

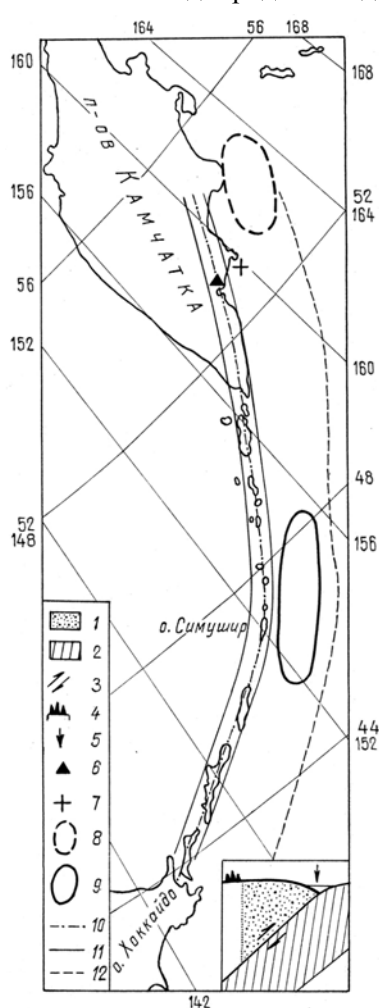
О ПРИЧИНЕ КРИВИЗНЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В.М. Ившин¹, Е.В. Ившина²

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

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

Причина кривизны островных дуг является предметом обсуждения уже давно. Ф.Лейк обратил внимание на тесное соседство глубоководных желобов и островных дуг и предположил, что наблюдаемая форма островных дуг может быть получена пересечением земной сферы наклонной поверхностью скола и зависит от угла наклона последней. Ф.Франк, допуская, что литосфера при изгибании внутрь ведет себя как гибкая, но нерастяжимая тонкая сферическая оболочка, считал, что радиус кривизны островной дуги связан с углом загибания литосферы около глубоководного желоба. Однако при сейсмологических и геофизических исследованиях последующих десятилетий данные гипотезы не получили подтверждения. Проведенные исследования доказали, что кривизна островных дуг со временем возрастает. В этом случае изгиб, согласно известной модели Д.Карига, может быть следствием подъема мантийного диапира в тылу островной дуги над зоной субдукции. По другой модели, которая считается более привлекательной, причиной кривизны островных дуг является откат назад, к океану, зоны субдукции [Хаин и др., 1995]. В настоящем докладе показывается, что кривизна островных дуг может иметь и иную причину. Геофизические исследования структуры вулканов свидетельствуют, 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 более жесткая островная призма, расположенная между глубоководным желобом и вулканическим поясом (рис.1), под нагрузкой океанской плиты перед сильным землетрясением в сейсмофокальной зоне изгибается на вулканическом поясе в горизонтальной плоскости так же, как изгибается длинная балка на упругом основании под действием поперечной силы [Тимошенко, 1956].

В процессе подготовки сильного землетрясения в зоне субдукции в районе очага землетрясения островная призма под нагрузкой океанской плиты прогибается в сторону вулканического пояса, а на симметричных удалениях от очага вдоль островной призмы – в сторону океана. Прогибы островной призмы в сторону океана создают в вулканическом поясе области слабого растяжения, а прогиб в сторону вулканического пояса - область сильного сжатия, где перед землетрясением следует ожидать заметных упругих объемных

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 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 - примерные границы Курило-Камчатского вулканического пояса; 12 - ось глубоководного желоба.

деформаций. Если при землетрясении происходит взброс вдоль границы между островной призмой и океанской плитой со смещением в направлении к океану, то в районе очага землетрясения 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, 1955]. Значит, под нагрузкой вулканического пояса островная призма во время землетрясения сместится к океану и надвинется на океанскую плиту. Это смещение является дополнительным к смещению при упругой отдаче Рейда. После землетрясения островная призма оказывается под действием силы трения, направленной в сторону океана, и поэтому начинает изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании. Около надвига островная призма прогибается к океану, а в удалении от него – к вулканическому поясу. Прогиб к океану создает в вулканическом поясе область сильного растяжения, а прогиб от океана – области значительно менее сильного сжатия.

Изгиб островной призмы получил экспериментальное подтверждение при наблюдении за изменением вертикальных градиентов горизонтального смещения в поверхностном слое вулканического пояса в районе Петропавловска-Камчатского (рис.1). Здесь речь идет не о градиентах смещения, вызванных наклонами, а о градиентах смещения, обусловленных следующим. Поверхностный слой Земли сложен трещиноватыми и пористыми породами. С глубиной трещиноватость и пористость пород уменьшается. Поэтому при одном и том же горнопородном составе с ростом глубины вязкость поверхностного слоя заметно меняется. В условиях реального рельефа местности под действием веса вышележащих пород в скальном массиве этого слоя развиваются сдвиговые деформации, связанные с изменением угла между взаимно ортогональными осями, направленными под углом 45° к горизонтальной плоскости. Вследствие увеличения указанных деформаций с глубиной возникают линейно меняющиеся во времени вертикальные градиенты горизонтального смещения. Это открывает возможность для наблюдения за нелинейным изменением тектонических сил, время действия которых меньше времени релаксации горнопородной среды. Тектонические силы вблизи земной поверхности горизонтальны и однородны на относительно больших площадях. Поэтому они создают одноосные горизонтальные деформации. Из-за заметного увеличения модуля упругости данные деформации с глубиной уменьшаются, создавая вертикальные градиенты горизонтального смещения, которые меняются во времени в соответствии с изменением тектонических сил [Ившин и др., 2005]. Наблюдение за указанными градиентами смещения выполнялось с помощью геомеханического датчика, представляющего собой прочно связанную со средой на глубине 50 м вертикальную гильзу длиной 2 м, в которой для преобразования механического сигнала в электрический закреплен специально разработанный для этого 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 вертикальный градиент горизонтального смещения. Под действием веса вышележащих пород сигнал датчика в направлении С-Ю алгебраически увеличивается, а в направлении З-В уменьшается. Под действием тектонических сил сжатия, которые в вулканическом поясе повышают давление, сигнал датчика увеличивается как в направлении С-Ю, так и в направлении З-В. Силы растяжения, понижающие давление в вулканическом поясе, вызывают уменьшение сигналов датчика и в направлении С-Ю, и в направлении З-В. Под действием тектонических сил сжатия, направленных поперек вулканического пояса, но не меняющих его объем, сигнал датчика в направлении С-Ю уменьшается, а в направлении З-В увеличивается. Реакция датчика на поперечные силы растяжения, которые не меняют объем вулканического пояса, противоположна.

Наблюдения на геомеханическом датчике начались осенью 1990 года. На рис.2 приведены полученные временные ряды. Во время наблюдений, а именно 2 марта 1992 г., на расстоянии около 110 км от Петропавловска-Камчатского в Авачинском заливе произошло землетрясение с $M = 7.1$ (рис.1). В очаге была отмечена взбросовая подвижка по поверхности, падающей под п-ов Камчатка [Зобин и др., 1996]. До момента землетрясения сигналы датчика и в направлении С-Ю, и в направлении З-В одновременно нелинейно увеличивались и одновременно нелинейно уменьшались. Это означает, что перед землетрясением на территории Петропавловска-Камчатского происходило изменение давления, которое могло быть обусловлено только прогибом островной призмы под нагрузкой океанской плиты в сторону

вулканического пояса. 5 декабря 1997 г. у тихоокеанского побережья Камчатки недалеко от Кроноцкого п-ва произошло землетрясение с $M = 7.8$ (рис. 1). Механизм землетрясения интерпретируется как типичный «субдукционный» взброс, при котором подвижка достигала величины 2.4 м [Гусев и др., 1998]. На рис. 2 видно, что после Кроноцкого землетрясения сигнал датчика в направлении С-Ю незначительно нелинейно увеличивался, а в направлении З-В уменьшался. Значит, после Кроноцкого землетрясения на территории Петропавловска-Камчатского, который расположен на расстоянии около 250 км от центра очага землетрясения, появились тектонические силы растяжения, направленные поперек вулканического пояса. Обнаруженные силы показывают, что после Кроноцкого землетрясения островная призма начала изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании, причем в Авачинском заливе она прогибалась в сторону океана. На основании этого можно утверждать, что во время Кроноцкого землетрясения в районе его очага имел место надвиг островной призмы на океанскую плиту. 15 ноября 2006 г. восточнее о-ва Симушир на расстоянии около 800 км от Петропавловска-Камчатского вдоль Курило-Камчатской островной дуги произошло сильное мелкофокусное 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 [Тихонов и др., 2007]. После этого землетрясения, как видно на рис.2, сигнал датчика в направлении С-Ю стал уменьшаться более интенсивно, чем уменьшался до землетрясения, а в направлении З-В вместо уменьшения начал увеличиваться. Следовательно, в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского возникли тектонические силы сжатия, направленные поперек вулканического пояса. Появление таких сил в вулканическом поясе на расстоянии порядка 800 км от очага Симуширского землетрясения свидетельствует об изгибе островной призмы на вулканическом поясе как на упругом основании и о ее прогибе в Авачинском заливе в сторону вулканического пояса. Это означает, что во время Симуширского землетрясения в районе его очага произошел надвиг островной призмы на океанскую плиту.

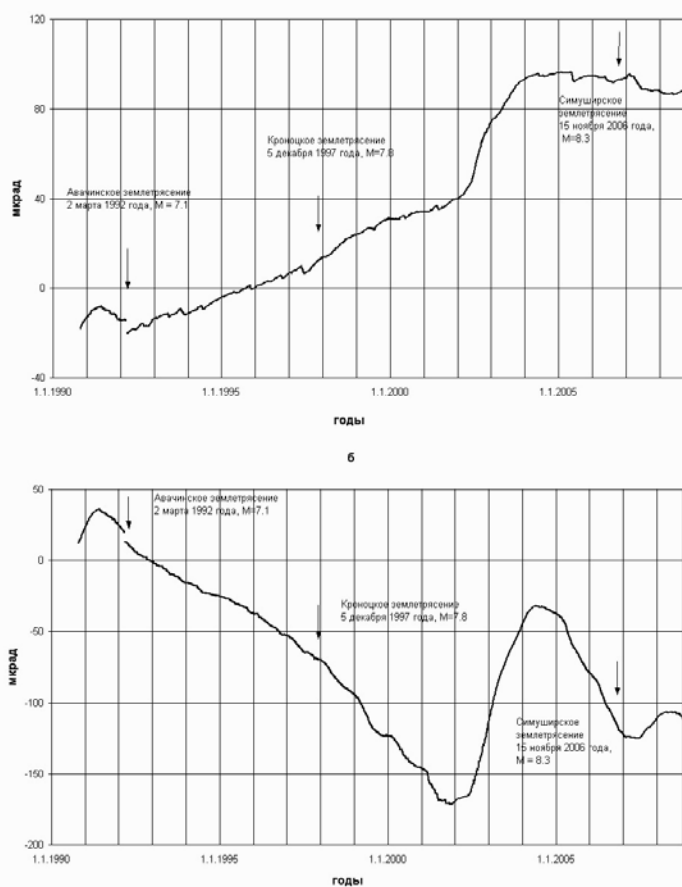


Рис. 2. Временные ряды углов отклонения продольной оси геомеханического датчика от отвесной линии в направлении С-Ю (а) и в направлении З-В (б), характеризующие изменение вертикальных градиентов горизонтального смещения в скальном массиве вулканического пояса в районе Петропавловска-Камчатского.

В ходе сейсмического процесса в зоне субдукции в результате надвигов островная дуга постепенно смещается в сторону океана. На участках, где надвиг по тем или иным причинам затруднен, например, там, где к глубоководному желобу подходит океанское поднятие, скорость смещения будет низкой, а на участках, где препятствий надвигу нет, относительно высокой. Поэтому островная призма между двумя участками с низкой скоростью смещения приобретает выпуклость, направленную к океану, кривизна которой со временем возрастает. Из сказанного, таким образом, следует, что причиной кривизны островных дуг является их надвиг на океанскую плиту во время землетрясений. При этом необходимо подчеркнуть, что островная дуга надвигается на океанскую плиту при взбросе во время сильного землетрясения только в том случае, если до землетрясения островная призма была прогнута океанской плитой на вулканическом поясе как на упругом основании в направлении к поясу. Но этот прогиб имеет место тогда, когда субдукция океанской плиты происходит за счет силы тяжести, то есть когда океанская плита является зрелой. Доказательством тому является асимметричное распределение островных дуг в Тихом океане.

Список литературы

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 наклономер 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.

Тимошенко С.П. Сопrotивление материалов. Т.1. М.: Гос.изд. физ.-мат. литературы, 1960. 380 с. Strength of Materials. Part 1. D.Van Nostrand Company, Inc. Princeton, New Jersey, 1955.

Тимошенко С.П. Сопrotивление материалов. Т. 2. М.: Наука, 1965. 480 с.

Strength of Materials. Part 2. D.Van Nostrand Company, Inc. Princeton, New Jersey, 1956.

Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др. Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // Проблемы сейсмобезопасности 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.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.