

ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЙ СПОСОБ ПРОГНОЗА ЦУНАМИ В ЗОНЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Ившин В.М.¹, Ившина Е.В.²

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: ivt@kscnet.ru;*

² *ВНИИГАЗ, г. Москва; e-mail: E_Ivshina@vniigaz.gasprom.ru*

Введение

В статье (Ившин, Ившина, 2005) был предложен способ прогноза сильных землетрясений в сейсмофокальной зоне островных дуг, для осуществления которого необходимо непрерывное наблюдение за изменением тектонического давления в вулканическом поясе. Данный способ прогноза был найден в процессе наблюдения с помощью геомеханических датчиков за изменением напряженного состояния в вулканическом поясе и опирается на представления об изгибе на нем как на упругом основании островной призмы под нагрузкой океанской плиты перед землетрясением.

В настоящей статье рассматривается изгиб островной призмы как перед сильным землетрясением, так и после него. Обсуждаются вытекающие отсюда следствия. Приводятся результаты геомеханических наблюдений, которые подтверждают справедливость указанных следствий. На базе этого показывается, что величина прогиба островной призмы под нагрузкой океанской плиты перед землетрясением некоторой магнитуды зависит от глубины его очага в сейсмофокальной зоне. На основании данной зависимости утверждается, что непрерывное наблюдение за изменением давления в вулканическом поясе с помощью геомеханического датчика делает возможным прогноз цунами.

Изгиб островной призмы и его следствия

Геофизические исследования структуры вулканов показали, что под вулканами существуют локальные неоднородности, отличающиеся от вмещающей среды пониженными скоростями сейсмических волн. Протяженность по вертикали этих аномальных тел достигает ста километров, а горизонтальные размеры варьируют от нескольких километров до первых десятков километров (Фарберов, 1974). Поскольку расстояние между вулканами равно всего нескольким десяткам километров, локальные неоднородности делают вулканический пояс с его глубинными корнями упругим геологическим телом. Вследствие этого островная призма (рис. 1) под нагрузкой океанской плиты перед сильным землетрясением в сейсмофокальной зоне должна изгибаться на вулканическом поясе так же, как изгибается длинная балка на упругом основании под действием поперечной силы.

В работе (Тимошенко, 1965) анализируется изгиб на упругом основании бесконечно длинной вдоль оси X балки под действием сосредоточенной силы P , приложенной в точке $x = 0$ (рис. 2). Там показывается, что если упругое основание оказывает сопротивление как сжатию, так и растяжению, то изгиб балки удовлетворяет уравнению:

$$EJ \frac{d^4 y}{dx^4} = -ky, \quad (1)$$

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

При $x \geq 0$ решение уравнения (1) дает следующее выражение для прогиба:

$$y = \frac{P\beta}{2k} e^{-\beta x} (\cos \beta x + \sin \beta x), \quad (2)$$

где
$$\beta = \sqrt[4]{\frac{k}{4EJ}}. \quad (3)$$

При $x < 0$ решение уравнения (1) симметрично (2).

График выражения (2), представляющий собой волнообразную кривую с постепенно уменьшающейся амплитудой, приведен на рис.2. На этом рисунке видно, что при

$0 < x < \frac{3\pi}{4\beta}$ балка прогибается в направлении силы, а при $\frac{3\pi}{4\beta} < x < \frac{7\pi}{4\beta}$ - в

противоположном направлении.

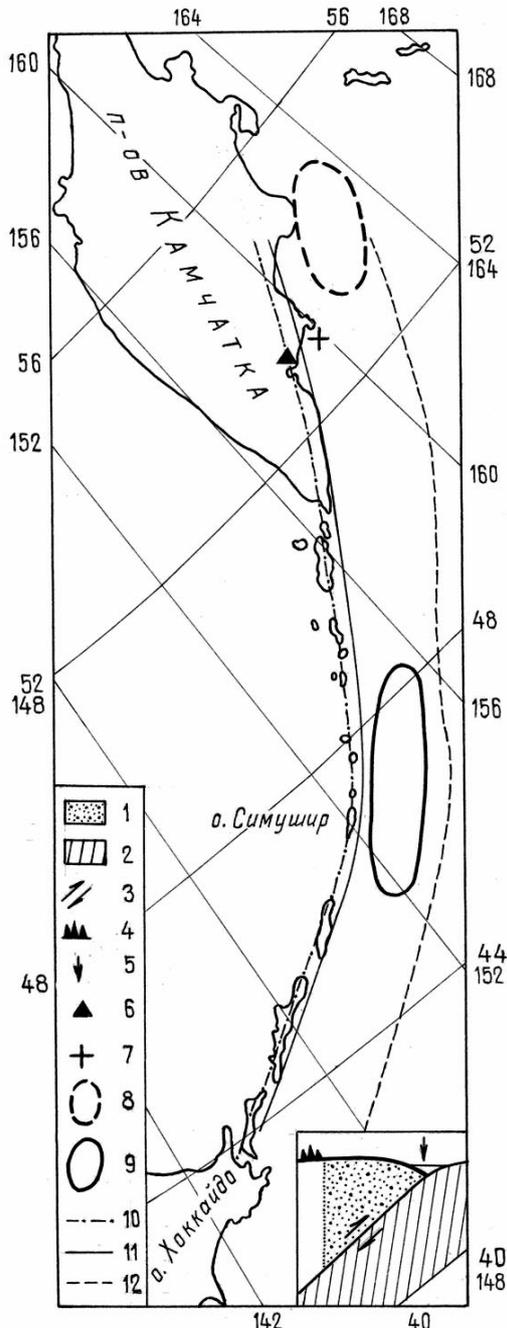


Рис. 1. Карта-схема района геомеханических наблюдений. 1- островная призма; 2 - океанская плита; 3 - усилия сдвига между океанской плитой и островной призмой; 4 – вулканический пояс; 5 - глубоководный желоб; 6 - геомеханический датчик в г. Петропавловске-Камчатском; 7 - эпицентр землетрясения в Авачинском заливе 2 марта 1992 г. с $M = 7.1$; 8 - очаг Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. с $M = 7.8$; 9 - очаг Симуширского землетрясения 15 ноября 2006 г. с $M = 8.3$; 10 - ось Курило-Камчатского вулканического пояса; 11 - примерная внешняя граница Курило-Камчатского вулканического пояса; 12 - ось глубоководного желоба.

На основании сказанного можно утверждать, что островная призма в процессе подготовки сильного землетрясения в сейсмофокальной зоне в районе очага землетрясения под нагрузкой океанской плиты будет прогибаться в сторону вулканического пояса, а на симметричных удалениях от очага вдоль островной призмы – в сторону океана. Прогиб островной призмы в сторону вулканического пояса создаст в последнем область сжатия, где перед землетрясением следует ожидать заметного изменения давления. Океанская плита в реальном времени движется с постоянной скоростью. При увеличении ее сцепления с островной призмой океанская нагрузка усиливается, вызывая рост напряжения в области сцепления. Когда напряжение в данной области достигает предела прочности, начинается ее квазипластическое разрушение. Вследствие этого океанская нагрузка еще до разрыва области сцепления, то есть до землетрясения, начинает постепенно уменьшаться (Гзовский, 1975). Описанный характер изменения нагрузки

океанской плиты влечет за собой подобное изменение прогиба островной призмы и, следовательно, такое же изменение давления в вулканическом поясе.

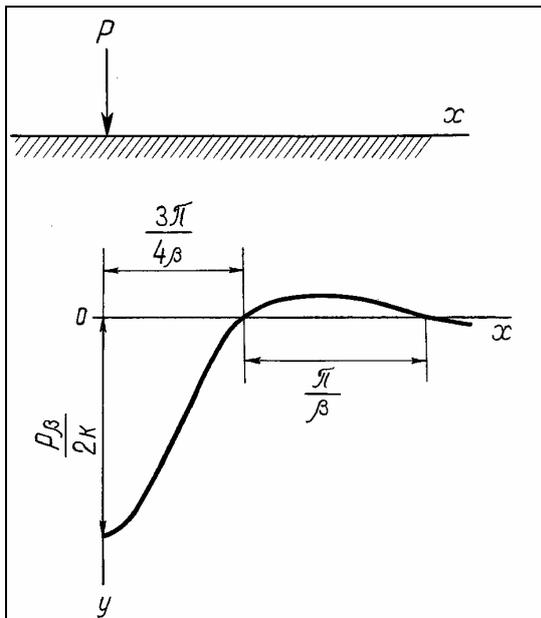


Рис. 2. Эпюра прогиба балки на упругом основании под действием сосредоточенной силы.

Если при землетрясении происходит взброс вдоль границы между островной призмой и океанской плитой со смещением в направлении к океану, то нагрузка океанской плиты с островной призмы снимается и последняя мгновенно оказывается только под нагрузкой упруго сжатого вулканического пояса. Резко приложенная нагрузка, как известно, вызывает перемещение, которое в два раза превышает перемещение, создаваемое той же нагрузкой при постепенном ее приложении (Тимошенко, 1960). Значит, под нагрузкой вулканического пояса островная призма во время землетрясения надвигается на океанскую плиту. Этот надвиг является дополнительным к надвигу, обусловленному упругой отдачей Рейда.

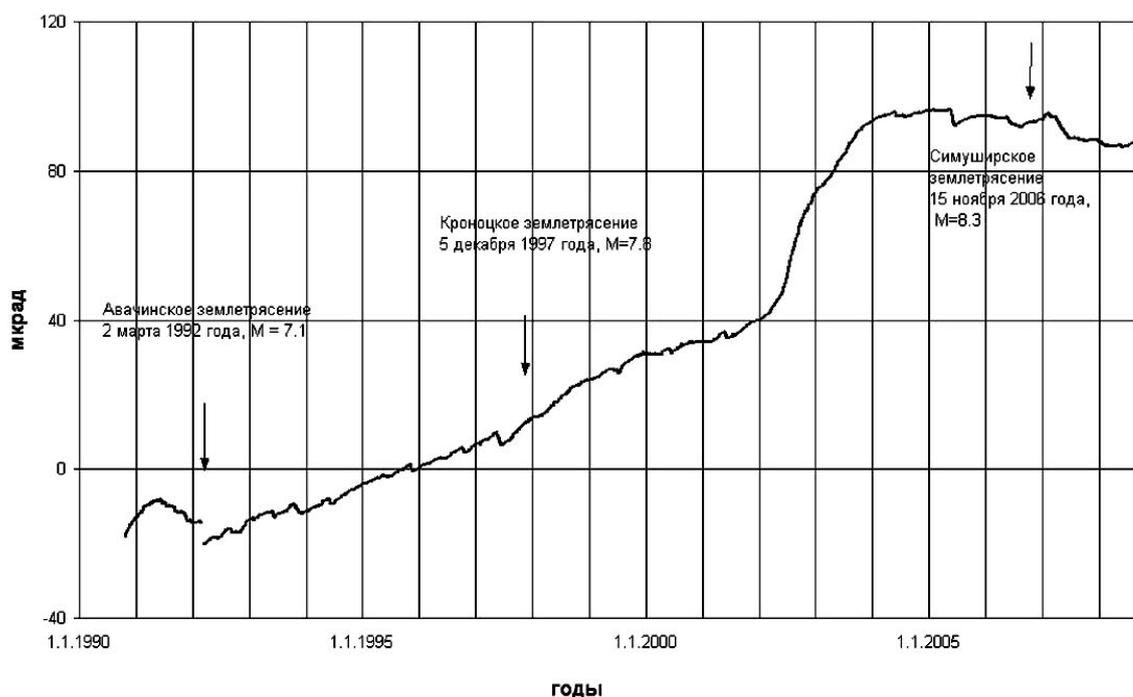
После землетрясения островная призма из-за действия на ее границе с океанской плитой силы трения вернуться в нейтральное положение не может и начинает медленно изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании. В окрестности надвига она прогибается в сторону океана, а на удалении от него – в сторону вулканического пояса. Прогиб островной призмы к океану создаст в вулканическом поясе область растяжения, а прогибы к вулканическому поясу – области сжатия. Область растяжения значительно длиннее очага землетрясения. Поэтому при размере очага порядка 100 км появление области сжатия можно ожидать за несколько сотен километров от него.

Изгиб островной призмы после сильного землетрясения воздействует не только на напряженное состояние вулканического пояса. Он оказывает влияние и на сейсмический процесс в сейсмофокальной зоне. Там, где в вулканическом поясе образуется область растяжения, в сейсмофокальной зоне появляется дополнительное напряжение, совпадающее по направлению с напряжением, которое создается нагрузкой океанской плиты. Там же, где в вулканическом поясе образуется область сжатия, в сейсмофокальной зоне появляется напряжение, противоположное по направлению напряжению, создаваемому океанской нагрузкой. В первом случае в сейсмофокальной зоне формируется напряженное состояние, при котором повышается вероятность возникновения нового сильного землетрясения. Во втором случае в сейсмофокальной зоне формируется напряженное состояние, при котором вероятность возникновения нового сильного землетрясения становится незначительной.

Результаты геомеханических наблюдений

Наблюдения за вертикальными градиентами горизонтального смещения в скальном массиве на глубине около пятидесяти метров позволяют следить за изменением тектонического напряжения, так как данные градиенты смещения, как показано в (Ившин, Ившина, 2005), под действием веса вышележащих пород меняются во времени линейно, а

под действием тектонического напряжения – в соответствии с изменением напряжения в общем случае нелинейно. Наблюдения за вертикальными градиентами горизонтального смещения можно выполнять с помощью геомеханического датчика, представляющего собой прочно связанную со средой вертикальную гильзу, в которой для преобразования механического сигнала в электрический закреплен скважинный наклонномер модели НИВ-1 (Ившин, 1993). Геомеханический датчик измеряет углы отклонения продольной оси датчика от отвесной линии в двух взаимно ортогональных направлениях. При малой величине эти углы характеризуют вертикальные градиенты горизонтального смещения.



б

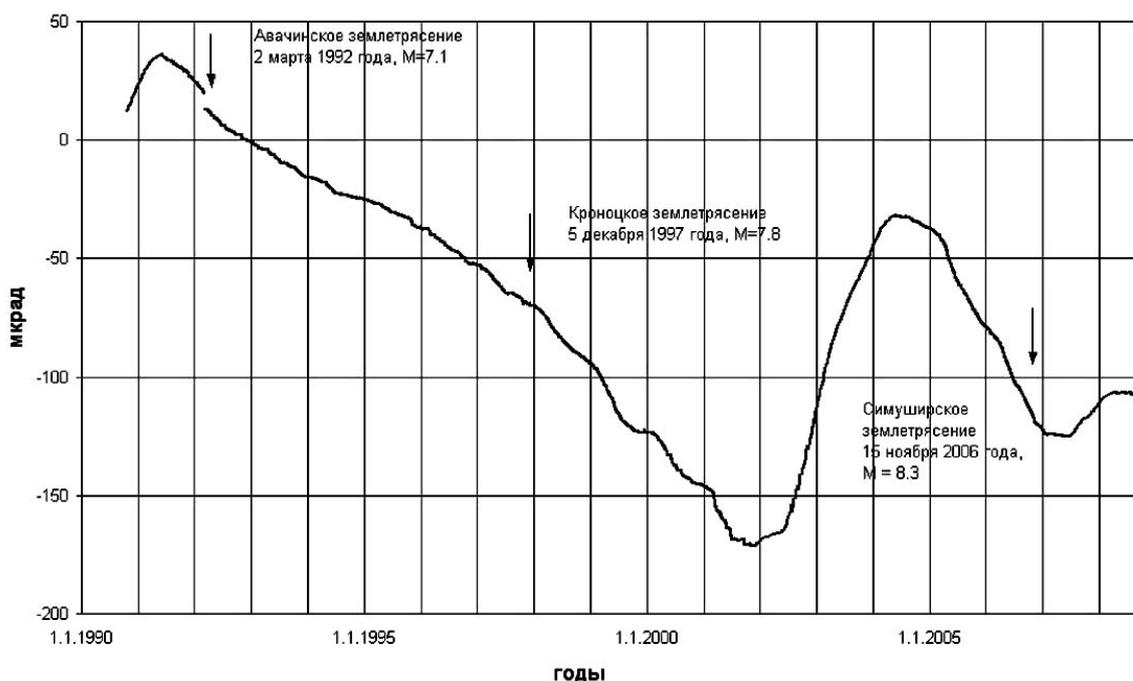


Рис. 3. Временные ряды углов отклонения продольной оси геомеханического датчика от отвесной линии в направлении С-Ю (а) и в направлении З-В (б), характеризующие изменение вертикального градиента горизонтального смещения в скальном массиве вулканического пояса в районе г. Петропавловск-Камчатский.

Для проведения наблюдений за изменением во времени вертикальных градиентов горизонтального смещения в направлениях С-Ю и З-В в вулканическом поясе Курило-Камчатской островной дуги был создан геомеханический датчик в г. Петропавловске-Камчатском (рис. 1). Под действием веса вышележащих пород сигнал этого датчика в направлении С-Ю алгебраически увеличивается, а в направлении З-В – уменьшается. Под действием тектонического напряжения сжатия, которое в вулканическом поясе повышает давление, сигнал датчика увеличивается как в направлении С-Ю, так и в направлении З-В. Напряжение растяжения, понижающее давление в вулканическом поясе, вызывает уменьшение сигналов датчика и в направлении С-Ю, и в направлении З-В. Под действием тектонического напряжения сжатия, направленного поперек вулканического пояса, но не влияющего на давление в нем, сигнал датчика в направлении С-Ю уменьшается, а в направлении З-В - увеличивается. Реакция датчика на поперечное напряжение растяжения, которое не влияет на давление в вулканическом поясе, противоположна. Наблюдения на геомеханическом датчике начались осенью 1990 года. На рис. 3 приведены полученные временные ряды.

Во время наблюдений, а именно 2 марта 1992 года, на расстоянии примерно 110 км от г. Петропавловск-Камчатский 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 которой наклонена на восток. В горизонтальной плоскости очаг также имел эллипсообразную форму с осями 25 км и 20 км. В очаге была отмечена взбросовая подвижка по поверхности, падающей под полуостров Камчатка (Зобин, 1996). До момента землетрясения, как видно из рис.3, сигналы датчика и в направлении С-Ю, и в направлении З-В- одновременно нелинейно увеличивались и одновременно нелинейно уменьшались. Это означает, что перед Авачинским землетрясением на территории г. Петропавловска-Камчатского происходило изменение давления, которое могло быть обусловлено только прогибом островной призмы под нагрузкой океанской плиты в сторону вулканического пояса. Характер изменения давления говорит о том, что нагрузка океанской плиты сначала постепенно нарастала, а затем, достигнув незадолго до землетрясения наибольшей величины, начала снижаться. Следовательно, перед Авачинским землетрясением имело место квази-пластическое разрушение горнопородной среды в его очаге, которое началось тогда, когда нагрузка океанской плиты стала максимальной. С наступлением квазипластического разрушения в очаге землетрясение как макроразрыв в естественных условиях нагружения в зоне субдукции, то есть когда напряжение в ней определяется только океанской нагрузкой, неизбежен. Поэтому наблюдение с помощью геомеханического датчика за изменением давления в вулканическом поясе позволяет осуществлять прогноз сильного землетрясения. Основанием для прогноза является уменьшение давления после достижения им наибольшей величины.

С 1992 года геомеханические наблюдения стали выполняться для того, чтобы указанным способом на практике дать прогноз сильного землетрясения в Авачинском заливе. 5 декабря 1997 года у тихоокеанского побережья Камчатки недалеко от Кроноцкого полуострова произошло землетрясение с $M = 7.8$ (рис. 1). Размер очага землетрясения на поверхности был равен 200x50 км, а в нижнем горизонте 200x100 км. Нижняя граница очага располагалась на глубине около 40 км. Механизм землетрясения интерпретируется как типичный «субдукционный» взброс, при котором подвижка достигала величины 2.4 м (Гусев, 1998). На рис. 3 видно, что после Кроноцкого землетрясения сигнал датчика в направлении С-Ю начал незначительно нелинейно увеличиваться, а в направлении З-В – уменьшаться. Значит, после Кроноцкого землетрясения на территории г. Петропавловска-Камчатского, который расположен на расстоянии примерно 250 км от центра очага землетрясения, появилось тектоническое напряжение растяжения, направленное поперек вулканического пояса. Появление напряжения растяжения подтверждают и годовые колебания временного ряда в

направлении З-В, обусловленные промерзанием и протаиванием поверхностного слоя Земли. Обнаруженное напряжение показывает, что после Кроноцкого землетрясения островная призма начала изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании, причем в Авачинском заливе она прогибалась в сторону океана. Возникающее при этом в сейсмофокальной зоне напряжение накладывается на имеющее то же направление напряжение, создаваемое субдуцирующей океанской плитой, повышая вероятность возникновения нового сильного землетрясения.

Подготовка такого землетрясения в Авачинском заливе началась в 2002 году, поскольку в это время, как следует из рис. 3, начался рост давления в вулканическом поясе в районе г. Петропавловска-Камчатского. В 2004 году давление достигло максимальной величины и из-за начавшегося квазипластического разрушения очага стало постепенно уменьшаться. На основании этого и сформулированного выше геомеханического метода прогноза сильного землетрясения авторами настоящей статьи на Всероссийской конференции «Риск-2006» было сделано сообщение о том, что до конца 2006 года в Петропавловске-Камчатском должно было произойти сильное землетрясение (Ившин, Ившина, 2006). Однако этого не случилось. И по следующей причине. 15 ноября 2006 года восточнее острова Симушир на расстоянии примерно 800 км от г. Петропавловска-Камчатского вдоль Курило-Камчатской островной дуги произошло землетрясение с $M = 8.3$ (рис. 1). Оно было вызвано взбросом со смещением величиной 6.7 м вдоль полого падающей на запад поверхности длиной 300 км, шириной 60 км. Очаг землетрясения располагался в диапазоне глубин от 0 до 40 км (Тихонов, 2007). Во время землетрясения произошел надвиг островной призмы на океанскую плиту, вследствие чего островная призма начала изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании. Это вызвало, как можно видеть на рис. 3, более интенсивное, чем до землетрясения, уменьшение сигнала датчика в направлении С-Ю, а в направлении З-В сигнал датчика вместо уменьшения стал увеличиваться. Следовательно, в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского возникло тектоническое напряжение сжатия, направленное поперек вулканического пояса. Появление такого напряжения свидетельствует о прогибе островной призмы в сторону вулканического пояса. Данный прогиб в сейсмофокальной зоне Авачинского залива вызвал рост напряжения, которое по направлению противоположно напряжению, создаваемому нагрузкой океанской плиты. Под действием указанного напряжения нагрузка океанской плиты на островную призму должна постепенно уменьшаться. И это подтверждается характером изменения сигналов датчика. С середины 2008 года сигнал датчика в направлении С-Ю стал увеличиваться, а в направлении З-В – уменьшаться (рис. 3). Так сигнал датчика может изменяться только под действием веса вышележащих пород. Следовательно, к середине 2008 года давление в вулканическом поясе, обусловленное тектоническими силами, практически исчезло и, следовательно, нагрузка океанской плиты в районе Авачинского залива существенно уменьшилась. По этой причине вероятность сильного землетрясения в Авачинском заливе стала незначительной.

Зависимость давления в вулканическом поясе от глубины очага землетрясения

Изложенные выше результаты геомеханических наблюдений подтверждают следствия, вытекающие из представлений об изгибе островной призмы на вулканическом поясе как на упругом основании до и после сильного землетрясения. Это означает, что изгиб островной призмы действительно имеет место. Оценим её максимальный прогиб под нагрузкой океанской плиты перед сильным землетрясением.

Характер изгиба бесконечно длинной балки на упругом основании под действием распределенной нагрузки качественно не меняется по сравнению с тем, какой она имеет под действием сосредоточенной нагрузки. Поэтому на основании соотношения (2)

максимальный прогиб островной призмы под нагрузкой океанской плиты перед сильным землетрясением в первом приближении оценим величиной

$$y_{\max} = \frac{P\beta}{2k} = \frac{P}{2k^{\frac{3}{4}}(4EJ)^{\frac{1}{4}}}. \quad (4)$$

Силу P запишем в виде

$$P = \sigma S, \quad (5)$$

где σ - касательное напряжение, создаваемое сдвиговой нагрузкой океанской плиты в очаге назревающего землетрясения, S - площадь сцепления между островной призмой и океанской плитой, характеризующая размер очага указанного землетрясения.

Подставляя (5) в (4) окончательно получим:

$$y_{\max} = \frac{\sigma S}{2k^{\frac{3}{4}}(4EJ)^{\frac{1}{4}}}. \quad (6)$$

Из (6) следует, что прогиб островной призмы, определяющий давление в вулканическом поясе, увеличивается с ростом напряжения в очаге будущего землетрясения. Наибольшей величины он достигает, когда напряжение становится равным пределу прочности.

Так как прочность литосферы существенно увеличивается с глубиной, а скорость изменения напряжения в очаге в реальном времени постоянна, то, основываясь на соотношении (6), можно заключить, что продолжительность роста давления в вулканическом поясе перед сильным землетрясением зависит от глубины очага. Очевидно, что перед землетрясением, очаг которого расположен около глубоководного желоба, давление достигает максимальной величины значительно быстрее, чем перед землетрясением той же магнитуды с очагом, расположенным вблизи вулканического пояса. Типичные кривые напряжения – деформация для горных пород свидетельствуют, что чем выше давление и выше температура при постоянной скорости деформации, тем больше времени проходит с момента достижения напряжением предела прочности горной породы до момента ее разрушения (Хэндин, 1991). Значит, чем больше глубина очага землетрясения некоторой магнитуды в сейсмофокальной зоне островных дуг, тем дольше перед землетрясением будет спадать давление в вулканическом поясе после достижения им наибольшей величины. Из сказанного следует, что характер изменения давления в вулканическом поясе зависит от глубины очага землетрясения. Чем глубже очаг, тем длиннее отрезок времени нелинейного изменения давления до момента землетрясения. Приведенные на рис.3 временные ряды являются опытным подтверждением данной зависимости.

Выводы

В настоящее время можно считать установленным, что цунами вызывается взбросом дна океана во время землетрясения, обусловленного нагрузкой океанской литосферной плиты. Представляется очевидным, что сильный взброс может произойти только при землетрясении, очаг которого располагается в сейсмофокальной зоне вблизи глубоководного желоба. Следовательно, зависимость давления в вулканическом поясе перед землетрясением от положения его очага в сейсмофокальной зоне открывает возможность для прогноза цунами путем непрерывного наблюдения за изменением указанного давления с помощью геомеханического датчика. Однако данная задача может быть выполнена только в том случае, если перед землетрясением имеет место заметный прогиб островной призмы. Но для этого, как видно из (6), площадь сцепления островной призмы с океанской плитой, характеризующая размер очага землетрясения, должна быть достаточно большой. Таким образом, можно утверждать, что непрерывное наблюдение за изменением давления в вулканическом поясе с помощью геомеханического датчика позволяет осуществлять прогноз сильного цунами. О подготовке цунамигенного

землетрясения будет свидетельствовать быстрый и большой рост давления в вулканическом поясе.

Список литературы

- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. С. 28-71.
- Гусев А.А., Левина В.И., Салтыков В.А., Гордеев Е.И.* Сильное Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года: основные данные, сейсмичность очаговой зоны, механизм очага, макросейсмический эффект // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года / Под ред. Гордеева Е.И., Иванова Б.В., Викулина А.В. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 32-49.
- Зобин В.М., Гордеев Е.И., Левина В.И. и др.* Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г. (магнитуда $M_L=7.1$) в Авачинском заливе и связанные с ним явления // Вулканология и сейсмология. 1996. № 6. С. 48-61.
- Ившин В.М.* Скважинный наклонмер НИВ-1 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 105-112.
- Ившин В.М., Ившина Е.В.* Геомеханический метод прогноза сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 61-67.
- Ившин В.М., Ившина Е.В.* Текущая сейсмическая обстановка в районе Петропавловска-Камчатского по геомеханическим данным // Материалы Всероссийской конференции «Риск-2006» / Отв. редактор Рагозин А.Л. Москва: Изд-во Российского университета дружбы народов, 2006. С. 133-135.
- Тимошенко С.П.* Соппротивление материалов. Т.1. М.: Гос.изд. физ.-мат. Литературы, 1960. 380 с
- Тимошенко С.П.* Соппротивление материалов. Т.2. М.: Наука, 1965. 480 с.
- Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др.* Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // Проблемы сейсмотехники Дальнего Востока и Восточной Сибири: междунар. научн. симпоз., Южно-Сахалинск, Россия, 27-30 сентября 2007 г. / Отв. ред. Тихонов И.Н., Коновалов А.В. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН, 2007. 166 с.
- Фарберов А.И.* Магматические очаги вулканов восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
- Хэндин Д.* Реология горных пород // Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К. Сейферта. Москва: Мир, 1991. С. 249-262.