

В.М. ИВШИН

Результаты геомеханических исследований на Камчатке

Обсуждаются геомеханические исследования Курило-Камчатской дуги, направленные на решение задачи прогноза сильных мелкофокусных землетрясений.

Ключевые слова: вулканический пояс, упругое основание, Курило-Камчатская призма, изгиб призмы, геомеханический метод прогноза землетрясений, запредельное деформирование, механизм возникновения глубокофокусных землетрясений.

Results of geomechanical research in Kamchatka. V.M. IVSHIN (Moscow).

Discussed the geomechanical research of the Kurilo-Kamchatsky arc, which were directed towards task solution on the forecast of strong small-focus earthquakes.

Key words: volcanic belt, elastic foundation, Kurilo-Kamchatsky prism, bend of prism, the geomechanical method of forecast earthquakes, exorbitant warping, mechanism of formation of deep-focus earthquakes.

1. Введение

Для прогноза землетрясений, базирующегося на представлении о землетрясениях как хрупком разрушении больших массивов горных пород, необходимо знание о структурно-вещественном строении сейсмогенных участков земной коры, физических процессах в сейсмофокальных зонах и напряжениях в них.

В настоящей статье обсуждаются геомеханические исследования, которые были направлены на решение указанных задач в зоне субдукции Курило-Камчатской дуги.

Обосновывается изгиб Курило-Камчатской призмы (фронтальной части Курило-Камчатской дуги, расположенной между вулканическим поясом и субдуцирующей Тихоокеанской плитой) на вулканическом поясе как на упругом основании под действием поперечных сил и ее изгиб под действием продольных сил.

Рассматриваются геомеханические способы наблюдения за изменением во времени тектонических напряжений.

Приводятся опытные свидетельства изгибов Курило-Камчатской призмы.

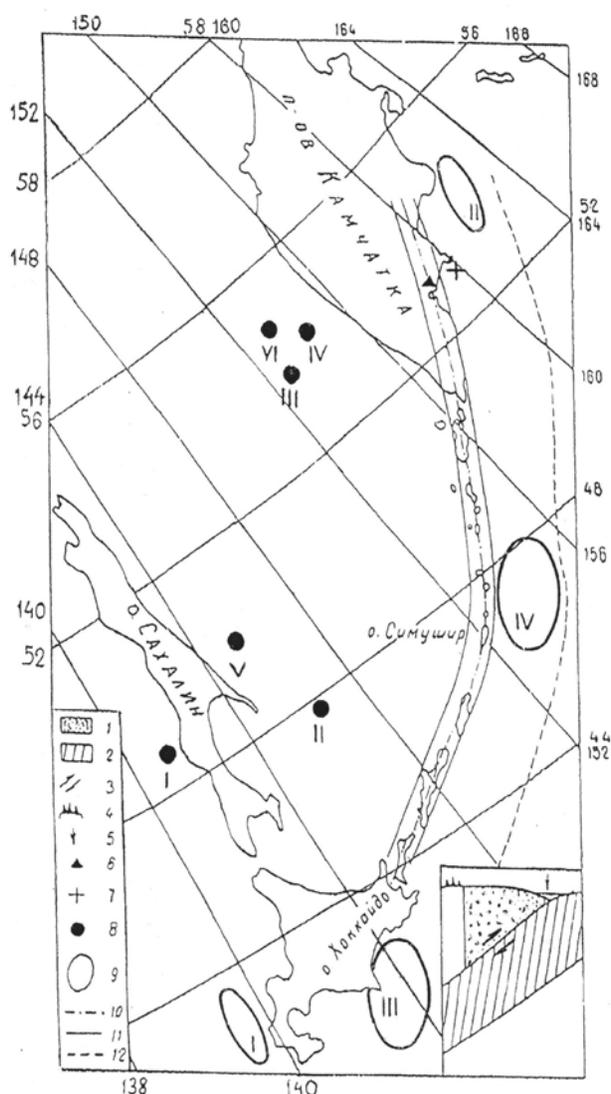
Предлагается геомеханический метод прогноза сильных ($M_w > 7,0$) мелкофокусных землетрясений в зоне субдукции.

Показывается, что упругая неустойчивость Эйлера может быть причиной сильных ($M_w > 7,0$) глубокофокусных землетрясений в зоне субдукции.

2. Изгибы Курило-Камчатской призмы на вулканическом поясе как на упругом основании

Геофизические исследования структуры вулканов на Камчатке показали, что под вулканами существуют локальные неоднородности, отличающиеся от вмещающей среды пониженными скоростями сейсмических волн. Вертикальные размеры этих аномальных тел достигают ста километров, а горизонтальные варьируют в пределах от нескольких километров до нескольких десятков километров. Расстояние между вулканами равно первым десяткам километров [13]. Локальные неоднородности делают вулканический пояс с его глубинными корнями протяженным упругим геологическим телом. В этой связи Курило-Камчатскую призму можно считать балкой, сопряженной с упругим основанием (рис. 1).

Рис. 1. Карта-схема района геомеханических исследований. 1 – Курило-Камчатская призма; 2 – Тихоокеанская плита; 3 – усилия сдвига между океанской плитой и призмой; 4 – вулканический пояс; 5 – указатель глубоководного желоба; 6 – геомеханические датчики в Петропавловске-Камчатском, созданные в рыхлых отложениях и скальном массиве; 7 – эпицентр землетрясения в Авачинском заливе 2 марта 1992 г. с $M_w = 7,1$; 8 – очаги сильных глубоководных землетрясений в хронологическом порядке: I – землетрясения 12 мая 1990 г. с $M_w = 7,2$ западнее о-ва Сахалин; II – землетрясения 17 ноября 2002 г. с $M_w = 7,3$ в Охотском море в районе Южных Курильских островов; III – землетрясения 5 июля 2008 г. с $M_w = 7,7$ в Охотском море западнее Камчатки; IV – землетрясения 24 ноября 2008 г. с $M_w = 7,3$ в Охотском море западнее Камчатки; V – землетрясения 14 августа 2012 г. с $M_w = 7,7$ в Охотском море восточнее о-ва Сахалин; VI – землетрясения 24 мая 2013 г. с $M_w = 8,3$ в Охотском море западнее Камчатки; 9 – очаги сильных мелкофокусных землетрясений в хронологическом порядке: I – землетрясения 12 июля 1993 г. с $M_w = 7,7$ западнее о-ва Хоккайдо; II – Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. с $M_w = 7,8$; III – землетрясения 25 сентября 2003 г. с $M_w = 8,2$ южнее о-ва Хоккайдо; IV – симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. с $M_w = 8,3$ и 13 января 2007 г. с $M_w = 8,1$; 10 – ось Курило-Камчатского вулканического пояса; 11 – примерные границы Курило-Камчатского глубоководного желоба; 12 – ось Курило-Камчатского глубоководного желоба. На врезке изображена схема субдукции Тихоокеанской плиты



Если упругое основание оказывает сопротивление вдоль оси X как сжатию, так и растяжению, то изгиб на нем балки под действием поперечной силы P , приложенной в точке $x = 0$, удовлетворяет уравнению [10]:

$$EJ \frac{d^4 y}{dx^4} = -ky, \quad (2.1)$$

где y – прогиб, E – модуль упругости, J – момент инерции поперечного сечения балки, k – коэффициент упругого основания.

Когда $x \geq 0$, решение уравнения (2.1) имеет вид

$$y = \frac{P}{8\beta^3 EJ} e^{-\beta x} (\cos \beta x + \sin \beta x), \quad (2.2)$$

где $\beta = \sqrt[4]{\frac{k}{4EJ}}$.

Когда $x < 0$, решение уравнения (2.1) симметрично решению уравнения (2.2).

Из соотношения (2.2) следует, что при изгибе балка приобретает волнообразную форму (рис. 2, а). С удалением от точки $x = 0$ прогиб балки постепенно уменьшается. Если $\beta x = \pi$, то $e^{-\beta x} \approx \frac{1}{20}$. Это значит, что амплитуда прогиба балки с каждой полуволной падает примерно в 20 раз. В интервале $0 < x < \frac{3\pi}{4\beta}$ (первая полуволна) балка прогибается в направлении силы, а в интервале $\frac{3\pi}{4\beta} < x < \frac{7\pi}{4\beta}$ (вторая полуволна) – в противоположном направлении.

На основании изложенного естественно предположить, что в процессе подготовки сильного мелкофокусного землетрясения в зоне субдукции Курило-Камчатская призма под нагрузкой Тихоокеанской плиты, которую в первом приближении можно считать сосредоточенной в центре очага, подобно балке изгибается на вулканическом поясе как на упругом основании. В интервале первой полуволны она прогибается в сторону вулканического пояса, а в интервале второй полуволны – в сторону океана. Прогиб призмы в сторону вулканического пояса создает в нем область сжатия, а прогиб в сторону океана – область растяжения.

Когда при землетрясении происходит взброс Курило-Камчатской призмы по границе с Тихоокеанской плитой со смещением в направлении к океану, нагрузка океанской плиты на призму в момент взброса резко падает, и призма мгновенно оказывается под нагрузкой упруго сжатого вулканического пояса. Быстро приложенная сила вызывает перемещение, которое в два раза превышает перемещение, создаваемое той же силой при постепенном ее приложении [9]. Значит, под нагрузкой стремительно разжимающегося вулканического пояса (которую, как и нагрузку Тихоокеанской плиты, в первом приближении можно считать сосредоточенной в центре очага) призма во время землетрясения надвигается на океанскую плиту, а после землетрясения начинает изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании. В интервале первой полуволны она прогибается в сторону океана и создает в вулканическом поясе область растяжения. В интервале второй полуволны призма прогибается в сторону вулканического пояса и создает там область сжатия.

В питающей системе вулканов на Камчатке предполагается наличие нижнего корового магматического очага, корового промежуточного очага, возникающего при плавлении гранитных или осадочных пород основными магмами, и верхнего периферического очага [13]. Значит, величина β при растяжении вулканического пояса меньше, чем при сжатии. На основании этого и соотношения (2.2) можно заключить, что длина первой полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы после сильного землетрясения существенно больше, чем перед ним.

Поперечное сечение Курило-Камчатской призмы не имеет осей симметрии, поэтому ее изгиб всегда сопровождается кручением. На участках прогиба в сторону вулканического

пояса при кручении призма вращается по часовой стрелке (если смотреть на нее со стороны Курильских островов), а на участках прогиба в сторону океана – против часовой стрелки.

На северо-востоке Курило-Камчатская призма испытывает воздействие Северо-Американской плиты, на юго-западе – Евразийской плиты. При этом на концах Курило-Камчатской призмы могут возникать продольные силы. Если призма является балкой, то как балка, кривизна которой не равна нулю, она должна изгибаться и под действием этих продольных сил.

Представим Курило-Камчатскую призму в виде изогнутой балки с радиусом R и длиной $\frac{\pi R}{2}$. Допустим, что в районе сопряжения с Алеутской дугой призма закреплена, а в районе сопряжения с Японской дугой нагружена силой P (рис. 2, б). Проведем сечение в некоторой точке призмы. Положение сечения определим углом φ . Будем считать положительными: изгибающий момент M , если он увеличивает кривизну призмы; нормальную силу N , если она вызывает растяжение (направление от сечения); поперечную силу Q , если она стремится повернуть вырезанный из балки элемент бесконечно малой длины по ходу часовой стрелки.

Изгибающий момент в выбранном сечении равен моменту силы P относительно этого сечения:

$$M = -PR(1 - \cos \varphi). \quad (2.3)$$

Проектируя силу P на нормаль к сечению и на само сечение, получаем:

$$N = -P \cos \varphi, \quad (2.4)$$

$$Q = -P \sin \varphi.$$

Из соотношений (2.3) и (2.4) следует, что Курило-Камчатская призма под действием продольной силы P на Камчатке изгибается наиболее сильно. Поэтому в вулканическом поясе Камчатки при достаточно большой величине силы P могут возникнуть заметные сдвиговые деформации.

Рассмотрим теперь радиальное перемещение w Курило-Камчатской призмы в районе действия силы P . Положительным будем считать перемещение, если оно направлено к центру дуги призмы. Это перемещение, как следует из работы [10], описывается уравнением

$$\frac{d^2 w}{d\varphi^2} + w = \frac{MR^2}{EJ}. \quad (2.5)$$

После подстановки в уравнение (2.5) значения M из уравнения (2.3) получаем

$$\frac{d^2 w}{d\varphi^2} + w = -\frac{PR^3}{EJ}(1 - \cos \varphi). \quad (2.6)$$

Интеграл этого уравнения запишем так:

$$w = A \cdot \cos \varphi + B \sin \varphi + w_1,$$

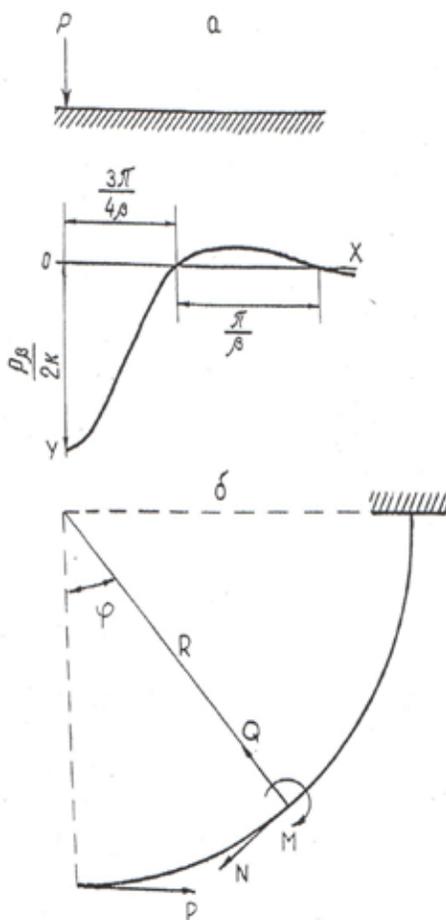


Рис. 2. Эпюра изгиба Курило-Камчатской призмы на вулканическом поясе как на упругом основании под действием поперечной силы P (а); схема для вычисления изгибающего момента M , поперечной Q и продольной N сил, возникающих в Курило-Камчатской призме под действием продольной силы P (б)

где w_1 – частный интеграл, А и В – произвольные константы.

Частный интеграл будем искать в виде

$$w_1 = C (\varphi \sin \varphi - 2),$$

где C – константа.

Подстановка данного значения w в уравнение (2.6) дает

$$-2C(1 - \cos \varphi) = -\frac{PR^3}{EJ}(1 - \cos \varphi).$$

Следовательно, $C = \frac{PR^3}{2EJ}$.

Отсюда решение уравнения (2.6) приобретает вид

$$w = A \cdot \cos \varphi + B \cdot \sin \varphi + \frac{PR^3}{2EJ}(\varphi \cdot \sin \varphi - 2). \quad (2.7)$$

При $\varphi = \frac{\pi}{2}$ имеем:

$$1) w = 0,$$

$$2) \frac{dw}{d\varphi} = 0.$$

Первое условие дает $B = 0$.

Второе условие приводит к соотношению $A = \frac{PR^3}{2EJ}$.

Таким образом,

$$w = \frac{PR^3}{2EJ} \cdot \cos \varphi + \frac{PR^3}{2EJ}(\varphi \cdot \sin \varphi - 2). \quad (2.8)$$

Если положить $\varphi = 0$, получим:

$$w = -\frac{PR^3}{2EJ}. \quad (2.9).$$

Из (2.9) следует, что реальное перемещение w Курило-Камчатской призмы в районе действия силы P направлено от центра дуги призмы. Вследствие этого в указанном районе возникает поперечная сила растяжения, под действием которой призма изгибается на вулканическом поясе как на упругом основании.

3. Геомеханический способ наблюдения за изменением во времени тектонических напряжений

Поверхностный слой Земли сложен трещиноватыми и пористыми породами. С глубиной трещиноватость и пористость пород уменьшаются, а их модуль упругости и коэффициент вязкости заметно возрастают [8]. На этом основании можно предположить, что в каждой точке поверхностного слоя вне оползневых зон под действием веса вышележащих горных пород развивается медленное горизонтальное смещение, направление которого зависит от рельефа местности. Очевидно, что смещение u за время t будет тем значительнее, чем больше давление горных пород и чем меньше их вязкость λ . Следовательно, имеем

$$u = k \frac{P}{\lambda} t, \quad (3.1)$$

где k – коэффициент пропорциональности.

Поскольку p и λ зависят от глубины z , получим

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \left(\frac{\partial p}{\partial z} - \frac{1}{\lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial z} p \right) \frac{k}{\lambda} t. \quad (3.2)$$

В скальном массиве коэффициент вязкости весьма значителен и медленно меняется с глубиной. Поэтому в нем на глубинах до нескольких десятков метров может выполняться неравенство

$$\frac{1}{\lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial z} p \ll \frac{\partial p}{\partial z}. \quad (3.3)$$

На основании выражений (3.2) и (3.3) приходим к выводу, что в поверхностном слое скального массива градиент смещения имеет вид

$$\frac{\partial u}{\partial z} \approx \frac{k}{\lambda} \frac{\partial p}{\partial z} t. \quad (3.4)$$

В рыхлых отложениях с увеличением глубины осуществляется переход от разрушенных структур к неразрушенным, вследствие чего производная коэффициента вязкости по глубине имеет значительную величину. Поэтому в них на глубинах нескольких десятков метров может выполняться неравенство

$$\frac{1}{\lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial z} p \gg \frac{\partial p}{\partial z}. \quad (3.5)$$

На основании выражений (3.2) и (3.5) заключаем, что градиент смещения в поверхностном слое рыхлых отложений описывается соотношением

$$\frac{\partial u}{\partial z} \approx -\frac{k}{\lambda^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} p t. \quad (3.6)$$

Из выражений (3.4) и (3.6) следует, что каждая точка поверхностного слоя Земли вне оползневых зон на глубине нескольких десятков метров под действием веса вышележащих пород медленно горизонтально смещается в направлении возможного деформирования с постоянной скоростью, причем в рыхлых отложениях эта скорость с глубиной уменьшается, а в скальном массиве увеличивается. Справедливость полученных выражений на глубине 50 м показали опытные наблюдения, которые обсуждаются в работе [5].

Главные тектонические напряжения, возникающие в поверхностном слое земной коры перед землетрясением, в системе координат XYZ (ось Z вертикальна) можно описать следующими соотношениями [11]:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \lambda \Delta + 2G \varepsilon_x, \\ \sigma_y &= \lambda \Delta + 2G \varepsilon_y, \\ \sigma_z &= \lambda \Delta + 2G \varepsilon_z, \end{aligned} \quad (3.7)$$

где σ – напряжение, ε – деформация, $\Delta = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z$ – объемная деформация.

Коэффициенты λ и G равны:

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}, \quad G = \frac{E}{2(1+\nu)},$$

где E – модуль Юнга, ν – коэффициент Пуассона.

Тектонические напряжения можно считать однородными на довольно больших вертикальных площадках. Поэтому в некоторой точке из-за невозможности бокового расширения они вызывают одноосную горизонтальную деформацию. Для деформации, которая около земной поверхности направлена вдоль произвольной оси X, на основании (3.7) имеем:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= (\lambda + 2G) \varepsilon_x, \\ \sigma_y &= \lambda \varepsilon_x, \\ \sigma_z &= \lambda \varepsilon_x. \end{aligned} \quad (3.8)$$

Из (3.8) получаем:

$$\varepsilon_x = \frac{p}{K}, \quad (3.9)$$

где $p = (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) / 3$ – тектоническое давление,
 $K = (3\lambda + 2G) / 3 = E / 3 (1 - 2\nu)$ – объемный модуль.

Деформация (3.9) на отрезке деформирования l от точки нулевой деформации до точки наблюдения создает смещение:

$$u_x = \int_0^l \varepsilon_x dx = \int_0^l \frac{p}{K} dx = \frac{\bar{p}}{\bar{K}} l, \quad (3.10)$$

где \bar{p} и \bar{K} – средние на отрезке l значения давления p и объемного модуля K .

Так как с ростом глубины от 0 до 50 м \bar{K} увеличивается в разы, а \bar{p} при этом практически не меняется, на основании (3.10) можно заключить, что при смещении u_x возникает градиент смещения:

$$\frac{\partial u_x}{\partial z} = -\frac{\bar{p}}{\bar{K}^2} \frac{\partial \bar{K}}{\partial z} l. \quad (3.11)$$

Чистый сдвиг возникает под действием напряжения $\sigma_x = -\sigma_0$, $\sigma_y = \sigma_0$, $\sigma_z = 0$.

В этом случае давление равно $p = 0$. Из (3.7) следует, что напряжение σ_x создает одноосную горизонтальную деформацию сжатия

$$\varepsilon_x = \frac{\sigma_x}{2G_x} = \frac{\sigma_x}{E_x}, \quad (3.12)$$

а напряжение σ_y – одноосную горизонтальную деформацию растяжения

$$\varepsilon_y = \frac{\sigma_y}{2G_y} = \frac{\sigma_y}{E_y}. \quad (3.13)$$

Деформация (3.12) на отрезке деформирования m в направлении x от точки нулевой деформации до точки наблюдения создает смещение:

$$u_x = \int_0^m \varepsilon_x dx = \int_0^m \frac{\sigma_x}{E_x} dx = \frac{\bar{\sigma}_x}{\bar{E}_x} m, \quad (3.14)$$

где $\bar{\sigma}_x$ и \bar{E}_x – среднее на отрезке m значение напряжения σ_x и модуля упругости E_x .

Деформация (3.13) на отрезке деформирования n в направлении y от точки нулевой деформации до точки наблюдения создает смещение:

$$u_y = \int_0^n \varepsilon_y dy = \int_0^n \frac{\sigma_y}{E_y} dy = \frac{\bar{\sigma}_y}{\bar{E}_y} n, \quad (3.15)$$

где $\bar{\sigma}_y$ и \bar{E}_y – среднее на отрезке n значение напряжения σ_y и модуля упругости E_y .

При смещении u_x возникает градиент смещения

$$\frac{du_x}{dz} = -\frac{\bar{\sigma}_x}{\bar{E}_x^2} \frac{d\bar{E}_x}{dz} m, \quad (3.16)$$

а при смещении u_y – градиент смещения

$$\frac{du_y}{dz} = -\frac{\bar{\sigma}_y}{\bar{E}_y^2} \frac{d\bar{E}_y}{dz} n. \quad (3.17)$$

Соотношения (3.4) и (3.11) свидетельствуют, что в скальном массиве градиент смещения, создаваемый тектоническим давлением, и градиент смещения, создаваемый весом

вышележащих горных пород, не влияют друг на друга. Поэтому, наблюдая за изменением градиента смещения в поверхностном слое скального массива, можно оперативно следить за изменением во времени тектонического давления.

В рыхлых отложениях, как следует из соотношения (3.6), давлением определяется не градиент смещения, а его производная по времени. Следовательно, для оперативного наблюдения за изменением во времени тектонического давления рыхлые отложения не подходят. Но поскольку даже линейное изменение давления в них приводит к нелинейному изменению градиента смещения, наблюдение за последним можно использовать для обнаружения тектонического давления. Так как объемный модуль рыхлых отложений мал, наблюдения в них позволят обнаружить появление весьма слабого давления.

Градиенты смещения (3.4) и (3.6) и градиенты смещения (3.16) и (3.17) не влияют друг на друга. Поэтому следить за изменением во времени тектонического напряжения чистого сдвига (тектонических напряжений $\bar{\sigma}_x$ и $\bar{\sigma}_y$) можно путем наблюдения за изменением градиентов смещения $\frac{du_x}{dz}$ и $\frac{du_y}{dz}$. Эти наблюдения можно проводить как в рыхлых отложениях, так и в скальном массиве. Но поскольку модуль упругости в рыхлых отложениях значительно меньше, чем в скальном массиве, указанные наблюдения целесообразнее проводить в рыхлых отложениях.

Для наблюдения за изменением во времени вертикальных градиентов горизонтального смещения на Камчатке в Петропавловске-Камчатском были созданы два геомеханических датчика: один – в скальном массиве, другой – в рыхлых отложениях. Геомеханические датчики представляют собой прочно связанные со средой на глубине 50 м вертикальные гильзы длиной 2 м с внутренним диаметром ≥ 20 см, в которых для преобразования механического сигнала в электрический закреплены скважинные уровневые электролитические наклонометры модели НИВ-1 [3].

4. Опытные свидетельства изгибов Курило-Камчатской призмы

4.1. Обнаружение изгиба призмы под действием продольной силы перед Хоккайдским землетрясением 12 июля 1993 г.

12 июля 1993 г. западнее о-ва Хоккайдо в зоне столкновения Евразийской континентальной плиты с Охотской произошло землетрясение с $M_w = 7,7$ (рис. 1). Координаты его гипоцентра: $\varphi = 42,84^\circ \text{ N}$, $\lambda = 139,25^\circ \text{ E}$, $h = 17$ км. Механизм очага – ось сжатия P: AZM = 270° , PL = 10° ; ось растяжения T: AZM = 88° , PL = 80° ; нодальная плоскость NP1 : STK = 0° , DP = 35° , SLIP = 91° ; нодальная плоскость NP2 : STK = 179° , DP = 55° , SLIP = 90° [9]. Такой механизм очага землетрясения однозначно свидетельствует о том, что в процессе его формирования на Курило-Камчатскую призму действовала продольная сила сжатия.

В это время геомеханический датчик, созданный в Петропавловске-Камчатском в рыхлых отложениях, записал временные ряды, которые приведены на рис. 3. Под действием веса вышележащих горных пород верхняя часть датчика в направлении С–Ю смещается на юг, а в направлении З–В – на восток. Сигнал датчика при этом в направлении С–Ю увеличивается, а в направлении З–В уменьшается. Под действием тектонических сил сжатия сигнал датчика в направлении С–Ю уменьшается, а в направлении З–В увеличивается. Под действием тектонических сил растяжения изменение сигналов датчика противоположное.

На рис. 3 видно, что линейные сигналы датчика с мая 1993 г. начали изменяться практически нелинейно. И в направлении С–Ю, и в направлении З–В относительно линейного хода они уменьшались. А это означает, что датчик в направлении С–Ю зафиксировал сжатие, а в направлении З–В – растяжение. 12 июля 1993 г. произошли скачки сигналов. За скачками последовали колебания, которые продлились до августа 1993 г. После этого

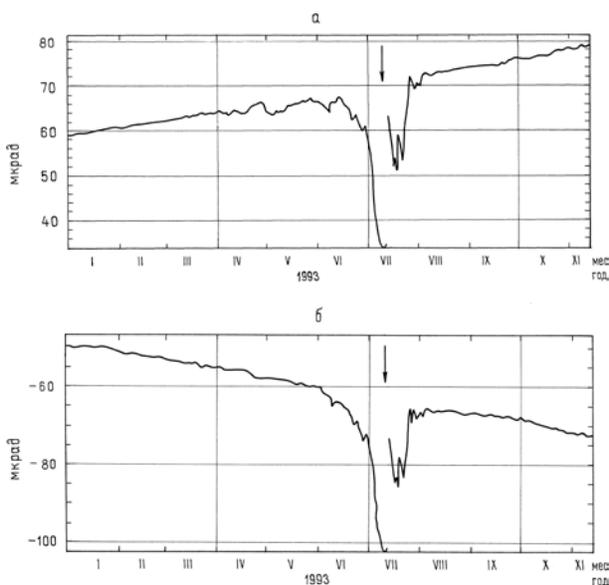


Рис. 3. Временные ряды углов отклонения продольной оси геомеханического датчика от отвесной линии в направлениях С–Ю (а) и Э–В (б), характеризующие градиент смещения в рыхлых отложениях в районе Петропавловска-Камчатского. Стрелками указан момент Хоккайдского землетрясения 12 июля 1993 г. с $M_w = 7,7$

4.2. Оценка длины первой полуволны изгиба призмы, возникающей под действием поперечной силы сжатия

На рис. 4 представлены временные ряды углов отклонения от отвесной линии продольной оси датчика, созданного в рыхлых отложениях, в направлениях С–Ю (а) и Э–В (б) в период с 1993 по 2001 г., характеризующие градиент смещения.

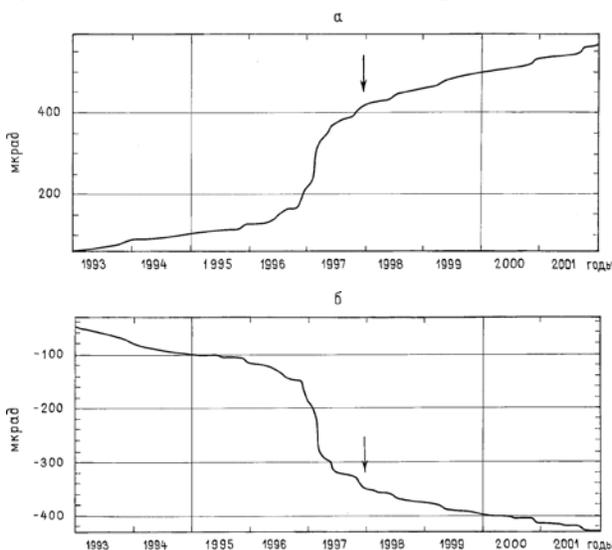


Рис. 4. Временные ряды геомеханического датчика, созданного в Петропавловске-Камчатском в рыхлых отложениях в направлениях С–Ю (а) и Э–В (б) в период с 1993 по 2001 г. Стрелками указан момент сильного землетрясения с $M_w = 7,8$, которое произошло 5 декабря 1997 г. у Тихоокеанского побережья Камчатки недалеко от Кроноцкого полуострова

сигналы датчика снова стали линейными. Изменение сигналов по абсолютной величине было практически одинаковым. Следовательно, в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского с мая по август 1993 г. происходили деформации чистого сдвига в северо-восточном направлении.

Из сказанного выше и рассмотренного в разд. 2 воздействия на Курило-Камчатскую призму силы Р следует, что перед Хоккайдским землетрясением 1993 г. юго-западный конец призмы из-за ее изгиба под действием продольной силы смещался в сторону Тихого океана. Вследствие этого на призму стала действовать поперечная сила растяжения, вызывая ее изгиб на вулканическом поясе как на упругом основании.

Во время записи этих рядов 5 декабря 1997 г. у Тихоокеанского побережья Камчатки недалеко от Кроноцкого полуострова произошло землетрясение с $M_w = 7,8$ (рис. 1). Координаты его гипоцентра: 84°E , $162,04^\circ\text{E}$, 33 км . Механизм очага – ось сжатия Р: $AZM = 124^\circ$, $PL = 23^\circ$; ось растяжения Т: $AZM = 321^\circ$, $PL = 66^\circ$; нодальная плоскость NP1: $STK = 202^\circ$, $DP = 23^\circ$, $SLIP = 74^\circ$; нодальная плоскость NP2: $STK = 39^\circ$, $DP = 68^\circ$, $SLIP = 97^\circ$ [7]. Эпицентр землетрясения находился на расстоянии 300 км от Петропавловска-Камчатского. В плане очаг землетрясения имел размеры 200 x 110 км. Его нижняя

граница располагалась на глубине 40 км. Подвижка в очаге равнялась примерно 2 м. Механизм землетрясения сейсмологами оценивается как типичный субдукционный взброс [1]. Момент Кроноцкого землетрясения на рис. 4 отмечен стрелками. На рисунке видно, что перед землетрясением сигналы датчика менялись нелинейно. При этом характер их изменения дает основание утверждать, что в вулканическом поясе Камчатки в районе Петропавловска-Камчатского перед Кроноцким землетрясением возникли силы растяжения. Следовательно, геомеханический датчик зафиксировал появление второй полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы. Данный факт позволяет приблизительно оценить длину первой полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы, возникающей под действием поперечной силы сжатия. Допустим, что величина при сжатии и растяжении вулканического пояса примерно одинакова, что нагрузка Тихоокеанской плиты сосредоточена в центре очага землетрясения и что датчик находится в середине второй полуволны изгиба призмы.

Тогда длина первой полуволны $x = \frac{3\pi}{4\beta}$ равна примерно 200 км.

4.3. Оценка длины первой полуволны изгиба призмы, возникающей под действием поперечной силы растяжения

Примерная длина первой полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы, возникающей под действием силы растяжения, была определена по временным рядам геомеханического датчика, созданного в районе Петропавловска-Камчатского в скальном массиве (рис. 1). Под действием веса вышележащих горных пород сигнал датчика в направлении С–Ю линейно (если не учитывать влияние атмосферных и гидросферных воздействий) увеличивается, а в направлении З–В линейно уменьшается. Увеличение сигналов датчика и в направлении С–Ю, и в направлении З–В означает рост тектонического давления. Одновременное уменьшение сигналов означает падение тектонического давления. Незначительное уменьшение сигнала датчика в направлении С–Ю и незначительное увеличение его в направлении З–В свидетельствуют о сжатии, а противоположное изменение сигналов датчика свидетельствует о растяжениях, при которых поперечные напряжения в поверхностном слое скального массива близки к нулю.

Во время наблюдения с помощью этого датчика восточнее о-ва Симушир на расстоянии 800 км от Петропавловска-Камчатского возникли два землетрясения (рис. 1). Первое землетрясение произошло 15 ноября 2006 г. с $M_w = 8,3$. Координаты его гипоцентра: $\varphi = 46,6^\circ \text{ N}$, $\lambda = 153,2^\circ \text{ E}$, $h = 28$ км. Механизм очага – ось сжатия P: $AZM = 123^\circ$, $PL = 30^\circ$; ось растяжения T: $AZM = 302^\circ$, $PL = 60^\circ$; нодальная плоскость NP1: $STK = 214^\circ$, $DP = 15^\circ$, $SLIP = 92^\circ$; нодальная плоскость NP2: $STK = 33^\circ$, $DP = 75^\circ$, $SLIP = 90^\circ$ (Информационное сообщение ГС РАН о сильном землетрясении в центральной части Курильской гряды 15 ноября 2006 г.). Землетрясение было вызвано надвигом вдоль полого падающей на запад поверхности. Общая протяженность сейсморазрыва – 300 км, ширина – 60 км. При надвиге произошла подвижка величиной 6,7 м [12]. Второе землетрясение произошло 13 января 2007 г. с $M_w = 8,2$. Координаты его гипоцентра: $\varphi = 46,29^\circ \text{ N}$, $\lambda = 154,45^\circ \text{ E}$, $h = 10$ км. Механизм землетрясения – ось сжатия P: $AZM = 264^\circ$, $PL = 67^\circ$; ось растяжения T: $AZM = 150^\circ$, $PL = 10^\circ$; нодальная плоскость NP1: $STK = 42^\circ$, $DP = 58^\circ$, $SLIP = -114^\circ$; нодальная плоскость NP2: $STK = 263^\circ$, $DP = 40^\circ$, $SLIP = -57^\circ$ (Информационное сообщение ГС РАН о сильном землетрясении в центральной части Курильской гряды 13 января 2007 г.). Землетрясение было вызвано сбросом по плоскости разрыва юго-западного простирания, падающей на северо-запад. Параметры сейсморазрыва: длина – 180 км, ширина – 40 км. При сбросе произошла подвижка величиной 5,1 м [12].

На рис. 5 видно, что сигнал датчика в 2007 г. в направлении С–Ю относительно линейного хода под действием веса вышележащих горных пород незначительно уменьшался, а в направлении З–В незначительно увеличивался. Это означает, что в вулканическом поясе в точке наблюдения возникло напряжение сжатия. А это, в свою очередь, свидетельствует

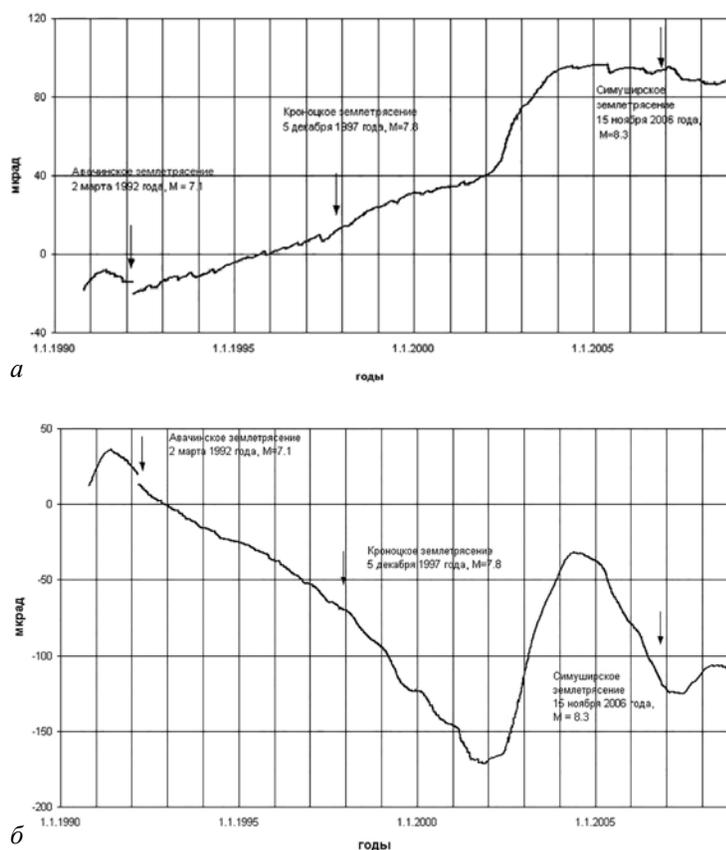


Рис. 5. Временные ряды геомеханического датчика, созданного в скальном массиве в Петропавловске-Камчатском в направлениях С–Ю (а) и З–В (б). Характеризуют изменения тектонического давления в вулканическом поясе. Стрелками указаны моменты землетрясений: Авачинского с $M = 7,1$, Кроноцкого с $M_w = 7,8$ и первого Симуширского с $M_w = 8,3$, характеризующие изменения тектонического давления в вулканическом поясе

о том, что призма смещалась в сторону вулканического пояса. Следовательно, можно утверждать, что после Симуширского землетрясения в районе Авачинского залива развивалась вторая полуволна изгиба Курило-Камчатской призмы, что позволяет оценить длину первой полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы, возникающей под действием поперечной силы растяжения. При предположениях, подобных сделанным в разд. 4.2, найдем, что длина первой полуволны изгиба $x = \frac{3\pi}{4\beta}$ равна примерно 500 км.

5. Геомеханический метод прогноза сильных ($M_w > 7,0$) мелкофокусных землетрясений в зоне субдукции

В зоне субдукции на Камчатке область наибольшей сейсмичности находится на глубинах 0–40 км [13]. Сильные землетрясения обусловлены здесь сцеплением Тихоокеанской плиты с Курило-Камчатской призмой, так как фокальные механизмы указывают на усилия сдвига, направление которых соответствует направлению субдукции [14]. Поэтому можно предположить, что подготовка сильных землетрясений в зоне субдукции на указанных глубинах происходит следующим образом. Когда сцепление океанской плиты с призмой начинает препятствовать движению плиты, амплитуда краевого океанического вала увеличивается. Подобным же образом меняется и нагрузка океанской плиты на участке сцепления. Когда нагрузка на участке сцепления достигает предела прочности и там начинаются квазипластические деформации, энергия, накопленная океанской плитой, порождает лавинообразный разрыв, вызывающий землетрясение. Следовательно, чтобы предсказать землетрясение, необходимо знать, как меняется во времени нагрузка океанской плиты на участке сцепления. Участки сцепления в зоне субдукции Камчатки

находятся в акватории Тихого океана, и наблюдение за изменением нагрузки там является весьма сложной технической задачей. Изгиб Курило-Камчатской призмы позволяет решить данную задачу.

При изгибе призмы под нагрузкой Тихоокеанской плиты в вулканическом поясе возникают области сжатия и растяжения. Поэтому если использовать в вулканическом поясе предложенный выше способ наблюдения за изменением во времени тектонического давления, то можно проследить за изменением нагрузки Тихоокеанской плиты в акватории Тихого океана.

Наблюдения с помощью созданного в скальном массиве геомеханического датчика начались осенью 1990 г. Во время наблюдений, а именно 2 марта 1992 г., на расстоянии примерно 110 км от Петропавловска-Камчатского в Авачинском заливе произошло землетрясение с $M = 7,1$ (рис. 1). Очаг землетрясения занимал диапазон глубин от 10 до 40 км. В вертикальной плоскости очаг имел эллипсообразную форму, большая ось была наклонена на восток. В горизонтальной плоскости очаг также имел эллипсообразную форму с осями 25 и 20 км. В очаге отмечена взбросовая подвижка по поверхности, падающей под по-ов Камчатка [2].

Из полученных временных рядов (рис. 5) следует, что перед данным землетрясением давление в вулканическом поясе росло. Достигнув максимума, оно стало падать, сначала плавно, а в момент землетрясения – скачком. Рост и последовавший затем плавный спад давления означают, что нагрузка Тихоокеанской плиты увеличивала напряжения в очаге, пока последние не достигли предела прочности очага и там не начались квазипластические деформации. Скачок давления свидетельствует, что энергия, накопленная Тихоокеанской плитой в рассматриваемом процессе, в определенный момент времени породила лавинообразный разрыв очага, который и вызвал землетрясение.

Найденное на опыте изменение тектонического давления в вулканическом поясе перед землетрясением 2 марта 1992 г. позволило сформулировать [4] геомеханический метод прогноза сильных землетрясений. Суть его заключается в том, что, наблюдая с помощью геомеханического датчика за изменением во времени тектонического давления в вулканическом поясе, можно следить за подготовкой сильного мелкофокусного землетрясения в зоне субдукции и осуществить его прогноз. Основанием для прогноза является уменьшение давления в вулканическом поясе после достижения им наибольшей величины.

После Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. сигнал геомеханического датчика относительно линейного хода до землетрясения в направлении С–Ю незначительно нелинейно увеличивался, а в направлении З–В незначительно нелинейно уменьшался. Так продолжалось вплоть до 2002 г. (рис. 5). Данное изменение сигналов датчика свидетельствует об изгибе Курило-Камчатской призмы на вулканическом поясе как на упругом основании под действием поперечной силы растяжения. В районе Авачинского залива призма прогибалась в сторону Тихого океана, испытывая кручение против часовой стрелки. На больших глубинах призма смещалась в сторону океанской плиты, а вблизи земной поверхности, наоборот, океанская плита смещалась в сторону призмы. Поэтому когда сцепление призмы с океанской плитой стало препятствовать субдукции, рост океанской нагрузки вызвал рост тектонического давления в вулканическом поясе. Об этом свидетельствуют сигналы геомеханического датчика, которые с 2002 по 2004 г. увеличивались и в направлении С–Ю, и в направлении З–В (рис. 5).

Смещение океанской плиты в сторону призмы обеспечивало рост океанской нагрузки без роста амплитуды краевого океанического вала. И когда эта нагрузка на участке сцепления призмы с океанской плитой достигла предела прочности, энергия океанской плиты не смогла породить лавинообразный разрыв, вызывающий землетрясение. Поэтому там началось запредельное деформирование. Сигналы геомеханического датчика, записанные им с 2004 по 2006 г., подтверждают это (рис. 5).

Обнаружение после Кроноцкого землетрясения запредельного деформирования в районе Авачинского залива дает основание утверждать, что если при сильном мелкофокусном

землетрясении произошел взброс по границе между океанской плитой и призмой, то новые сильные мелкофокусные землетрясения на смежных с очагом участках зоны субдукции в период изгиба Курило-Камчатской призмы происходить не могут. Новые сильные землетрясения в этот период возможны только на значительном расстоянии от случившегося, величина которого определяется длиной первой полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы. Данное обстоятельство необходимо учитывать при прогнозе землетрясений.

6. Механизм возникновения сильных ($M_w > 7,0$) глубокофокусных землетрясений в зоне субдукции

Тихоокеанской плите в зоне субдукции на Камчатке свойственна сегментация. Отчетливо выражены сегменты шириной порядка 100 км, но в их пределах обычно улавливается и более дробное деление [14]. На основании сказанного наиболее жесткую часть сегментов океанской плиты глубже зоны перегиба, т.е. глубже 50 км, можно представить в виде сегментов-стержней.

Методами сейсмической томографии обнаружено, что на Камчатке океанская плита пересекает кровлю нижней мантии на глубине 670 км, где вязкость горных пород возрастает в 10–30 раз [14]. Поэтому можно утверждать, что сегменты-стержни на глубине 670 км не имеют возможности ни перемещаться в поперечном направлении, ни поворачиваться. Это означает, что нижние концы сегментов-стержней имеют жесткую заделку. При отсутствии изгиба Курило-Камчатской призмы и верхние концы сегментов-стержней не испытывают ни перемещения в поперечном направлении, ни поворота. Следовательно, их также можно считать жестко заделанными. В этом случае в системе координат XYZ, в которой ось Z направлена вдоль сегмента-стержня от его нижнего конца, а ось Y нормальна к нему в вертикальной плоскости, изгиб сегмента-стержня под действием продольной силы в плоскости YZ происходит при следующих граничных условиях:

$$y(0) = 0, \quad \frac{dy(0)}{dz} = 0, \quad y(l) = 0, \quad \frac{dy(l)}{dz} = 0. \quad (6.1)$$

Как известно [10], при данных граничных условиях критическое значение продольной силы, при котором возникает неустойчивость Эйлера, равно

$$N_{cr} = \frac{4\pi^2 EJ_x}{l^2}, \quad (6.2)$$

где l – длина, E – модуль упругости, J_x – момент инерции поперечного сечения относительно оси X сегмента-стержня.

При изгибе Курило-Камчатской призмы после сильного землетрясения верхний конец сегмента-стержня океанской плиты в районе второй полуволны изгиба призмы может заметно смещаться практически без поворота в сторону вулканического пояса. В этом случае заделку верхнего конца сегмента-стержня можно считать плавающей. Если один конец сегмента-стержня имеет жесткую заделку, а другой – плавающую, то граничные условия характеризуются соотношениями

$$y(0) = 0, \quad \frac{dy(0)}{dz} = 0, \quad \frac{dy(l)}{dz} = 0, \quad \frac{d^2 y(l)}{dz^2} = -\frac{y(l)}{2} \lambda^2. \quad (6.3)$$

Изгиб сегмента-стержня, возникающий под действием продольной силы при данных граничных условиях, характеризует уравнение

$$\frac{d^2 y(z)}{dz^2} + \lambda^2 y(z) = \lambda^2 \frac{y(l)}{2}, \quad (6.4)$$

$$\text{где } \lambda^2 = \frac{N}{EJ_x}. \quad (6.5)$$

Решая уравнение (6.4), получаем:

$$y(z) = \frac{y(l)}{2}(1 - \cos \lambda z). \quad (6.6)$$

При $y(z) > 0$ функция (6.6) имеет вид штриховой кривой на рис. 6. При $z = l$ равенство (6.6) сохраняется, если $\cos \lambda l = -1$, т.е. если $\lambda = \frac{\pi}{l}$. Подставляя это значение λ в (6.5), найдем значение критической силы N_{cr} :

$$N_{cr} = \frac{\pi^2 EJ_x}{l^2}. \quad (6.7)$$

Из соотношений (6.2) и (6.7) следует, что воздействие Курило-Камчатской призмы при изгибе на сегменты-стержни Тихоокеанской плиты приводит к уменьшению критического значения продольной силы в 4 раза. При этом в районе второй полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы, вызванного поперечной силой растяжения, заметно увеличивается продольная нагрузка. Значит, здесь возможна потеря устойчивости сегментов-стержней и их изгиб в соответствии с (6.4), который порождает разрыв, вызывающий землетрясение. Разрыв происходит там, где жесткость сегментов-стержней EJ_x имеет наименьшее значение, т.е. вблизи кровли нижней мантии.

Изложенные представления о механизме возникновения сильных ($M_w > 7,0$) глубоководных землетрясений в зоне субдукции Курило-Камчатской дуги подтверждаются на опыте. Покажем, что гипоцентры всех сильных глубоководных землетрясений, которые произошли в период с 1990 по 2013 г. [6], располагались в районе второй полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы.

1. Перед Хоккайдским землетрясением 12 июля 1993 г. юго-западная часть Курило-Камчатской призмы изгибалась на вулканическом поясе как на упругом основании под действием поперечной силы растяжения. Следовательно, перед Хоккайдским землетрясением в районе о-ва Кунашир, расположенного на расстоянии около 500 км от эпицентра Хоккайдского землетрясения, развивалась вторая полуволна изгиба Курило-Камчатской призмы. Гипоцентр глубоководного землетрясения 12 мая 1990 г. с $M_w = 7,2$ имел такие координаты: $\varphi = 48,80^\circ$ N; $\lambda = 141,40^\circ$ E; $h = 610$ км. Следовательно, он был расположен на траверсе глубоководного желоба примерно в середине о-ва Кунашир (рис. 1).

2. 25 сентября 2003 г. южнее о-ва Хоккайдо в зоне сопряжения Курило-Камчатской дуги с Японской произошло землетрясение с $M_w = 8,3$. Координаты его гипоцентра: $\varphi = 41,81^\circ$ E; $\lambda = 143,91^\circ$ E, $h = 27$ км. Механизм очага – ось сжатия P : AZM = 124° , PL = 36° ; ось растяжения T : AZM = 289° , PL = 53° ; нодальная плоскость NP1 : STK = 250° , DP = 11° , SLIP = 132° ; нодальная плоскость NP2 : STK = 28° , DP = 82° , SLIP = 83° . Плоскостью разрыва, вызвавшего данное землетрясение, является нодальная плоскость NP2 [7]. Ее простирание близко к простиранию плоскости разрыва, вызвавшего землетрясение 12 июля 1993 г. западнее о-ва Хоккайдо. На этом основании с учетом того, что при взбросе по плоскости разрыва произошел и левосторонний сдвиг, можно утверждать: перед землетрясением 25 сентября 2003 г. юго-западная часть Курило-Камчатской призмы изгибалась на вулканическом поясе как на упругом основании под действием поперечной силы растяжения. При данном изгибе призмы в районе о-ва Итуруп, расположенного на расстоянии примерно 500 км от эпицентра рассматриваемого землетрясения, развивалась вторая полуволна изгиба. Гипоцентр глубоководного землетрясения 17 ноября 2002 г.

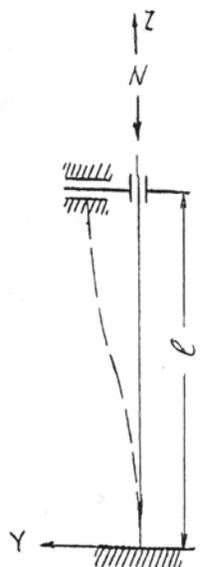


Рис. 6. Форма изгиба сегментов-стержней Тихоокеанской плиты при потере устойчивости

с $M_w = 7,3$ имел следующие координаты: $\varphi = 47,90^\circ \text{ N}$; $\lambda = 146,35^\circ \text{ E}$; $h = 480 \text{ км}$, т.е. был расположен на траверзе глубоководного желоба на северо-востоке о-ва Итуруп (рис. 1).

3. После симуширских землетрясений на юге Камчатки начала развиваться вторая полуволна изгиба Курило-Камчатской призмы. Поэтому призма стала смещаться в сторону вулканического пояса – об этом свидетельствуют сигналы геомеханического датчика. В направлении С–Ю сигнал датчика относительно линейного хода под действием веса вышележащих пород стал уменьшаться, а в направлении З–В – увеличиваться (рис. 5). Гипоцентр глубоководного землетрясения 5 июля 2008 года с $M_w = 7,7$ имел следующие координаты: $\varphi = 53,87^\circ \text{ N}$; $\lambda = 152,99^\circ \text{ E}$; $h = 630 \text{ км}$. Значит, он находился на траверзе глубоководного желоба на юге Камчатки на расстоянии примерно 500 км от центра общего очага симуширских землетрясений (рис. 1).

4. Гипоцентр глубоководного землетрясения 24 ноября 2008 г. с $M_w = 7,3$ имел координаты $\varphi = 54,19^\circ \text{ N}$, $\lambda = 154,44^\circ \text{ E}$; $h = 490 \text{ км}$, т.е. был расположен, как и эпицентр землетрясения 5 июля 2008 г., на траверзе глубоководного желоба на юге Камчатки в районе второй полуволны изгиба Курило-Камчатской призмы, только на удалении от последнего вдоль глубоководного желоба примерно на 100 км (рис. 1).

5. После Кроноцкого землетрясения изгиб Курило-Камчатской призмы продолжался, как видно на рис. 5, не менее 10 лет. Очевидно, что после симуширских землетрясений в 2006 и 2007 гг. призма изгибалась не меньше время. Следовательно, в 2012 г. в районе о-ва Уруп на расстоянии примерно 500 км от центра очага симуширских землетрясений, развивалась вторая полуволна изгиба призмы. Гипоцентр глубоководного землетрясения 14 августа 2012 г. с $M_w = 7,7$ имел такие координаты: $\varphi = 49,82^\circ \text{ N}$; $\lambda = 145,26^\circ \text{ E}$; $h = 600 \text{ км}$. Следовательно, он находился на траверзе глубоководного желоба на юго-западе о-ва Уруп (рис. 1).

6. Гипоцентр глубоководного землетрясения 24 мая 2013 года с $M_w = 8,3$ имел следующие координаты: $\varphi = 54,89^\circ \text{ N}$; $\lambda = 153,34^\circ \text{ E}$; $h = 610 \text{ км}$ и, значит, находился на траверзе глубоководного желоба на юге Камчатки, где все еще развивалась вторая полуволна изгиба Курило-Камчатской призмы, возникшего после симуширских землетрясений (рис. 1).

Свидетельством справедливости изложенных представлений о механизме возникновения сильных глубоководных землетрясений в зоне субдукции Курило-Камчатской дуги является также следующее.

Изгибающий момент сегмента-стержня при изгибе (6.4) имеет вид

$$M_x = -EJ_x \cdot \frac{y(l)}{2} \cdot \lambda^2 \cos \lambda z \quad (6.8)$$

при $z = \frac{l}{2} M_x = 0$.

Следовательно, в середине сегмента-стержня, т.е. на глубине 360 км, землетрясения должны отсутствовать. Данный вывод подтверждается экспериментальными сейсмологическими данными [13].

7. Выводы

1. Изгиб Курило-Камчатской призмы под действием поперечных сил сжатия позволяет путем наблюдения за изменением во времени тектонического давления в вулканическом поясе с помощью геомеханического датчика, созданного в скальном массиве, следить за изменением нагрузки Тихоокеанской плиты на Курило-Камчатскую призму в акватории Тихого океана и осуществлять таким образом прогноз сильных ($M_w > 7,0$) мелкофокусных землетрясений.

2. В настоящее время с целью прогноза землетрясений широко ведутся наблюдения за их предвестниками – аномалиями различных природных явлений, которые предвещают землетрясения. Попытки прогноза на основе данных наблюдений до сих пор трудно

назвать успешными. Однако если учитывать возможность возникновения запредельного деформирования вследствие изгиба Курило-Камчатской призмы после сильного землетрясения, то прогноз сильных мелкофокусных землетрясений в зоне субдукции на основе наблюдений за предвестниками может стать достаточно надежным.

3. В зоне коллизии, т.е. на протяжении многих тысяч километров Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса, условий для возникновения запредельного деформирования нет. Здесь перед сильными землетрясениями возникают локализованные упругодеформированные области земной коры. Когда напряжения в этих областях достигают предела их прочности, энергия, накопленная в земной коре, порождает лавинообразные разрывы, вызывающие землетрясения. Эти землетрясения, как известно, случаются обычно на глубинах до 10–15 км, где разрыв происходит почти сразу же после достижения напряжением предела прочности. Поэтому в зоне коллизии наблюдения за изменением во времени тектонического давления в поверхностном слое скального массива с помощью геомеханического датчика позволят делать оперативный, т.е. непосредственно, практически осуществляемый, краткосрочный прогноз близких сильных землетрясений.

4. С помощью геомеханического датчика можно следить за изменением во времени тектонического напряжения чистого сдвига. Следовательно, в зоне трансформных разломов, например в зоне разлома Сан-Андреас, геомеханические наблюдения позволят осуществить прогноз сильных землетрясений.

5. При изгибе Курило-Камчатской призмы после сильного землетрясения на внутренних участках призмы в районе второй полуволны изгиба могут возникнуть условия для упругой неустойчивости сегментов-стержней Тихоокеанской плиты. Вследствие этого в зоне субдукции указанных участков происходят глубокофокусные землетрясения. На концах Курило-Камчатской призмы условия для упругой неустойчивости сегментов-стержней Тихоокеанской плиты и, следовательно, условия для глубокофокусных землетрясений в зоне субдукции возникают перед сильными мелкофокусными землетрясениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А.А., Левина В.И., Салтыков В.А., Гордеев Е.И. Кронцкое землетрясение 5 декабря 1997 года: основные данные, сейсмичность очаговой зоны, механизм очага, макросейсмический эффект // Кронцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года / под ред. Е.И. Гордеева, Б.В. Иванова, А.В. Викулина. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатской госакадемии рыбопромыслового флота, 1998. С. 32–49.
2. Зобин В.М., Гордеев Е.И., Левина В.И. и др. Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г. (магнитуда $M_LH = 7,1$) в Авагинском заливе и связанные с ним явления // Вулканология и сейсмология. 1996. № 6. С. 48–61.
3. Ившин В.М. Скважинный наклонномер НИВ-1 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 105–112.
4. Ившин В.М., Ившина Е.В. Геомеханический метод прогноза сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 61–67.
5. Ившин В.М., Ившина Е.В. Способ непрерывного наблюдения за изменением тектонического давления в вулканическом поясе с целью прогноза сильных землетрясений // Материалы ежегодной конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 89–91.
6. Полец А.Ю. Глубокофокусные землетрясения и тектоническое поле современных напряжений в Курило-Охотском регионе // Вестн. ДВО РАН. 2017. № 1. С. 26–37.
7. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // Геофиз. исследование. 2006. Вып.6. С. 3–12.
8. Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1973. 386 с.
9. Тимошенко С.П. Сопrotивление материалов. Т. 1. М.: Гос. изд-во физ.-мат. литературы, 1960. 380 с.
10. Тимошенко С.П. Сопrotивление материалов. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 480 с.
11. Тимошенко С.П. Теория упругости. Л.; М.: ОНТИ, 1937. 451 с.
12. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др. Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // Проблемы сейсmobезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: Междунар. науч. симпозиум, Россия, Южно-Сахалинск, 27–30 сентября 2007 г. / отв. ред. И.Н. Тихонов, А.В. Коновалов. Южно-Сахалинск: Ин-т морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2007. 166 с.
13. Федотов С.А. О механизме вулканической деятельности на Камчатке, Курило-Камчатской дуге и в сходных структурах // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 18–29.
14. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.