны, которые имели отклонение от направления Р-волны до 10-25°. Это позволило производить не только идентификацию, но и отбор кратно-отражённых волн от субгоризонтальных границ раздела. Учёт знака фазы кратно-отражённых волн по отношению к фазе Р-волны позволил выделить волны, отражённые от границ, на которых происходит увеличение скорости с глубиной. Этот тип волн, в отличие от волн, отражённых от инверсных границ, более однозначно отделяется от рассеянных продольных волн, у которых знак фазы совпадает со знаком Р-волны. Это позволяет с большей уверенностью относиться к вариациям времён запаздывания волн и изменений их амплитуд. Построение глубинного разреза производилось с учётом сейсмического сноса при использовании одномерного скоростного закона.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И РАСЧЁТНОЙ ГЛУБИНЫ ГРАНИЦ

Вариации объемной деформации δe среды и

относительные изменения скорости $\frac{\Delta V_p}{V_p}$ продольной волны связаны соотношением [13]

$$\delta e = \frac{1}{\chi} \frac{\Delta V_p}{V_p}, \quad (1)$$

где χ - коэффициент нелинейности геоматериалов земной коры.

Для слежения за изменениями деформаций точность определения вариаций скорости должна быть, по крайней мере, не менее 5%. МОВЗ, как это будет показано ниже, не позволяет с высокой точностью определять абсолютные значения скоростей V_p , но обладает достаточной чувствительностью к изменению скоростей, что выражается во временном из-

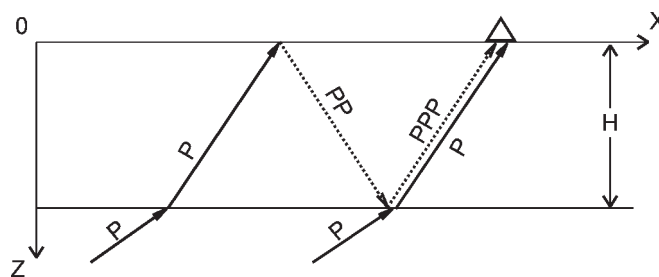


Рис.1. Лучевая схема распространения продольных волн.

менении расчётной глубины \bar{H} залегания отражающих границ, вычисляемой при априорно заданном постоянном скоростном законе. Поэтому соотношение (1) необходимо модифицировать таким образом, чтобы данные МОВЗ можно было применить для расчета вариаций деформаций δe . С этой целью рассмотрим лучевую схему (рис.1) распространения продольных волн и вытекающую из нее связь между относительными изменениями скоростей продольных сейсмических волн и расчётной глубиной залегания сейсмических границ.

В начальной части записи (первые десятки секунд) сейсмограмм далеких землетрясений после вступления проходящей продольной волны (Р - волны), имеющей плоский фронт, наблюдаются регулярные кратно-отраженные продольные волны (PPP) от границ литосферы (см. рис.1). Волна PPP приходит в точку наблюдения вслед за волной Р после двух отражений (от земной поверхности и границы) с запаздыванием по времени

(2)

где H - глубина горизонтальной границы, V_p - эффективная скорость продольной волны до границы (средняя скорость для слоя), V_a - кажущаяся скорость распространения фронтов продольных волн вдоль границ, величина которой определяется скоростным строением среды на пути пробега Р-волны от очага до границы.

Кажущаяся скорость Р-волны V_a от далёких землетрясений определяется по среднемировому годографу [8]. Для эпицентральных расстояний в интервале 30-60° точность вычисленной кажущейся скорости \bar{V}_a по среднемировому годографу равна 2-3%. Для удалений 63-102° ошибка не превышает 5%, а для значений менее 30° ошибка значительно выше.

Если для двух близких во времени землетрясений известны кажущиеся скорости \bar{V}_{a1} и \bar{V}_{a2} (V_p

и H остаются постоянными), то при $\bar{V}_{a2} > \bar{V}_{a1}$ из (2) следует

$$V_p = \left[\frac{\Delta t_{ppp2}^2 - \Delta t_{ppp1}^2}{\Delta t_{ppp2}^2 / \bar{V}_{a1}^2 - \Delta t_{ppp1}^2 / \bar{V}_{a2}^2} \right]^{1/2}. \quad (3)$$

Точность вычисления V_p зависит от точности определения \bar{V}_a времени задержки Δt_{ppp} и для относительно низкочастотных ($f \sim 1$ Гц) Р-волн при глубинах менее 40 км (табл.) не может быть выше 10%, что недостаточно для выявления вариаций V_p в земной коре. Но если имеется ряд землетрясений с различными эпицентрными расстояниями, то тогда за счёт статистического эффекта возможно более точное определение скоростей по уравнению (2) в квадратичных координатах:

$$\Delta t_{ppp}^2 = \frac{4H^2}{V_p^2} - \frac{4H^2}{\bar{V}_a^2}. \quad (4)$$

В этих координатах результаты сейсмозондирования литосферы будут представляться серией отрезков прямых, наклон которых равен $-4H^2$, а координата точки пересечения с осью $\frac{1}{\bar{V}_a^2}$ равна $\frac{1}{V_p^2}$.

Если определить приращение Δt_{ppp}^2 через производные по скорости

$$\Delta(\Delta t_{ppp}^2) = \frac{8H^2}{\bar{V}_a^2} \left(\frac{\Delta \bar{V}_a}{\bar{V}_a} \right) - \frac{8H^2}{V_p^2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right), \quad (5)$$

то можно увидеть, что при одинаковой зависимости влияние вариаций скоростей V_p и V_a разное. Так как величина V_a превышает V_p в 2-3 раза (для диапазона эпицентральных расстояний 30-60°), то вариации и погрешности V_a влияют на приращения Δt_{ppp}^2 в 4-9 раз слабее, чем вариации и погрешности V_p . Это позволяет при использовании метода частичной компенсации влияния V_a (за счет введения кинематической поправки) добиться необходимой точности определения относительных вариаций скорости V_p при любом наборе землетрясений.

Покажем, что при наблюдении двух сейсмических событий 1 и 2, разделенных большим интервалом времени, вариации Δt_{ppp} (с введённой кинематической поправкой) будут связаны, в основном, только с изменением V_p . Зависимость временной задержки от эпицентрального расстояния можно исключить путем деления ее на кинематическую поправку, вычисленную для априорно заданного значения \bar{V}_p и для определённых по среднемировому

годографу значений \bar{V}_{a1} , \bar{V}_{a2} . Отношение этих времен задержки будет иметь вид

$$\frac{\bar{\Delta t}_{ppp2}}{\bar{\Delta t}_{ppp1}} = \frac{V_{p1}}{V_{p2}} \frac{H_2}{H_1} \frac{\left[1 - \left(\frac{V_{p2}}{\bar{V}_{a2}} \right)^2 \right]^{1/2}}{\left[1 - \left(\frac{V_{p1}}{\bar{V}_{a1}} \right)^2 \right]^{1/2}} \cdot \frac{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a1}} \right)^2 \right]^{1/2}}{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a2}} \right)^2 \right]^{1/2}}, \quad (6)$$

где индексы 1 и 2 относятся к параметрам среды при разных землетрясениях. Учитывая, что истинное изменение глубин меньше изменения скоростей в 10^4 –

10^3 раз [12] и $\frac{\bar{V}_p}{V_a} \approx \frac{V_p}{V_a}$, из (6) получим

$$\frac{\Delta t_{ppp2}}{\Delta t_{ppp1}} \cong \frac{V_{p1}}{V_{p2}} \quad \text{или} \quad \frac{\Delta t_{ppp2}}{\Delta t_{ppp1}} - 1 \cong \frac{V_{p1}}{V_{p2}} - 1. \quad (7)$$

Таким образом, (7) связывает относительные изменения скорости V_p с временными вариациями времен пробега

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} \cong - \frac{\Delta(\Delta t_{ppp})}{\Delta t_{ppp}}. \quad (8)$$

При одинаковых \bar{V}_p и разных \bar{V}_a отношения двух расчётных глубин после сокращения одинаковых величин примет вид

$$\frac{\bar{H}_2}{\bar{H}_1} = \frac{\Delta t_{ppp2}}{\Delta t_{ppp1}} \cdot \frac{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a1}} \right)^2 \right]^{1/2}}{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a2}} \right)^2 \right]^{1/2}}. \quad (9)$$

Подставляя (2) в (9), получим аналогичное (6) выражение, которое после сокращения близких по значениям величин переходит в приближённое соотношение

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} \cong - \frac{\Delta(\Delta t_{ppp})}{\Delta t_{ppp}} \cong - \frac{\Delta \bar{H}}{\bar{H}} = \frac{H_2}{H_1} - 1. \quad (10)$$

Из (10) следует, что относительные вариации скорости Р-волны приближенно совпадают с относительными изменениями расчётной глубины.

Модельные расчеты для оценки погрешностей выполнены на основе закруглённых разностей времен Δt_{ppp} до 0,1с, к которым добавлены погрешности $\pm 0,05$ с при их наиболее неблагоприятных сочетаниях (см. табл.). Значения \bar{V}_p выбирались с точностью

Таблица. Оценки погрешностей определения вариаций скоростей

Точные значения				Расчётные значения		Погрешность определения	
Глубина, H (км)	Скорость, V_{p1} (км/с)	Скорость, V_{p2} (км/с)	Отношение V_2/V_1	\bar{V}_p	\bar{H}_1/\bar{H}_2	V_{p1} % по уравнению (3)	$\Delta V_p/V_p$ %
5	5,9	5,4	0,9	5,5	0,97	100	6.5
5	5,1	5,6	1,1	5,5	1,16	-13	5.1
10	6,2	5,6	0,9	5,7	0,94	24	3.2
10	5,3	5,8	1,1	5,7	1,17	-11	5.9
20	6,5	5,9	0,9	6,0	0,92	26	1.4
20	5,6	6,1	1,1	6,0	1,14	-9	3.9
40	6,9	6,3	0,9	6,4	0,91	8	0.1
40	5,9	6,5	1,1	6,4	1,14	-5	3.5
80	7,3	6,7	0,9	6,8	0,89	-1	-2.3
80	6,3	6,9	1,1	6,8	1,15	4	4.4

8% от истинных, \bar{V}_a — 3%. Изменение истинных величин скоростей достигало 10%. Расчёты показали, что необходимая точность определения (около 5%) относительных вариаций эффективных скоростей может быть достигнута для глубин более 10 км. Это относится и к определению вариаций пластовых скоростей $V_{пл}$ в слоях мощностью h по вариациям отношения расчётных мощностей, т.к. разность времен запаздываний для многослойной горизонтально-слоистой модели равна сумме запаздываний кратно-отраженных волн от подошвы и кровли одноименного пласта:

$$\Delta t_{ppp} \cong \sum_{i=1}^n \frac{2h_i}{V_{p_{nn,i}}} \left[1 - \left(\frac{V_{p_{nn,i}}}{V_a} \right)^2 \right]^{1/2} = \sum_{i=1}^n \Delta t_{ppp_{ps,i}} \quad (11)$$

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ОБЪЕМНОЙ ДЕФОРМАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ МОВЗ

Долговременные наблюдения за отражающими границами на глубинных разрезах сейсмозондирования МОВЗ на юге Приамурья, построенных с использованием одного и того же скоростного закона, показали, что расчетная глубина залегания этих границ изменяется, а в некоторых единичных случаях площадки не фиксируются совсем (рис.2). Вероятно, это связано с появлением “фантомных” границ — границ, не имеющих вещественного выражения в среде и реагирующих на изменение во времени полей напряжений [9].

Достоверность выделения отражающих границ по кратно-отраженным волнам подтверждается и их построением по обменным волнам (рис. 2а). По-

ведение сейсмоотражающих границ во времени представлено на рис. 2б. Границы показаны в виде изолиний плотности распределения точек отражения или обмена, построенных в соответствии с законом нормального распределения и с учётом разрешающей способности метода.

Вариации глубин залегания сейсмоотражающих границ позволили оценить временной ход относительных изменений средних скоростей Р-волн $\frac{\Delta V_p}{V_p}$, определяемых по записям удаленных землетрясений, и связанных с ними вариаций объемных деформаций δe следующим из (1) и (10) соотношением

$$\delta e = -\frac{1}{\chi} \frac{\Delta V_p}{V_p} \approx \frac{1}{\chi} \left(\frac{H_2}{H_1} - 1 \right) \quad (12)$$

Величина δe приближенно характеризует временной ход объемной деформации среды в районе наблюдений; H_1 , H_2 - глубина залегания на глубинных разрезах одной и той же отражающей границы в разные промежутки времени (рис.3). Положительные значения δe фиксируют расширение (разуплотнение) выделенного объема или увеличение суммарного объема трещиноватого пространства (пустотности). Это должно приводить к уменьшению средних значений скорости продольных волн V_p , что выражается в “опускании” границы на глубину \bar{H}_2 . Если $\delta e < 0$, то это означает объемное сжатие и приводит к увеличению V_p , а, следовательно, и к “поднятию” отражающей границы с уровня \bar{H}_1 до \bar{H}_2 ($\bar{H}_1 > \bar{H}_2$). Зная δe и среднее значение модуля всестороннего сжатия \bar{M} , которое для пород земной коры

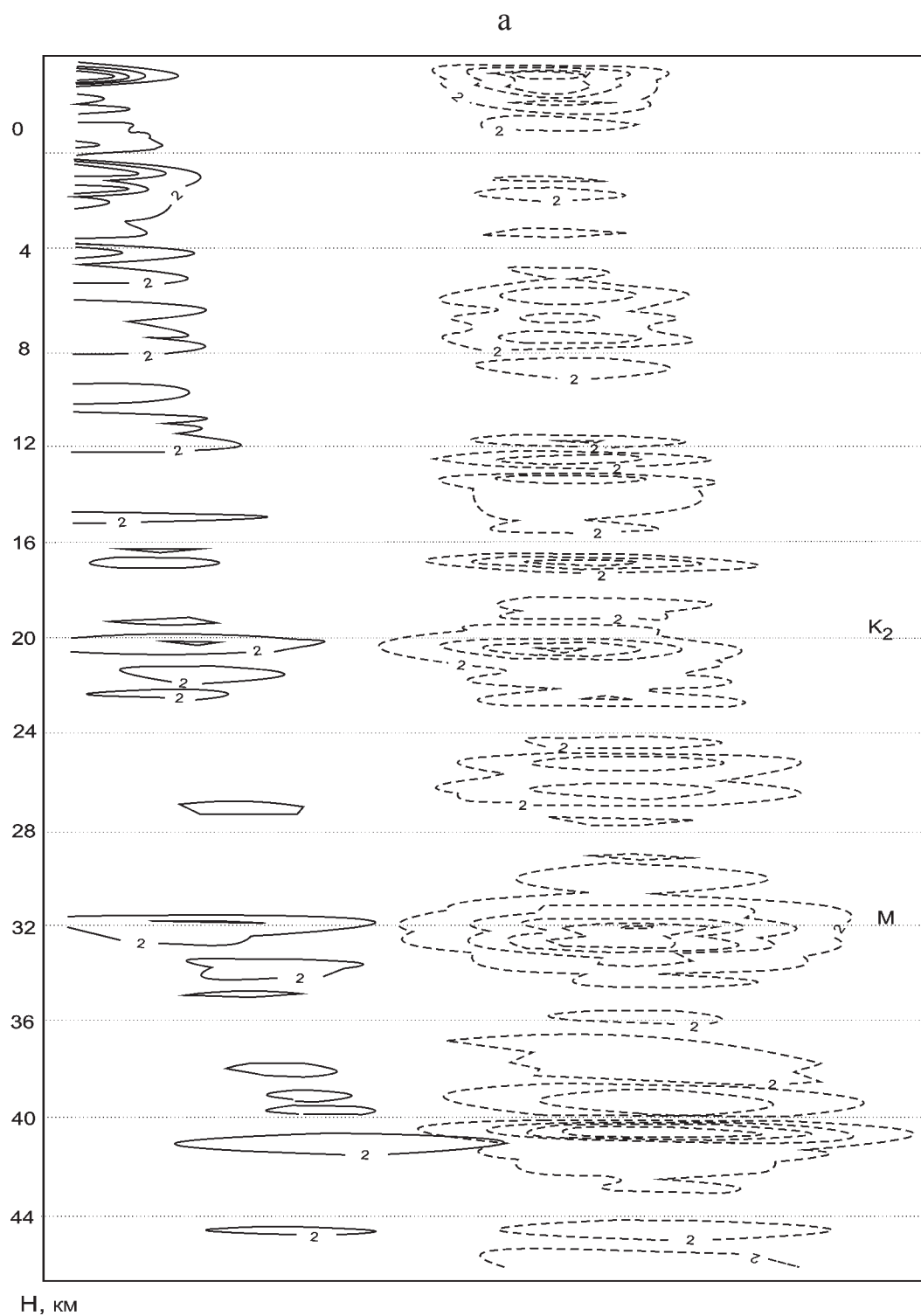


Рис.2. Глубинный разрез (а) и его временные вариации (б). М – граница Мохо; K_2 – кровля высокоскоростного слоя в низах земной коры; 2 – номер выбранной изолинии.

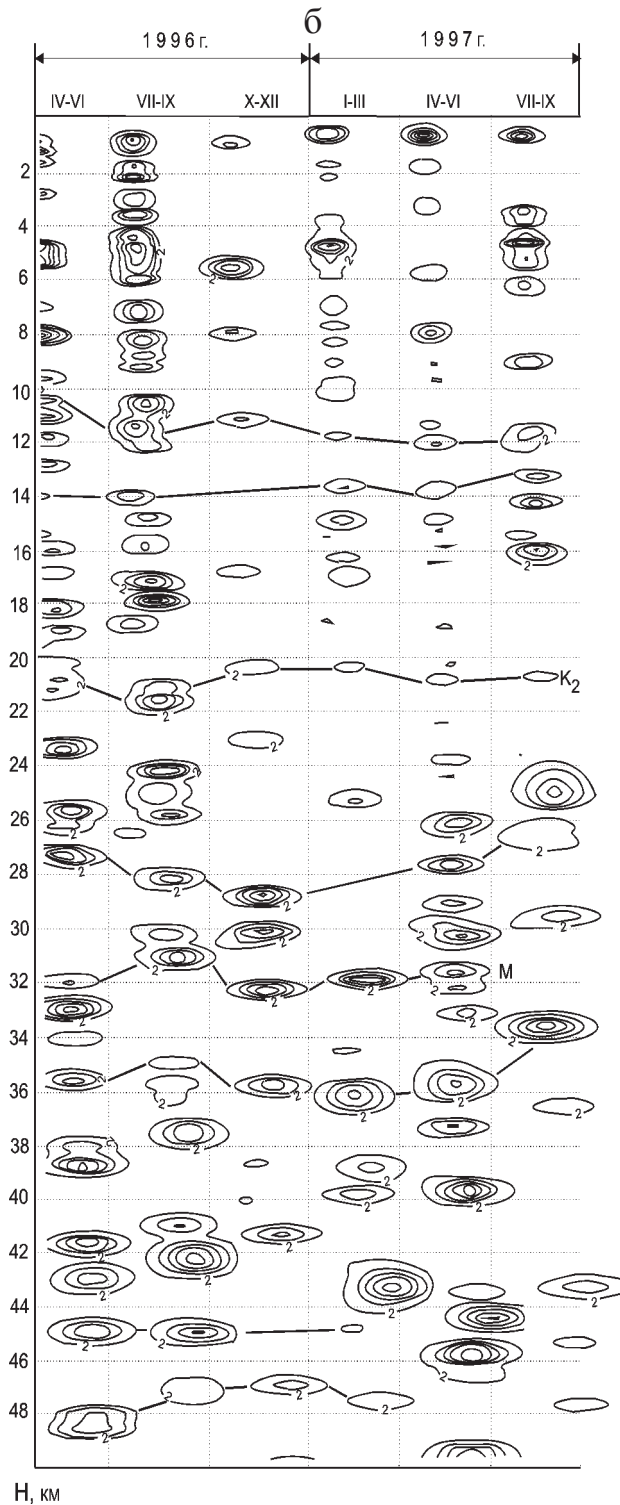


Рис. 2. (продолжение)

составляет величину порядка $5 \cdot 10^{10}$ Па, можно оценить и изменение поля напряжений

Для верхней толщи (10-15 км) земной коры параметр $\chi \approx 10^3$ [13], а для земной коры в целом получены anomalously большие значения коэффициен-

та нелинейности $\chi \approx 3 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^5$ [5]. Хорошее совпадение экспериментальных и расчетных вариаций скоростей продольных волн на Камчатке получено при $\chi = 10^4$ [7].

Разность глубин залегания сейсмических отражающих границ (их временной ход) в исследуемом районе составляет в зависимости от средней глубины залегания величину порядка 1000-1300 м. Пересчет по (12) показывает, что это соответствует относительному изменению скоростей $(2,0-11,0) \cdot 10^{-2}$ или относительным деформациям $\delta e \approx (2,0-11,0) \cdot 10^{-5}$ при значении $\chi = 10^3$ (рис.4) и находится в хорошем согласии с результатами других исследователей.

Так, оценки временных вариаций объемной деформации дают для Кавминводского района $\delta e \approx 2,5 \cdot 10^{-5}$, для Копетдага - $\delta e \approx 1,2 \cdot 10^{-5}$, для Центральной и Южной Калифорнии $\delta e \approx 10^{-6}$ [10]. При этом установлено, что деформациям $\delta e \approx 10^{-5} - 10^{-6}$ соответствуют относительные вариации средних скоростей Р-волн от местных и удаленных землетрясений порядка $10^{-2} - 10^{-3}$, а от искусственных источников $\sim 10^{-3}$. Основными причинами указанных различий вариаций

$\frac{\Delta V_p}{V_p}$ являются естественная миграция эпицентров землетрясений и вариации их магнитуд [11]. Таким образом, применение приближенного соотношения (12) для определения вариаций объемной деформации вполне допустимо.

Временной ход относительного изменения деформаций на 8 глубинных уровнях (см. рис.4) свидетельствует о качественном и количественном различии деформационного процесса на различных глубинах. На рисунке представлены результаты поквартально осреднённых расчетных значений глубин границ. Особый интерес вызывают участки противофазного колебания относительной деформации среды, а также временной ход δe на глубине $H \approx 11-12$ км, при которой начинается постепенный переход от разрушений типа хрупкого скола к псевдопластическому, а затем и пластическому разрушению [14]. При этом амплитуда относительной деформации δe увеличивается с глубиной.

Необходимо заметить, что ранее измерения вариаций объемной деформации проводились сейсмическими методами только с применением искусственных источников и лишь до уровня 10 км [11].

Изменение напряженно-деформированного состояния горных массивов вследствие геодинамических процессов должно отразиться и на изменении физико-механических параметров этих массивов, в частности,

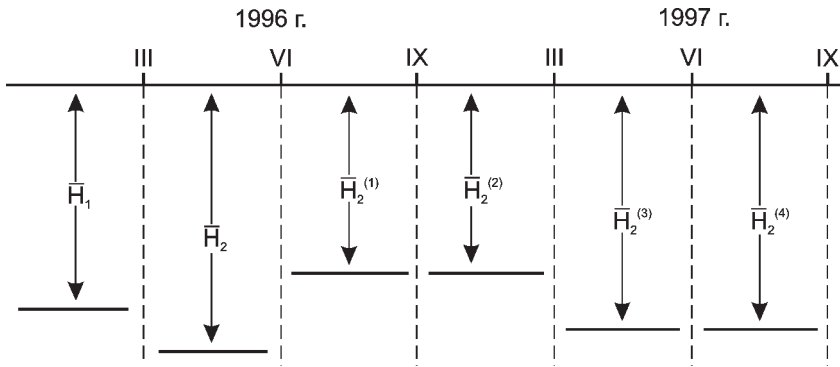


Рис.3. Схема миграции сейсмоотражающей границы при $H = 20$ км.

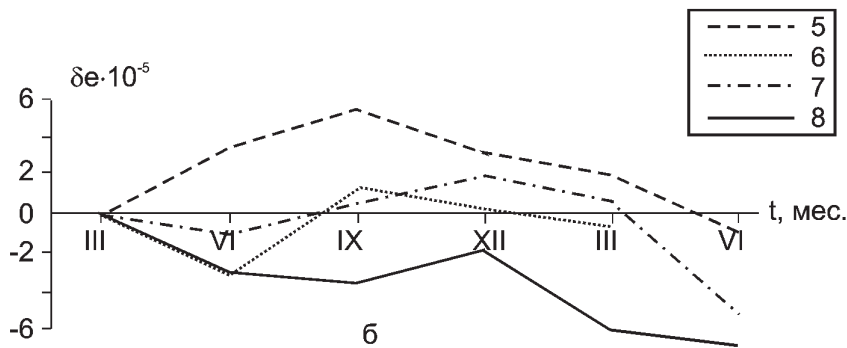
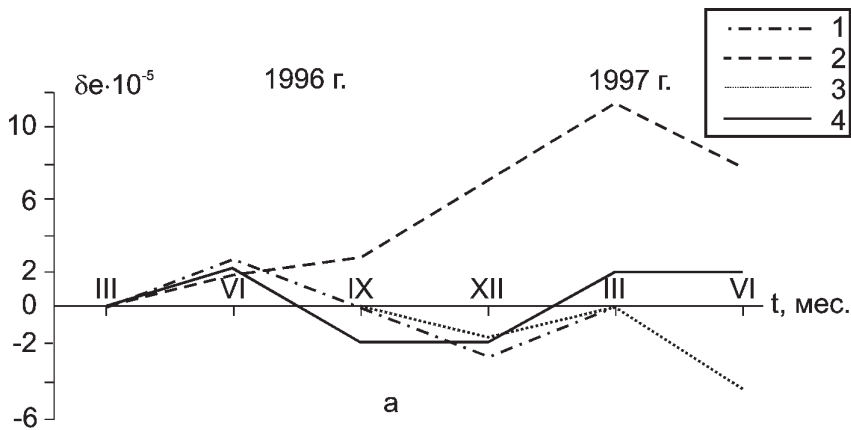


Рис.4. Временной ход относительной деформации $\delta\epsilon$ среды на различных глубинах H . а) 1- 8 км; 2- 11-12 км; 3- 14 км; 4- 20-21 км, б) 5- 27-29 км; 6- 32 км; 7- 35-36 км; 8- 46-47 км.

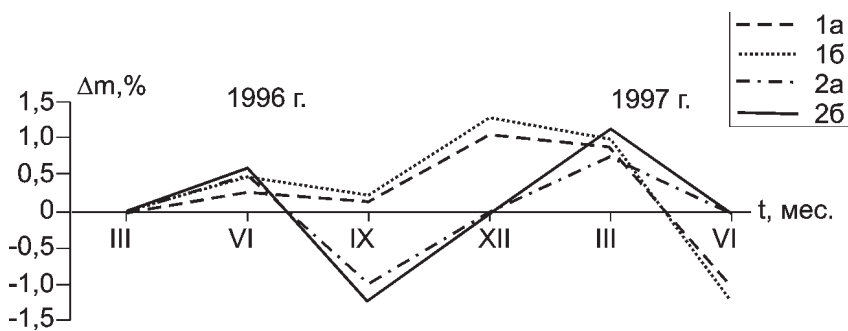


Рис.5. Относительное изменение пористости Δm со временем на различных глубинах: 1- $H=11$ км; 2- $H=21$ км. а – сухой режим; б – водонасыщенный режим.

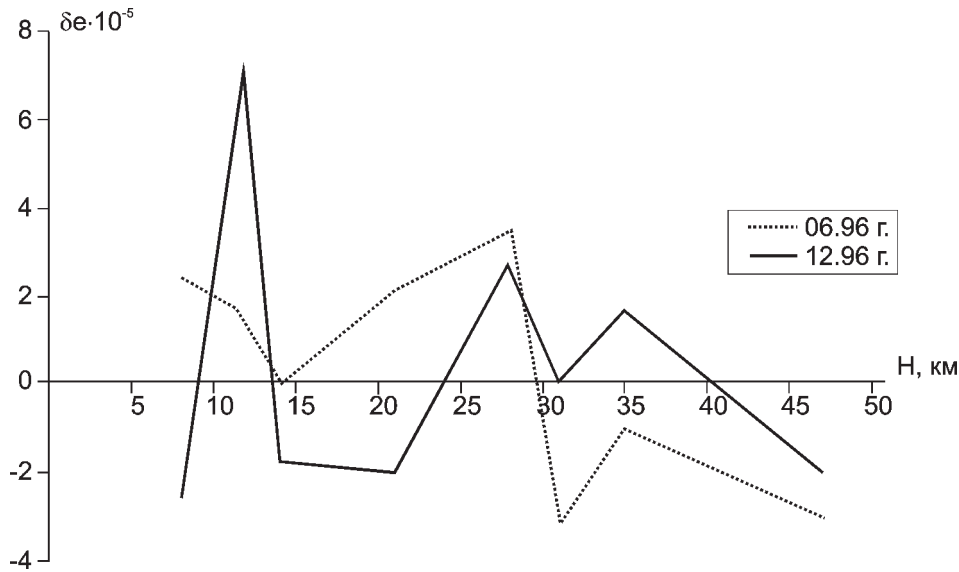


Рис. 6. Изменение относительной деформации $\delta \epsilon$ среды с глубиной H в различные периоды измерений: 1- 06.96 г.; 2- 12.96 г.

их пустотности, модулей упругости и плотности. Расчеты по модели Гассмана-Доменико [15] позволили определить (рис.5) изменение пористости Δm геологической среды по вариациям относительного изменения скорости, которые в свою очередь можно оценить по временному ходу сейсмоотражающих границ. Вычисленные значения Δm в насыщенном и сухом режимах коррелируются по времени с вариациями относительной объемной деформации (см. рис.4-5). Так, положительная относительная деформация соответствует увеличению пористости ($\Delta m > 0$) и, наоборот, сжатие среды приводит к относительному закрытию ($\Delta m < 0$) трещин (пор), т.е. уменьшению выделенного объема, что означает "поднятие" отражающей сейсмической границы.

Деформационный процесс в исследуемом районе на различных глубинах в разные периоды наблюдений имеет неодинаковый характер (рис.6). Более стабильная, по крайней мере без изменения фазы колебаний, обстановка фиксируется на глубине превышающей 28 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные результаты долговременных наблюдений МОВЗ за миграцией сейсмических границ, оценки временных вариаций объемной деформации и их сопоставление с данными исследований, проведенных другими методами в различных регионах, показали возможность применения предложенного способа для мониторинга деформационного процесса. На начальном этапе апробации описанной методики наиболее достоверные данные удалось получить пока для вариаций эффективных скоростей, начиная с глубины порядка 10 км, или для слоёв та-

кой же мощности. По мере отработки методики и использования не одной, а группы сейсмостанций, результаты могут быть значительно улучшены.

Наиболее ярко временной ход деформационного процесса проявляется на глубине 10-20 км. Вероятно поэтому глубина очагов микроземлетрясений обычно лежит в диапазоне 5-15 км. Возможно, что более глубокие горизонты подвержены изменениям региональных полей напряжений, связанным как с прохождением деформационных волн [1-2], так и с перестройкой напряжений при подготовке сильных землетрясений на значительных расстояниях от пункта наблюдения [5]. Исчезновение отражающих границ на некоторых уровнях глубинных разрезов еще более утверждает связь миграции границ с изменением напряженно-деформированного состояния среды.

Повышение достоверности данных о вариациях деформаций возможно при комплексировании способов слежения за относительными изменениями скорости продольных волн с определением ее абсолютных значений методом квадратичных координат. В целом, интерпретация записей далёких землетрясений (с эпицентрными расстояниями 30-60°) по предложенной методике представляется весьма перспективной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Докл. АН. 1993. Т.329, № 5. С.565-570.
2. Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Временные изменения обменнообразующих неоднородностей в земной коре Тянь-Шаня // Докл. АН. 1998. Т.362, № 1. С.111-113.
3. Безгодков В.А., Чавушян Р.Е. Опыт режимных сейсми-

- ческих исследований на Ашхабадском прогностическом полигоне аппаратурным комплексом " Земля " // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1988. № 10. С.193-205.
4. Бормотов В.А., Лунева М.Н., Овчинников В.Е. Проблема применения цифровых методов обработки и сейсмоделирования в МОВЗ // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С.58-66.
 5. Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука, 1992. 200 с.
 6. Димаков А.И. Использование кратных продольных волн далёких землетрясений для изучения строения земной коры // Прикладная геофизика. М., 1972. Вып. 65. С. 43-52.
 7. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 217 с.
 8. Коган С.Д. О временах пробега продольных сейсмических волн в условиях горизонтально-неоднородной верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 6. С.3-13.
 9. Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987. № 5. С.62-72.
 10. Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границах литосферных плит // Динамические процессы в геофизической среде. М., 1994. С.40-55.
 11. Невский М.В., Морозова Л.А., Старченко А.И., Безгодков В.А. Зависимость временных вариаций скоростей сейсмических волн от вариаций напряжений вследствие геодинамических процессов // Проблемы нелинейной сейсмологии. М., 1987. С.203-214.
 12. Невский М.В., Чулков А.Б., Волосов С.Г., Морозова Л.А. Сейсмогеодезический мониторинг напряжённо-деформированного состояния земной коры // Динамические процессы в геофизической среде. М., 1994. С.75-94.
 13. Николаев А.В. Проблемы четырехмерной геофизики // Динамические процессы в геофизической среде. М., 1994. С.5-11.
 14. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С.16-28.
 15. Domenico S.N. Effect of brine-gas mixture on velocity in unconsolidated sand reservoir // Geophysics. 1976. V.41, N 7. P.882-894.

Поступила в редакцию 24 мая 1999 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

V. A. Bormotov, V. G. Bykov

Seismological monitoring of a deformation process

A method of definition of volume deformation variations is suggested and theoretically substantiated on the basis of multiple-reflection longitudinal waves specified in the opening part of distant earthquake seismograms. The results of seismological monitoring, carried out in southern Primorie, give evidence of qualitative and quantitative differences in the deformation process depending on different deep levels. Volume deformation variations have been estimated down to a depth of 50 km.