

Научные статьи

УДК 550.34:551.242

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ И ОЦЕНКА СЕЙСМООПАСНОСТИ И ЦУНАМИОПАСНОСТИ

© 2008 Г.П. Авдейко^{1,2}, А.А. Палуева¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

²Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683031,
e-mail: gavdeiko@kscnet.ru

В результате сейсмотектонического районирования Камчатской зоны субдукции выделены: (1) зона резкого изгиба Тихоокеанской плиты, (2) сейсмоактивные сегменты и (3) надвиговые блоки в пределах сегментов, различающиеся характером и энергией проявления сейсмичности. На основании ретроспективного анализа сейсмических событий и с учетом модели образования сегментов и надвиговых блоков дана оценка сейсмической и цунамиопасности выделенных структур. В целом, на участке от мыса Лопатка до Шипунского полуострова наибольшую опасность представляет зона резкого изгиба Тихоокеанской плиты, а севернее, вплоть до Алеутско-Камчатского сочленения, эта зона не представляет серьезной опасности. Между зоной изгиба Тихоокеанской плиты и глубоководным желобом наблюдается несколько иная картина: серьезную опасность проявления сильных, в том числе цунамигенерирующих, землетрясений представляют сегменты на участке от Северо-Авачинского до Усть-Камчатских сегментов, включительно. Наиболее сейсмоактивными здесь являются надвиговые блоки, выраженные в рельефе дна тектоническими возвышенностями. Такая картина сейсмической опасности объясняется возрастом зоны субдукции (около 10 млн лет в северных и около 25 млн лет в южных сегментах) и строением подвигаемой Тихоокеанской плиты. Наибольшую опасность представляет Северо-Авачинский сегмент, занимающий промежуточное положение между участками с разным возрастом зоны субдукции.

ВВЕДЕНИЕ

Курило-Камчатская островодужная система является одним из наиболее тектонически и сейсмически активных регионов мира. Здесь, в пределах Камчатки наблюдается ортогональная субдукция Тихоокеанской литосферной плиты под Охотскую и трансформное взаимодействие Тихоокеанской и Северо-Американской плит. В последнее время из Северо-Американской плиты выделена плиты Берингия (Ландер и др., 1994). При трансформном взаимодействии Тихоокеанской плиты с плитой Берингия от последней откололась Командорская микроплита (Авдейко, Палуева, 2006). Эти современные тектонические движения сопровождаются сильными, в том числе цунамигенерирующими, землетрясениями. С 1737 года и по настоящее время на Камчатке зарегистрировано 21 землетрясение магнитудой 7.5 и более (рис. 1), причем 8 из них сопровождались образованием волн цунами (Новый каталог ..., 1977; Соловьев, Цудзи, 2003). По-видимому, цунамигенерирующих землетрясений было больше, что связано с неполнотой сведений об исторических цунами. Во всяком случае, Т. К. Пинегиной (2001) при изучении следов исторических и доисторических цунами на Восточной Камчатке была установлена средняя повторяемость сильных цунамигенерирующих событий один раз в 150-200 лет.

В 20-м столетии зарегистрировано три сильных цунами — два в 1923 г. и одно в 1952 г., которые имели катастрофические последствия для восточного побережья Камчатки и северных Курильских островов. Естественно, что оценка сейсмической опасности, цунамиопасности и прогноз времени

В 20-м столетии зарегистрировано три сильных цунами — два в 1923 г. и одно в 1952 г., которые имели катастрофические последствия для восточного побережья Камчатки и северных Курильских островов. Естественно, что оценка сейсмической опасности, цунамиопасности и прогноз времени

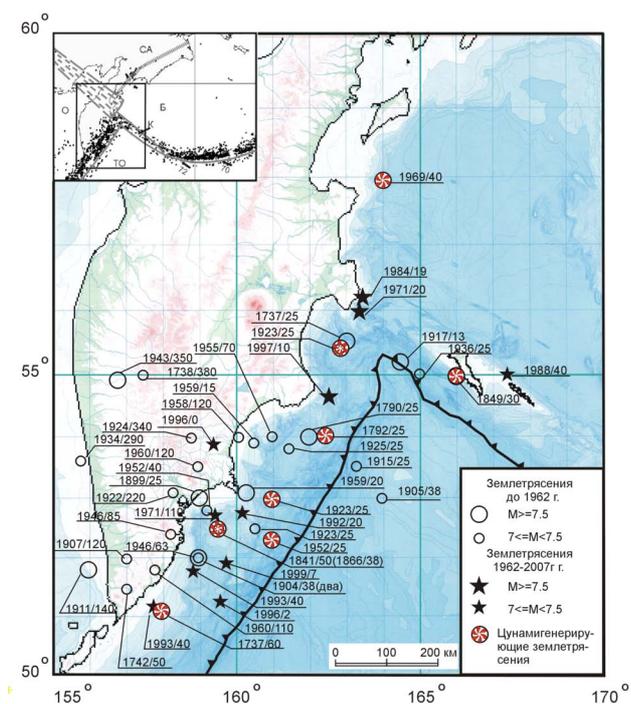


Рис. 1. Сильные землетрясения Камчатской зоны субдукции.

Цифры на карте: в числителе – год землетрясения, в знаменателе – глубина гипоцентра. На врезке литосферные плиты: Б – Берингия, О – Охотская, СА – Северо-Американская, ТО – Тихоокеанская; К – Командорская микроплита. Штриховым полем показана рассредоточенная граница между Северо-Американской и Охотской плитами.

и места сильных землетрясений очень важны для хозяйственной деятельности, особенно в прибрежных районах восточной части Камчатки, где ведется интенсивная рыбохозяйственная деятельность и сосредоточено большинство населения Камчатки. Для оценки сейсмической опасности и цунамиопасности важное значение имеют данные о закономерностях пространственно-временного проявления землетрясений и тектонических процессов, сопровождаемых землетрясениями.

Первые сведения о закономерностях пространственного распределения землетрясений на Камчатке содержится в работе А.Н. Заварицкого (1946), в которой впервые для Камчатки была установлена сейсмофокальная зона (СФЗ) в виде падающего под Камчатку слоя очагов землетрясений. Важным звеном в понимании сейсмических процессов явились детальные сейсмологические наблюдения, проведенные Институтом физики Земли АН СССР на Курилах под руководством С.А. Федотова. Полученные при этом данные позволили сформулировать концепцию сейсмических циклов и сейсмических брешей (Федотов, 1965, 1968). На основе статистического анализа было установлено, что сильные землетрясения ($M > 7^{3/4}$) «имеют тенденцию происходить в тех местах сейсмогенной зоны, где их

не было в течение многих десятилетий или последних столетий» (Федотов и др., 1980, с. 52). Асейсмичные участки между очаговыми зонами афтершоков сильных землетрясений, названные сейсмическими брешами, являются вероятными участками следующих сильных землетрясений. Таким образом, объективно выделилась сегментация вдоль Курило-Камчатской дуги – перемежаемость участков афтершоков сильных землетрясений и сейсмических брешей. На основании выявленных закономерностей С.А. Федотовым с соавторами (1980, 2002, 2004) были сделаны успешные долгосрочные прогнозы нескольких сильных землетрясений для Курил и Камчатки. Предложенная С.А. Федотовым методика долгосрочного прогноза стала успешно применяться для долгосрочного прогноза сильных землетрясений и оценки сейсмической опасности в других районах, где землетрясения связаны с субдукцией (Касахара, 1985). По модели субдукции, как одной из моделей теории тектоники литосферных плит, землетрясения обусловлены взаимодействием подвигаемой океанической плиты с надвигаемой (нависающей) континентальной плитой (Айзекс и др., 1974).

Концепция сейсмических брешей, как отмечал К. Касахара (1985), неявно предполагает однородную сейсмичность СФЗ. Вместе с тем, значительная часть относительного движения плит происходит путем асейсмического (крипового) скольжения (Лобковский и др., 2004; Peterson, Seno, 1984) и такие сейсмические брешы не представляют опасности проявления сильных землетрясений. Было введено понятие коэффициента сейсмического сцепления (seismic coupling), которое определяется как отношение средней скорости сейсмического скольжения (V_{seism}), рассчитанной из сейсмического момента сильных землетрясений и интервала повторения, к скорости скольжения по модели движения плит (V_{total}).

На начальном этапе развития представлений о субдукции все землетрясения связывались с относительным движением в плоскости контакта между подвигаемой и нависающей плитами, что согласуется с данными по фокальным механизмам очагов землетрясений. Вместе с тем, Л.М. Балакина (1979, 1983) установила, что ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений часто соответствует второй плоскости, определяемой по фокальным механизмам, т.е. плоскости, перпендикулярной плоскости субдукции и являющейся плоскостью надвига. Вероятность существования таких надвиговых подвижек подтверждается экспериментальным моделированием (Лобковский и др., 1980). Б.В. Баранов и Л.И. Лобковский (1981), анализируя данные по Курильским цунамигенирующим землетрясениям, связали их с такими надвиговыми подвижками, которые в

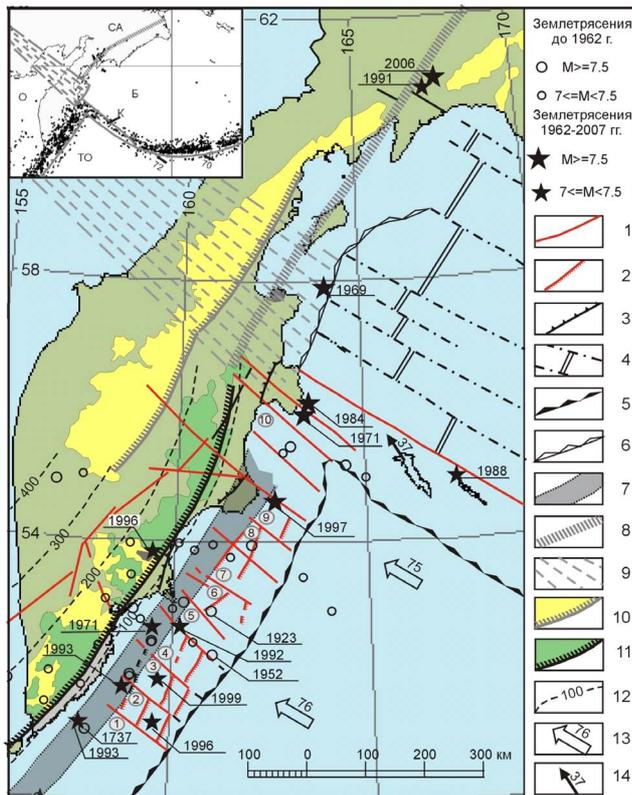
МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ЕГО
ОБРАБОТКИ

рельефе дна выражены в виде подводных террас на континентальном склоне.

Синтезом рассмотренных данных, представлений и концепций явилась клавишно-блоковая модель взаимодействия литосферных плит (Лобковский, 1988; Лобковский, Баранов, 1984), которая дала геодинамическое и тектоническое обоснование закономерностям проявления сейсмического процесса островных дуг и активных континентальных окраин. С позиций клавишно-блоковой модели зон субдукции нашли свое объяснение и сейсмические циклы, и сейсмические бреши, и цунамигенерирующие надвиги. Было проведено численное моделирование сеймотектонического процесса и проявлений циклов сейсмической активности в смежных блоках (Керчман, Лобковский, 1988; Лобковский и др., 2004).

Основываясь на этих представлениях, мы провели анализ пространственно-временных закономерностей сеймотектонического процесса Камчатской зоны субдукции и провели предварительное сеймотектоническое районирование с выделением сейсмоактивных сегментов, разделенных разломами сдвигового типа, и сейсмоактивных надвиговых блоков в пределах каждого сегмента (Авдейко и др., 2004, 2007).

Данная статья посвящена оценке сейсмической опасности и цунамиопасности на основе уточненной схемы сеймотектонического районирования (рис. 2) и модели формирования сегментов и надвиговых блоков, которая является дальнейшим развитием клавишно-блоковой модели.



В основу оценки сейсмической опасности и цунамиопасности Камчатской зоны субдукции положен каталог землетрясений Камчатки, составленный и пополняемый Камчатским филиалом Геофизической службы РАН по наблюдениям региональной сети сейсмических станций. Каталог содержит данные о землетрясениях, начиная с 1962 г., когда начались детальные инструментальные наблюдения, и размещен в сети Интернет (http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min/index_r.htm#tops). Оценка энергии землетрясений в каталоге проводится по шкале энергетических классов (K_s) С.А. Федотова.

При оценке тектонической приуроченности очагов и очаговых зон землетрясений мы, в основном, использовали данные по землетрясениям с $K_s \geq 9.5$, так как уверенно регистрируются землетрясения, начиная с $K_s=8.5$ (Селиверстов, 2007). За 45-летний период наблюдений в исследуемом районе в интервале координат $50^\circ-57^\circ$ с.ш. $157^\circ-167^\circ$ в.д. насчитывается более 23000 землетрясений с $K_s \geq 9$. Для тектонической приуроченности очагов землетрясений важна оценка точности определения координат их эпицентров и глубин очагов. В среднем, точность определения координат составляет 10–15 км, на удалении от сети сейсмических станций – до 30 км, а точность определения глубины очага – около 20 км, на удалении возможны ошибки до 50 км. Следует подчеркнуть, что на практике обеспе-

Рис. 2. Карта сейсмического районирования Камчатской зоны субдукции.

1 – сейсмоактивные сдвиги (границы сегментов) и сбросы; 2 – сейсмоактивные взбросы: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – надвиговые границы между террейнами Восточных полуостровов и структурами Восточной Камчатки; 4 – палеорифты и трансформные разломы Командорской зоны спрединга; 5 – ось глубоководного желоба; 6 – ось миоценового палеожелоба; 7 – зона резкого изгиба Тихоокеанской плиты и повышенной сейсмической активности (тектоническая дуга); 8 – палеотектоническая дуга миоценовой зоны субдукции; 9 – рассредоточенная граница между Северо-Американской и Охотской плитами; 10 – вулканические формации и вулканический фронт миоценовой зоны субдукции; 11 – плиоцен-четвертичные вулканические формации и вулканический фронт современной зоны субдукции; 12 – изогипсы верхней поверхности Тихоокеанской плиты; 13 – направление и скорость движения Тихоокеанской плиты; 14 – направление и скорость движения Командорской микроплиты. Цифры в кружочках означают номера сегментов: 1 – Южно-Камчатский, 2 – Ходуткинский, 3 – Южно-Авачинский, 4 – Северо-Авачинский, 5 – Южно-Шипунский, 6 – Северо-Шипунский, 7 – Южно-Кроноцкий, 8 – Центрально-Кроноцкий, 9 – Северо-Кроноцкий, 10 – Усть-Камчатские сегменты.

чивается более высокая точность взаиморасположения очагов землетрясений за счет постоянства сети наблюдений и методики обработки (Федотов и др., 1985). Поэтому для анализа структурной приуроченности очагов землетрясений мы использовали данные по всем землетрясениям, а для более детальных построений выбирали те из них, точность определения глубины которых ≤ 10 км. Как правило, таких землетрясений около 50%. При оценке сейсмической опасности и цунамиопасности мы использовали землетрясения с $K_s \geq 12$. По более ранним, в основном сильным землетрясениям, произошедшим в XVIII–XX веках, использовались данные каталога (Новый каталог..., 1977), в котором используется шкала магнитуд, а не энергетические классы. Точность определения координат эпицентров и глубин гипоцентров землетрясений значительно ниже.

При сопоставлении сейсмоактивных структур с морфоструктурами континентального склона Восточной Камчатки была использована батиметрическая карта Камчатско-Командорского региона (Селиверстов, 1998). Эта карта составлена по результатам детальных исследований, проведенных в рейсах НИС «Вулканолог» в 1977–1991 гг., и является наиболее подробной из всех, имеющихся для этого района.

Сейсмотектоническое районирование проводилось на основании анализа пространственного положения очагов землетрясений и последовательности сейсмических событий, в том числе и в анимационном режиме. С этой целью с помощью пакета программ ArcView и авторских программ были построены карты эпицентров землетрясений на каждый год (1962–2006 гг.), а при выявлении скоплений эпицентров, выстраивающихся в определенном порядке, – по месяцам (более 400 карт). Для семи сильных землетрясений, сопровождаемых афтершоками, и пяти роев землетрясений были построены аналогичные карты по часам, дням и неделям в течение от полугода до года. Рассмотрение сейсмических событий в анимационном режиме позволило реконструировать движения по отдельным разломам. Для выявления особенностей распределения очагов по глубине строились карты очагов землетрясений на разные горизонты (0–10; 10–20; 20–30; 30–40; 40–50; 50–100; 100–200; 200–300; 300–400; более 400 км), а также проводилось построение поперечных и продольных сейсмических разрезов (Авдейко и др., 2004).

Выполнение всех этих операций, несмотря на компьютерную обработку данных, является трудоемким, длительным процессом и не дает необходимую информацию для выявления приуроченности землетрясений к конкретным тектоническим структурам. Последнего недостатка лишена методика построения трехмерных вращаемых блок-диаграмм. Эта методика позволяет

вырезать отдельные блок-диаграммы, помещать в них гипоцентры всех или определенно выбранных землетрясений и выделять сейсмоактивные разломы и блоки. Мы вырезали блок-диаграммы (объемные модели) для всего исследуемого района в координатах 51° – 57° с.ш. и 157° – 161° в.д. с землетрясениями с $K \geq 9.5$ за весь период наблюдений, а также по годам (1962–2005 гг.). Более детальные блок-диаграммы на участки проявления афтершоков сильных землетрясений и роев землетрясений строились с учетом и без учета энергии землетрясений, а также с учетом последовательности проявления афтершоков и роев землетрясений. На эти блок-диаграммы были нанесены береговая линия, местоположение глубоководного желоба и предполагаемое положение границы между поддвигаемой Тихоокеанской и нависающей Евразийской плитами. Положение этой пограничной плоскости с Тихоокеанской стороны определяется положением глубоководного желоба, а со стороны Камчатки – верхней поверхностью зоны резкого изгиба Тихоокеанской плиты на глубине 30–40 км, маркируемой увеличением числа и энергии землетрясений. В плане эта зона изгиба совпадает с положительной гравитационной аномалией в свободном воздухе и в современной структуре представляет собой тектоническую дугу (Авдейко и др., 2002, 2003; Watts et al., 1978). Выделение этой плоскости взаимодействия Тихоокеанской и Охотской литосферных плит позволяет анализировать отдельно землетрясения в пределах нависающего (надвигаемого) края Охотской плиты и в пределах Тихоокеанской плиты. Некоторые ограничения накладывает точность определения глубины очагов землетрясений.

При анализе движений по отдельным блокам мы использовали данные по механизмам очагов сильных землетрясений, определенных в Гарвардском университете (США). В работе Христовой (Christova, 2001), которая обобщила данные 205 определений механизмов очагов землетрясений по Камчатской зоне субдукции, показано, что на глубинах 0–40 и 41–60 км наблюдается субгоризонтальное сжатие, соответствующее конвергентному ортогональному взаимодействию Тихоокеанской и Евразийской плит.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Выделение сейсмоактивных тектонических структур проводилось на основании анализа пространственной локализации очагов землетрясений, последовательности проявления сейсмических событий и взаиморасположения очаговых зон сильных землетрясений, сопровождаемых афтершоками. При проведении сейсмотектонического районирования (рис. 2) мы базиро-

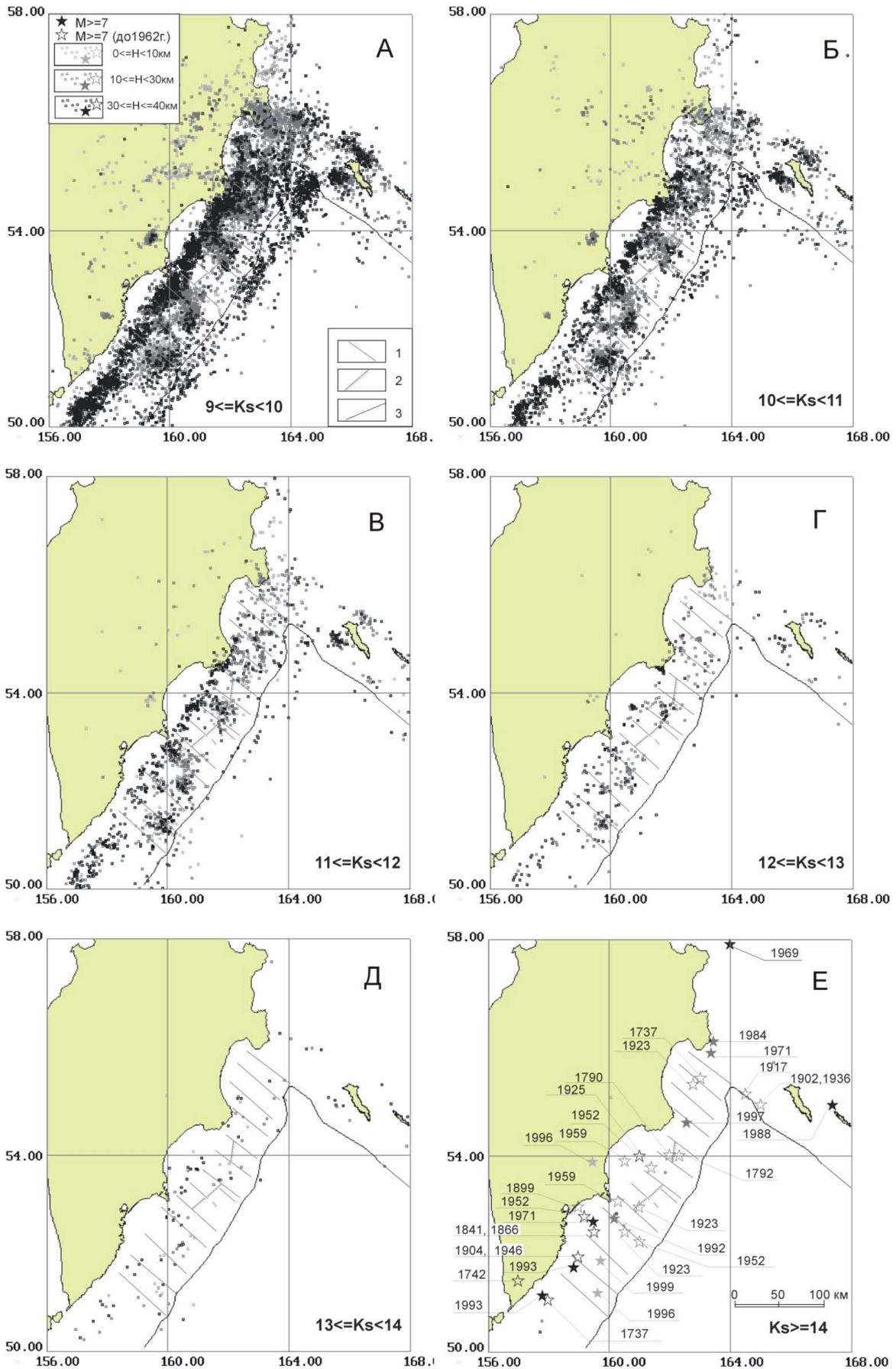


Рис. 3. Карты землетрясений по энергетическим классам.

1 – границы сейсмоактивных сегментов (сдвиги); 2 – сейсмоактивные надвиги; 3 – оси глубоководных желобов.

вались на классических представлениях модели субдукции (Айзекс и др., 1974), на концепции сейсмических брешей и сейсмических циклов (Федотов, 1965; 1968), на взбросовом механизме очагов большинства сильных землетрясений (Балакина, 1979, 1983; Лобковский и др., 1980) и на клавишно-блоковой модели (Лобковский, 1988; Лобковский, Баранов, 1984), синтезирующей указанные выше концепции и модели.

Строение сейсмофокальной зоны (СФЗ) является ключевым звеном в понимании динамики и механизма взаимодействия литосферных плит в зоне субдукции и, соответственно, в оценке сейсмоопасности и цунамиопасности. Структура СФЗ Камчатки достаточно подробно рассмотрена в ряде работ (Авдейко и др., 2004; Селиверстов, 2007; Федотов и др., 1985 и др.). В ее составе выделяются субгоризонтальная подзона на глубинах до 50 км, протягивающаяся полосой шириной 180-190 км между глубоководным желобом и побережьем Восточной Камчатки, и наклонной подзоны, которая носит название зоны Беньоффа или зоны Вадати-Заварицкого-Беньоффа. Она имеет вид пластины (слоя) гипоцентров землетрясений толщиной 40-50 км, падающей под Камчатку почти под постоянным углом 50° (Авдейко и др., 2004; Федотов и др., 1985). Исключение составляет участок зоны Алеутско-Камчатского сочленения, где угол наклона СФЗ в интервале глубин 30-80 км составляет около 30°, а глубже становится круче 50°. Это объясняется поддвижением участка Тихоокеанской плиты с повышенной плавучестью за счет поднятия Обручева (Авдейко и др., 1998, 2004).

При анализе пространственного распределения очагов землетрясений отчетливо проявлены определенные закономерности.

1. Большинство очагов землетрясений приурочено к субгоризонтальной части СФЗ на глубинах до 40 км (рис. 3) Именно здесь происходит непосредственное взаимодействие подвигаемой Тихоокеанской и нависающей Охотской плит. В интервале глубин 40-50 км число землетрясений резко сокращается (рис. 3 Д), а глубже, в пределах собственно зоны Беньоффа число их постепенно уменьшается.

2. В свою очередь, в пределах субгоризонтальной части СФЗ большинство землетрясений и почти все сильные землетрясения магнитудой 7.5 и более локализованы в узкой полосе шириной 35-40 км, протягивающейся параллельно оси глубоководного желоба на расстоянии около 140 км от него. Эта полоса соответствует резкому изгибу подвигаемой Тихоокеанской плиты, где угол подвига увеличивается с 10-12° до 50°. Как было сказано выше, эта полоса в современной структуре соответствует фронтальной тектонической дуге и характеризуется положительной гравитационной

аномалией в свободном воздухе (Авдейко и др., 2002; Watts et al., 1978).

3. Полоса между зоной максимума эпицентров землетрясений под изгибом Тихоокеанской плиты и осью глубоководного желоба характеризуется пятнистым расположением эпицентров землетрясений, при котором участки сгущения эпицентров землетрясений перемежаются асейсмичными участками. Особенно отчетливо это видно по слабым землетрясениям от 9 до 11 энергетических классов (рис. 3 А-В). Пятна сгущения эпицентров землетрясений и асейсмичные участки между ними не являются аналогом очаговых зон сильных землетрясений и сейсмических брешей между ними в понимании С.А. Федотова (1968). Это хорошо видно на примере очаговой зоны сильного Кроноцкого землетрясения 1997 г. В границах овала эпицентров афтершоков, выделенного сейсмологами (Гусев, 2006) отчетливо проявлены как пятна сгущения эпицентров афтершоков, так и асейсмичные участки (рис. 4). Прежде всего следует подчеркнуть, что очаговая зона афтершоков вовсе не овал, а довольно сложная фигура с угловатыми границами, соответствующими границам сейсмоактивных сегментов.

В пределах очаговой зоны этого землетрясения большинство афтершоков, включая и сильный афтершок магнитудой 6.8, приурочено к Южно-Кроноцкому сегменту (сегмент 7), ограниченному двумя сдвигами, проявленными по несколько раз в течение коротких (менее суток) интервалов как линейные зоны афтершоков. В пределах этого сегмента путем анализа положения очагов афтершоков во вращаемой блок-диаграмме выделен надвиговый блок. Активность Северо-Кроноцкого сегмента, где произошел основной толчок, проявлена несколько слабее и надвиговый блок выделяется менее уверенно, в основном с учетом подводного рельефа.

4. Наибольший интерес вызывает Центральнo-Кроноцкий сегмент, где, за исключением пограничного участка с Южно-Кроноцким сегментом, проявлены только редкие слабые землетрясения ($K_s < 11$). Вряд ли это связано с асейсмичным криповым скольжением, так как в пределах этого сегмента в 1792 г. произошло сильное цунамигенерирующее землетрясение магнитудой 8.4, приуроченное к подводной возвышенности (рис. 4), что является показателем надвигового блока. По-видимому, коэффициент сейсмического сцепления здесь очень высокий и за 205 лет) с 1792 по 1997 гг.) не был достигнут предел прочности на напряжение сдвига. Очевидно, здесь идет накопление сейсмической энергии и в будущем можно ожидать проявление сильного цунамигенерирующего землетрясения. Относительно времени его проявления нет никаких данных, но вряд ли это произойдет в ближайшие

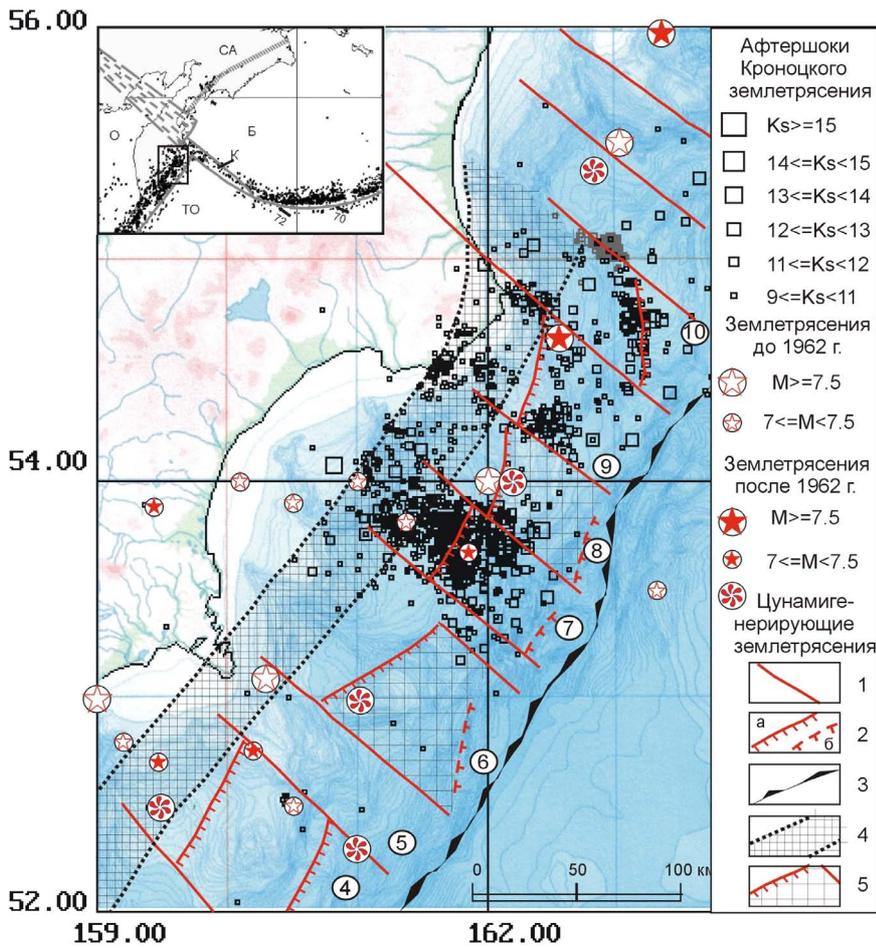


Рис. 4. Карта очаговой зоны Кроноцкого землетрясения 1997 г.

1 – сейсмоактивные сдвиги – границы сегментов; 2 – сейсмоактивные надвиги: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – ось глубоководного желоба; 4 – зона изгиба Тихоокеанской плиты (тектоническая дуга); 5 – цунамиопасные надвиговые блоки. Номера в кружочках – сегменты: 1 – Южно-Камчатский, 2 – Ходуткинский, 3 – Южно-Авачинский, 4 – Северо-Авачинский, 5 – Южно-Шипунский, 6 – Северо-Шипунский, 7 – Южно-Кроноцкий, 8 – Центрально-Кроноцкий, 9 – Северо-Кроноцкий, 10 – Усть-Камчатские сегменты.

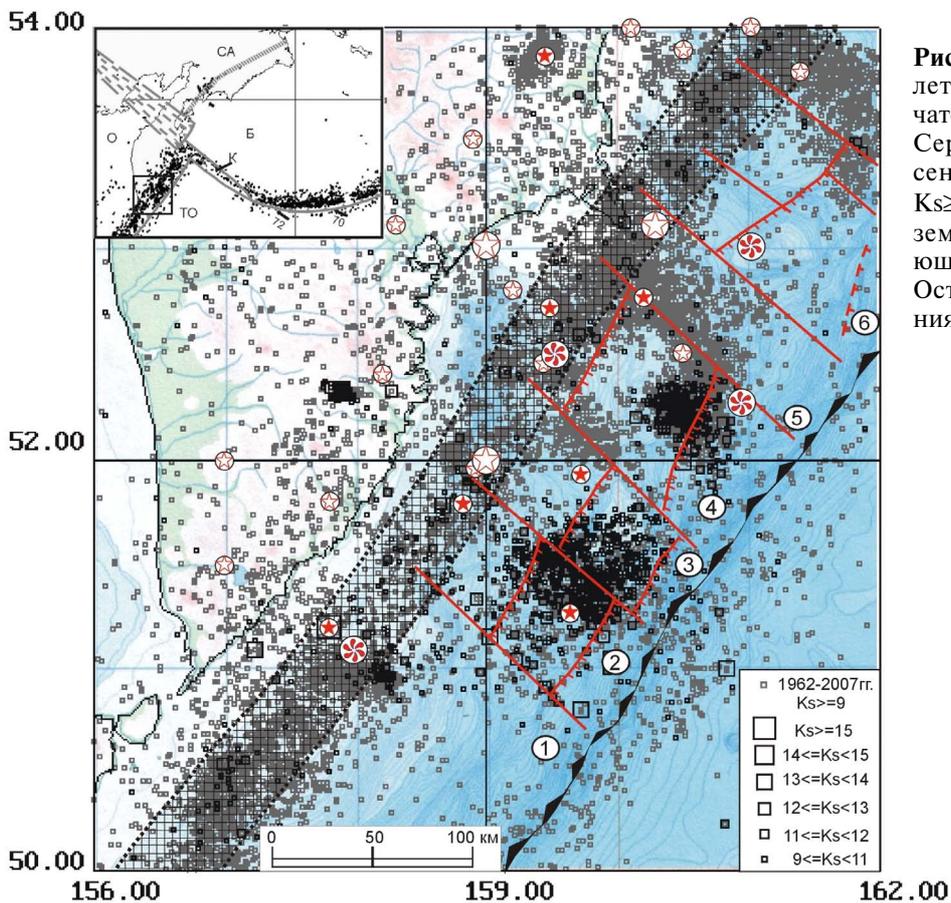


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений южной части Камчатской зоны субдукции.

Серые значки – все землетрясения энергетических классов $K_s \geq 9$. Черные значки – роявые землетрясения по соответствующим энергетическим классам. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

10-20 лет, так как «спусковой крючок» Кроноцкого землетрясения 1997 г. магнитудой 7.9, произошедшего в соседнем сегменте, не сработал.

5. На рис. 5, где показаны эпицентры всех землетрясений, начиная с $K_s=9$, также отчетливо проявлено пятнистое распределение землетрясений. Пятна соответствуют выделенным черными значками роям землетрясений, которые повторились по 2/3 раза в одном и том же месте, и приурочены к возвышенностям на континентальном склоне. Надвиговый характер роевых землетрясений хорошо виден на вращаемых блок-диаграммах в положениях, соответствующих разрезам вкрест простирания зоны субдукции (рис. 6).

6. Характерной особенностью сегментов с надвиговыми блоками является то, что на фронте надвиговых блоков между выходом надвигового разлома на дно и зоной прогиба практически отсутствуют очаги землетрясений, что свидетельствует либо об отсутствии относительных перемещений, либо о криповом скольжении. Это в равной мере относится как к сейсмоактивным надвиговым блокам в сегментах 2-4 (рис. 5), так и в неактивных в настоящее время сегментах 6 и 8 (рис. 4).

Рассмотренные здесь и опубликованные ранее данные о пространственно-структурных закономерностях распределения очагов землетрясений

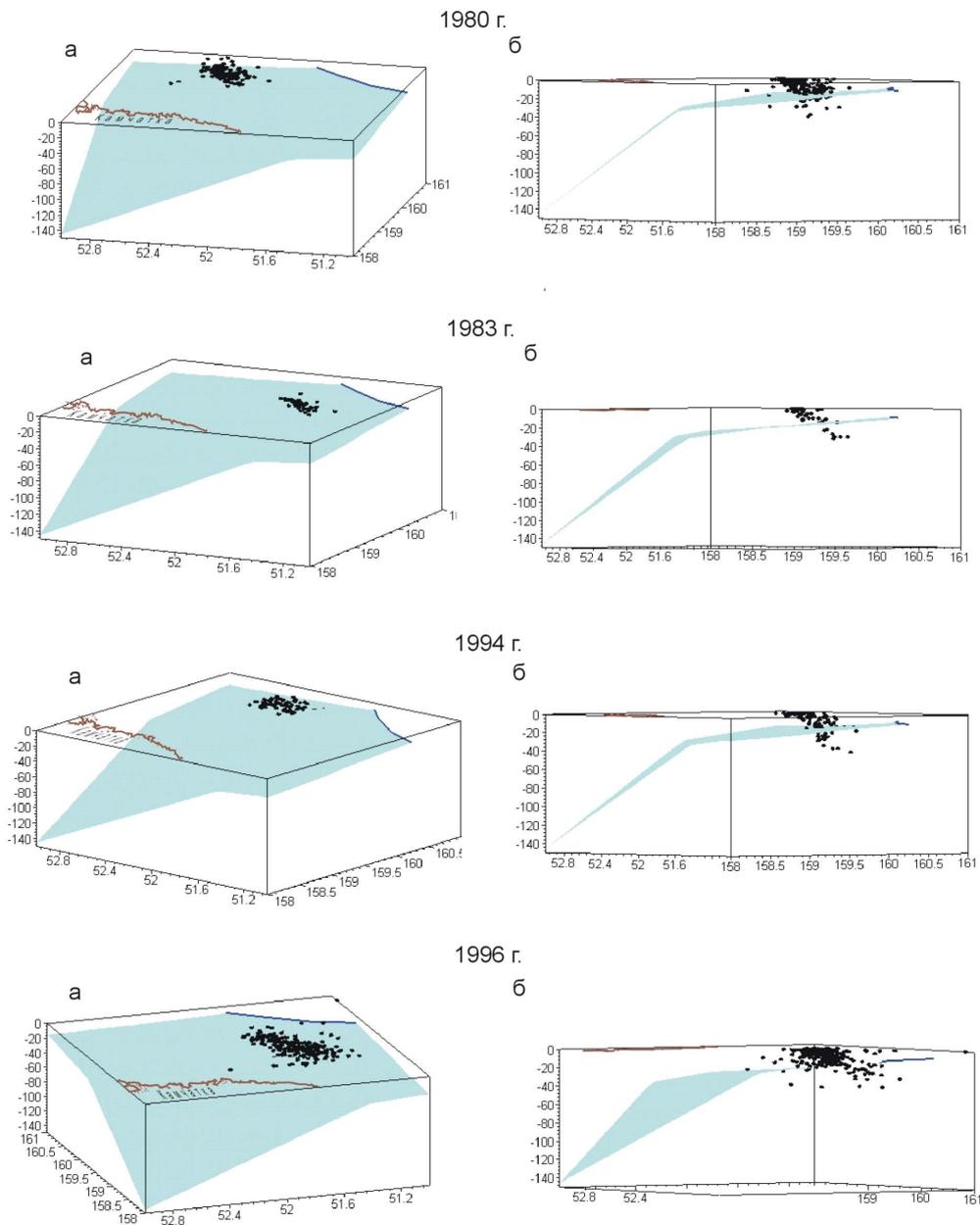


Рис. 6. Некоторые положения вращаемых блок-диаграмм с нанесенными гипоцентрами роевых землетрясений 1980, 1983, 1994 и 1996 годов.

На всех блок-диаграммах положение *a* – оксонометрия, положение *б* – разрез вкрест простирания Камчатской зоны субдукции. Черная линия – ось глубоководного желоба.

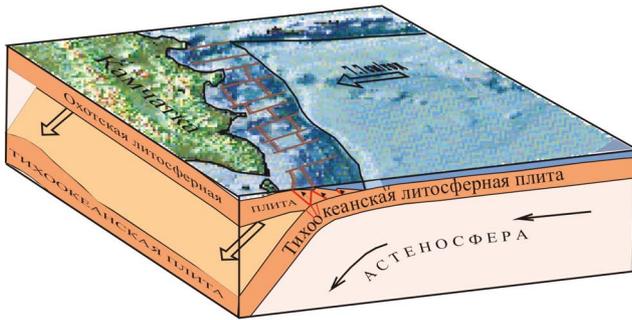


Рис. 7. Блок-диаграмма Камчатской зоны субдукции с выделенными сегментами и надвиговыми блоками. Местоположение сегментов и блоков показано на рис. 2.

(Авдейко и др., 1998, 2004) позволили уточнить карту сейсмического районирования (рис. 2, 4, 5), на которой выделены сейсмоактивные сегменты, надвиговые блоки и другие сейсмоактивные структуры. Выявленные структуры, в целом, соответствуют клавишно-блоковой модели (Лобковский, 1988), представленной в применении к Камчатской зоне субдукции на рис. 7. Наибольшее отличие заключается в том, что в случае подвигания плиты с расчлененным рельефом, определяемым по подводным возвышенностям над надвиговыми блоками, ширина сегментов уменьшается до 40–85 км. В случае спокойного рельефа субдуцируемой плиты, как в пределах Южно-Камчатского сегмента, ширина сегмента может превышать 160–200 км (характерный размер сегментов по клавишно-блоковой модели), а на континентальном склоне отсутствуют поднятия и даже подводные террасы. Причины таких различий будут рассмотрены ниже, при обосновании модели сегментации.

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ СЕГМЕНТАХ

В соответствии с клавишно-блоковой моделью сейсмичность в каждом сегменте (блоке) проявляется независимо, хотя сильные землетрясения в одном из сегментов могут вызвать усиление сейсмических событий в соседних сегментах. Следует подчеркнуть, что сегментация отчетливо проявляется только в пределах нависающего края Охотской плиты до зоны изгиба Тихоокеанской плиты (рис. 2, 4, 5). Рассмотрим последовательность сейсмических событий в каждом сегменте с оценкой выделенной сейсмической энергии, показанной на кумулятивных кривых (рис. 8). Мы учитываем, что точность проведения границ сегментов и надвиговых блоков зависит от точности определения эпицентров землетрясений. Некоторые сильные землетрясения, расположенные вблизи границ сегментов, могут быть ошибочно отнесены к дру-

гому сегменту. Особенно это относится к землетрясениям, произошедшим до 1962 г., т.е. до периода детальных инструментальных наблюдений камчатской сетью станций.

Южно-Камчатский сегмент (рис. 5) за период детальных наблюдений проявлял слабую сейсмическую активность, за исключением зоны изгиба, где было зарегистрировано 5 землетрясений $13 \leq K_s < 14$ и 3 землетрясения $14 \leq K_s < 15$. Землетрясения меньших энергетических классов происходили почти постоянно. В июне 1993 г. в зоне изгиба Тихоокеанской плиты, на глубине 40 км произошло сильное землетрясение 15-го энергетического класса (магнитуда 7.4), которое сопровождалось афтершоками, приуроченными к разлому, разделяющему Южно-Камчатский и Ходуткинский сегменты, а также непосредственно к зоне изгиба. Остальная часть сегмента осталась практически асейсмичной. Следует подчеркнуть, что почти на этом же месте (рис. 5) в 1737 г. произошло очень сильное цунамигенерирующее землетрясение магнитудой 8.3 с высотой заплеска от 30 до 60 м на разных участках (Пинегина, 2001; Соловьев, Цудзи, 2003). Можно предположить, что эти два землетрясения обусловлены одной причиной — сильным сейсмическим сцеплением на этом участке зоны изгиба Тихоокеанской плиты. Но землетрясение 1993 г. было менее сильным и не сопровождалось цунами. За этот период с 1737 по 1993 гг. (256 лет) при скорости подвига 7.7 мм/г (Gorbatov, Kostoglodov, 1997) Тихоокеанская плита продвинулась на 19.7 м. В последующие годы режим активности Южно-Камчатского сегмента практически не изменился, отмечались слабые землетрясения в зоне изгиба Тихоокеанской плиты и над ней в Охотской плите, а сам сегмент оставался практически асейсмичным. Некоторое усиление активности отмечалось непосредственно перед зоной изгиба в 1996, 1999, 2000 и 2003 гг. В марте 1921 г., до периода детальных наблюдений, в зоне изгиба на глубине 63 км произошло землетрясение $M=6.7$, а в феврале 1953 г. землетрясение такой же магнитуды 6.7 произошло на глубине 150 км в пределах непосредственно зоны Беньоффа.

Ходуткинский сегмент за период инструментальных наблюдений Камчатской сетью станций проявлял значительно большую активность, чем Южно-Камчатский сегмент, преимущественно за счет роев землетрясений в пределах надвиговых блоков. Уже в марте-апреле 1962 г., в первый год детальной регистрации землетрясений Камчатской сетью станций, отмечался рой землетрясений в первом от желоба надвиговом блоке (здесь и далее нумерация надвиговых блоков идет от глубоководного желоба к зоне изгиба Тихоокеанской плиты) и на границе с Южно-Авачинским сегментом. В 1965–1966 гг. было зареги-

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

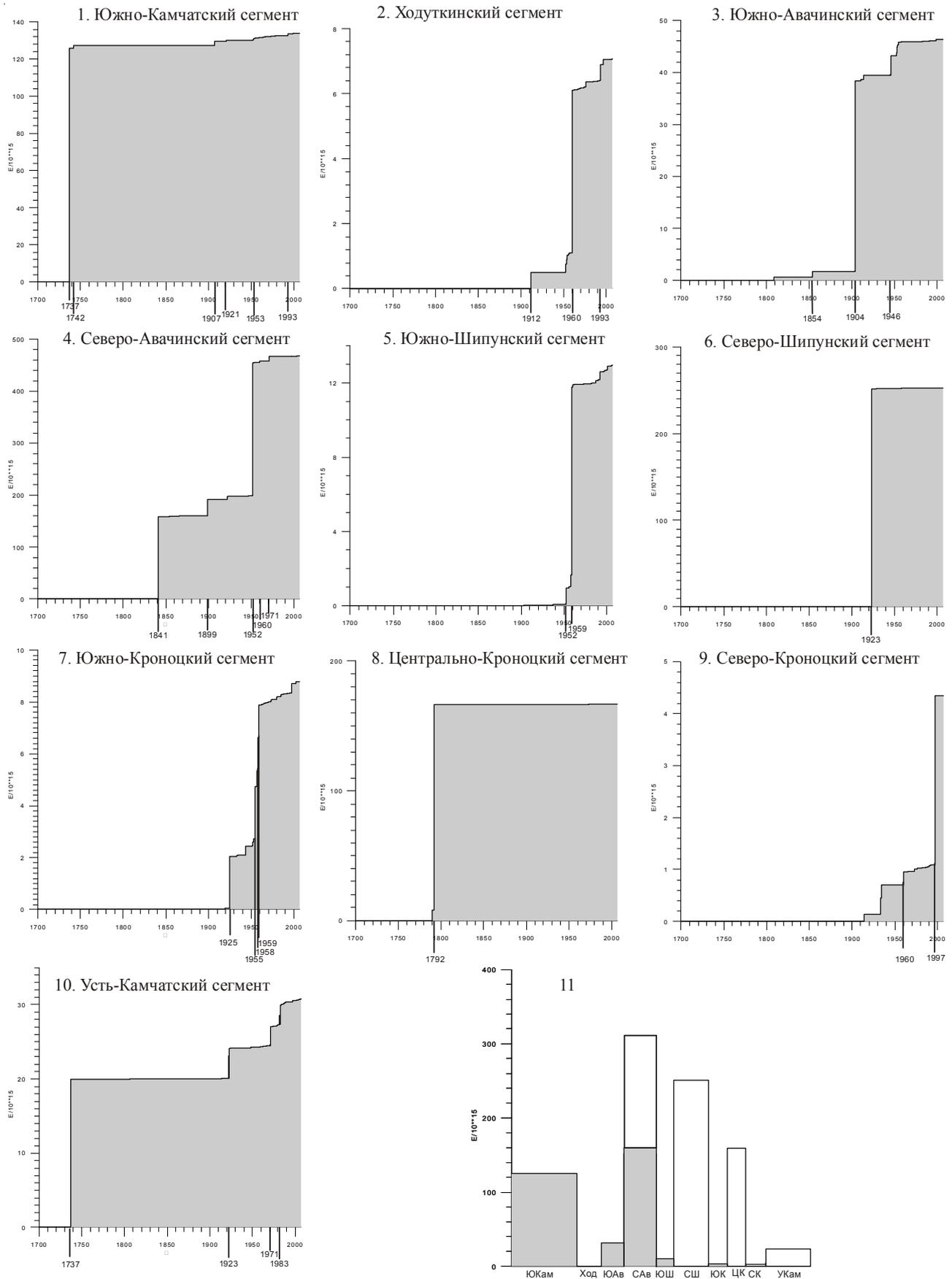


Рис. 8. Кумулятивные диаграммы сейсмической энергии, выделившейся в сегментах Камчатской зоны субдукции (1–10), и сравнительный анализ сейсмической энергии, выделившейся в сегментах до зоны изгиба Тихоокеанской плиты (белый цвет) и в пределах зоны изгиба (серый цвет) в едином масштабе (11).

стрировано некоторое оживление движений 2-го от глубоководного желоба надвигового блока, причем в апреле 1965 г. наблюдался небольшой рой землетрясений на границе с Южно-Авачинским сегментом, а в октябре 1966 г. — на границе с Южно-Камчатским сегментом. В июне 1968 г. и в январе 1974 г. отмечались рои землетрясений на границе с Южно-Авачинским сегментом. В 1975 г. продолжались слабые землетрясения на этом же граничном разломе, а в феврале и в мае 1976 г. отмечались рои землетрясений, локализованные в пределах двух надвиговых блоков Ходуткинского и Южно-Авачинского сегментов. После некоторого затишья, в феврале 1983 г. возобновились подвижки по 2-му от глубоководного желоба надвиговому блоку рассматриваемого сегмента. Затем, до ноября 1993 г. весь сегмент проявлял очень слабую сейсмическую активность. В ноябре 1993 г., через 5 месяцев после сильного землетрясения в Южно-Камчатском сегменте в зоне изгиба Ходуткинского сегмента также произошло довольно сильное землетрясение ($K = 14.6$; $M = 7.1$; глубина 40 км). Это землетрясение в течение около месяца также сопровождалось афтершоками, эпицентры которых находились примерно в том же месте, что и главное событие. В последующие годы, вплоть до 2004 г., этот сегмент проявлял слабую сейсмическую активность, за исключением роя землетрясений в июне-июле 1996 г., охватившего вторые надвиговые блоки Ходуткинского и Южно-Авачинского сегментов. На вращаемых модельных блок-диаграммах и в поперечном разрезе виден надвиговый характер роя землетрясений, хотя и не очень отчетливо, т.к. подвижки проявлялись одновременно в двух сегментах.

В «Новом каталоге...» (1977) отмечены землетрясения 1912 г. ($M=6.7$) в пределах 1-го от желоба надвигового блока на глубине 20 км и 1960 г. ($M=7.4$) на глубине 110 км в зоне Беньоффа. Таким образом, как и в предыдущем сегменте, сильные землетрясения приурочены к зоне изгиба Тихоокеанской плиты и к Охотской плите над ней, а также непосредственно за изгибом в зоне Беньоффа, а в пределах собственно сегмента на фоне слабой активности происходили роевые землетрясения и землетрясение 1912 г. магнитудой менее 7.

В Южно-Авачинском сегменте за период детальных наблюдений, помимо обычной фоновой сейсмичности и несколько повышенной сейсмичности на изгибе Тихоокеанской плиты, в отдельные годы отмечалось несколько роевых землетрясений. Так, в феврале 1976 г. был проявлен уже упоминавшийся сильный рой землетрясений на границе с Ходуткинским сегментом. На вращаемых блок-диаграммах четко видна надвиговая природа этого роя (рис. 6). В марте 1983 г. примерно на этом же месте также был отмечен несколько более слабый, чем в 1976 г., рой

землетрясений. Следующий, еще более слабый рой был отмечен в начале 1994 г. Самый сильный рой землетрясений наблюдался в июне-июле и частично в августе 1996 г. Как было сказано выше, он проявился в двух соседних сегментах — Южно-Авачинском и несколько слабее в Ходуткинском. Последний рой землетрясений во 2-м от глубоководного желоба надвиговом блоке этого сегмента и на границе с Северо-Авачинским сегментом наблюдался в марте 1999 г. Он представлял собой афтершоки землетрясения магнитудой 7.1, произошедшего 8 марта 1999 г. Здесь также четко проявлена надвиговая природа роя землетрясений (рис. 6).

В зоне изгиба Тихоокеанской плиты почти в одном и том же месте произошло четыре сильных землетрясения (рис. 1), два из которых произошли 25 июня 1904 г. и имели одинаковую магнитуду 7.7 и одинаковую глубину 38 км. Третье, произошедшее через 2 дня на той же глубине, имело меньшую магнитуду 7.3. Четвертое землетрясение произошло 2 ноября 1946 г. ($M=7.2$) на глубине 63 км. В том же 1946 г. 13 октября было зарегистрировано землетрясение $M=7.2$ в зоне Беньоффа на глубине 85 км. По-видимому, зона изгиба Тихоокеанской плиты в этом сегменте характеризуется сильным сцеплением ее с Охотской плитой.

Северо-Авачинский сегмент. Сейсмическая активность этого сегмента за период детальных наблюдений примерно соответствовала активности Южно-Авачинского сегмента. Несколько повышенную активность проявила зона изгиба Тихоокеанской плиты, 2-й от глубоководного желоба надвиговый блок и граница с Южно-Шипунским сегментом. Наибольшая активность наблюдалась в 1971 г., когда на глубине 100 км в зоне Беньоффа, т.е. уже после изгиба, произошло сильное землетрясение магнитудой 7.3. Повышенная, но несколько меньшая активность зоны изгиба была проявлена в 1972, 1973 и в 1980 гг. Граница с Южно-Шипунским сегментом была сейсмоактивна в 1962-1966 гг. При этом в 1963 и 1965 гг. отмечались слабые подвижки во 2-м от глубоководного желоба надвиговом блоке, а в 1967 г. — в 1-м надвиговом блоке. В октябре 1974 г. и в апреле 1975 г. произошли роевые землетрясения во 2-м надвиговом блоке. Затем, примерно на том же самом месте произошел интенсивный рой землетрясений в январе-феврале 1980 г. По очагам землетрясений четко видна надвиговая природа 2-го блока (рис. 10). На границе с Южно-Шипунским сегментом сейсмическая активность проявлялась затем в 1982, 1984-1986, 1988, 1989. В 1992 г. вблизи границы с Южно-Шипунским сегментом зарегистрировано землетрясение магнитудой 7.1. В 1994 г. произошли также подвижки по 2-му блоку в виде небольшого роя землетрясений. Некоторое

оживление в виде серии небольших землетрясений наметилось в 3-м блоке и на границах с Южно-Авачинским и Южно-Шипунским сегментами - в 1999 и 2002 гг.

До периода детальных наблюдений в этом сегменте была проявлена максимальная сейсмическая активность по сравнению с другими сегментами Камчатской зоны субдукции (рис. 1). В 1841 г. в зоне изгиба Тихоокеанской плиты было зарегистрировано сильное ($M=8.4$) цунамигенерирующее землетрясение при глубине очага 50 км. В 1866 г. в этом же месте было зарегистрировано землетрясение с $M=7.0$ на глубине 38 км. Вблизи Петропавловска-Камчатского, примерно в 25 км к востоку от него, в 1899 г. произошло сильное землетрясение магнитудой 7.9 на глубине 25 км.

2 февраля 1923 г. вблизи границы с Южно-Шипунским сегментом на глубине 25 км произошло землетрясение магнитудой 7.0. Его, по видимому, можно рассматривать как форшок сильного цунамигенерирующего землетрясения ($M=8.5$), произошедшего 3 февраля 1923 г. в Северо-Шипунском сегменте.

Наиболее крупное событие в этом сегменте – сильное цунамигенерирующее землетрясение 4 ноября 1952 г. ($M=8.5$). Волны цунами достигали 13 м и причинили значительные разрушения и человеческие жертвы в прибрежных поселениях Восточной Камчатки и Северных Курил (Пинегина, 2001; Соловьев, Цудзи 2003). В том же году в зоне изгиба на глубине 40 км произошло сильное землетрясение магнитудой 7.3.

Таким образом, в пределах Северо-Авачинского сегмента, наиболее близко расположенного к Петропавловску-Камчатскому, за 270 лет произошло два крупных цунамигенерирующих землетрясения магнитудой 8.4 и 8.5, одно из которых было приурочено к зоне изгиба Тихоокеанской плиты. Кроме того, непосредственно в сегменте было зарегистрировано два землетрясения магнитудой 7.0 и 7.3, а в зоне изгиба Тихоокеанской плиты и на продолжении сегмента за зоной изгиба – одно землетрясение магнитудой 7.9 и 3 землетрясения магнитудой от 7.0 до 7.3 (рис. 1).

Южно-Шипунский сегмент за период детальных инструментальных наблюдений, начиная с 1962 г., проявлял несколько повышенную сейсмическую активность. Наиболее высокая сейсмическая активность была проявлена в зоне изгиба и на границе с Северо-Шипунским сегментом. 2 марта 1992 г. в зоне изгиба Тихоокеанской плиты на границе с Северо-Шипунским сегментом произошло сильное землетрясение магнитудой 7.1 (энергетический класс 14.6), очаг которого располагался на глубине 20 км. Это землетрясение сопровождалось афтершоками, причем в пределах Тихоокеанской плиты наклон «облака» афтершоков соответствовал наклону сейсмофокальной зоны,

а в пределах Охотской плиты отмечалось, хотя и менее четко, обратное падение. В зоне изгиба Тихоокеанской плиты небольшие рои или группы землетрясений отмечались в 1990 и 1999 гг., а на границе с Северо-Авачинским сегментом - в декабре 1965 г. и в январе-феврале 1980 г.

До периода детальных наблюдений в 1959 г. в зоне изгиба Тихоокеанской плиты на глубине 20 км было зарегистрировано сильное землетрясение ($M=7.6$). Если определение глубины верно, то это землетрясение произошло в пределах Охотской плиты, т.е. над зоной изгиба. На продолжении сегмента в пределах зоны Беньоффа в 1924 г. произошло землетрясение ($M=7.2$) на глубине 340 км. В целом, вероятно, что это самый узкий сегмент представляет собой не самостоятельный сегмент, а широкую разломную зону между Южно-Авачинским и Южно-Шипунским сегментом. Разломы сдвигового типа этой зоны не проявляются в виде сильных землетрясений и поэтому все сильные землетрясения приурочены к зоне изгиба Тихоокеанской плиты.

Северо-Шипунский сегмент за период детальных наблюдений был наименее сейсмически активным по сравнению с другими рассмотренными выше сегментами. Землетрясения происходили лишь в зоне изгиба Тихоокеанской плиты. Следует отметить, что афтершоковая зона сильного Кроноцкого землетрясения, произошедшего в декабре 1997 г., не затронула Северо-Шипунский сегмент. Граница этой очаговой зоны очерчивает как раз границу между Северо-Шипунским и Южно-Кроноцким сегментами. До периода детальных наблюдений в этом сегменте 2 марта 1923 г., через месяц после землетрясения магнитудой 7.0 в Северо-Авачинском сегменте, произошло сильное ($M=8.5$) цунамигенерирующее землетрясение, эпицентр которого был приурочен ко 2-му от глубоководного желоба надвиговому блоку. Это блок выражен в рельефе дна в виде возвышенности с превышением над дном несколько более 1000 м. С тех пор в этом надвиговом блоке идет накопление сейсмической энергии. Этот блок «молчал» даже в период проявления афтершоков Кроноцкого землетрясения 1997 г. В этом сегменте над изгибом Тихоокеанской плиты на глубине 15 км и в зоне Беньоффа на глубине 120 км зарегистрированы два землетрясения магнитудой 7.0 в 1959 и в 1958 гг., соответственно.

Кроноцкие сегменты (сегменты 7, 8, 9) входят в состав очаговой зоны афтершоков сильного Кроноцкого землетрясения 1997 г. (рис.4) и будут рассмотрены совместно. За период детальных наблюдений до Кроноцкого землетрясения наибольшая активность была проявлена в пределах **Южно-Кроноцкого сегмента**. Непосредственно в пределах сегмента до зоны изгиба Тихоокеанской плиты было зарегистрировано около сотни земле-

трясений энергетического класса $11 \leq K_s < 13$, расположенных равномерно по всему сегменту. Кроме того в пределах 2-го надвигового блока зарегистрировано 4 землетрясения $13 \leq K_s < 14$ и одно землетрясение с $K_s \geq 14$. Характерно, что в афтершоковый период Кроноцкого землетрясения здесь было проявлено максимальное количество афтершоков, в том числе сильных. Один из них, расположенный в пределах 2-го надвигового блока, имел магнитуду 6.7 ($K_s = 14.2$). До периода инструментальных наблюдений в зоне изгиба и в зоне Беньоффа произошло три землетрясения магнитудой 7.0, 7.1 в течение короткого интервала времени – в 1955, 1958 и 1959 г.

В афтершоковый период Кроноцкого землетрясения **Центрально-Кроноцкий сегмент** представлял собой зону сейсмического молчания. Характерно, что и до Кроноцкого землетрясения этот сегмент проявлял слабую активность. В его пределах зарегистрировано только 8 землетрясений $11 \leq K_s < 13$ и одно – $13 \leq K_s < 14$.

До периода инструментальных наблюдений в этом сегменте 2 декабря 1790 г. произошло сильное землетрясение ($M = 7.5$), а 22 апреля 1792 г., т.е. менее, чем через 2 года, примерно на том же месте было зарегистрировано еще более сильное цунамигенерирующее землетрясение ($M = 8.4$). Эпицентр этого землетрясения был приурочен к поднятию, которое выделено нами как надвиговой блок (рис. 4). Таким образом, Центрально-Кроноцкий сегмент представляет собой сейсмическую брешь, в которой идет накопление сейсмической энергии уже более 215 лет. Следует подчеркнуть, что в зоне изгиба Тихоокеанской плиты и над ней, в пределах Охотской плиты, не зарегистрировано ни одного сильного землетрясения, да и в период детальных инструментальных наблюдений зарегистрировано лишь одно землетрясение энергетического класса $13 \leq K_s < 14$.

В Северо-Кроноцком сегменте зарегистрировано лишь одно сильное Кроноцкое землетрясение ($M = 7.9$), приуроченное к надвиговому блоку, выраженному в рельефе дна в виде поднятия, на границе с системой Усть-Камчатских сегментов. До Кроноцкого землетрясения 1997 г. в пределах сегмента происходили землетрясения энергетических классов $11 \leq K_s < 13$, приуроченные к надвиговому блоку и к зоне изгиба Тихоокеанской плиты. Следует подчеркнуть, что, начиная с этого сегмента, зона изгиба Тихоокеанской плиты становится более пологой. Это, по нашему мнению, обусловлено наличием поднятия Обручева на поддвигаемой Тихоокеанской плите (Авдейко и др., 1998, 2003).

Три Усть-Камчатских сегмента отличаются от остальных сегментов тем, что здесь изгиб Тихоокеанской плиты более пологий: наклон сейсмофокальной зоны (зоны Беньоффа) здесь составляет

около 30° и только глубже 80 км он увеличивается до 50° и более. Как было сказано выше, это объясняется субдукцией обладающего сравнительно меньшей плотностью пород поднятия Обручева, которые составляют верхнюю коровую часть литосферы Тихоокеанской плиты (Авдейко и др., 1998, 2003). Пологим изгибом, возможно, объясняется то, что здесь, начиная с 1700 г., не зафиксировано ни одно сильное землетрясение. За период детальных наблюдений здесь регистрировались только землетрясения $9 \leq K_s < 13$ энергетических классов и несколько землетрясений $13 \leq K_s < 14$. На границе между южным и центральными сегментами происходили форшоки Кроноцкого землетрясения в течение недели до главного толчка. Во время Кроноцкого землетрясения произошли землетрясения ($K_s \leq 13$) в южном надвиговом блоке (рис. 4). До периода детальных наблюдений здесь в центральном сегменте в 1923 г. было отмечено землетрясение магнитудой 7.3, сопровождавшееся мощным цунами высшей 4-ой магнитуды (Соловьев, Цудзи, 2003). В самом северном сегменте, вблизи границы с Командорской микроплитой в 1737 г. зарегистрировано сильное землетрясение магнитудой 7.7.

В целом, как видно на рис. 8, на участке от Южно-Камчатского до Северо-Шипунского сегментов значительное большинство сильных землетрясений приурочено к зоне изгиба Тихоокеанской плиты и к Охотской плите над зоной изгиба. В более северных сегментах, начиная с Северо-Авачинского сегмента, резко преобладают землетрясения, локализованные между глубоководным желобом и зоной изгиба. Они приурочены к возвышенностям на континентальном склоне глубоководного желоба.

ИЕРАРХИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ СТРУКТУР И МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТИХООКЕАНСКОЙ И ОХОТСКОЙ ПЛИТ

В зоне взаимодействия Тихоокеанской и Охотской литосферных плит выделяются следующие сейсмоактивные тектонические структуры: сейсмоактивные сегменты, разделенные разломами сдвигового типа, надвиговые блоки в пределах сегментов и зона резкого изгиба Тихоокеанской плиты, где пересекаются субгоризонтальная и наклонная подзоны СФЗ. На участке от Алеутско-Камчатского сочленения выделено 10 сейсмоактивных сегментов, но возможно Усть-Камчатский сегмент (сегмент 10) подразделяется на три самостоятельных сегмента (рис. 4). В пределах сегментов обычно выделяется по 2 надвиговых блока, за исключением Южно-Камчатского сегмента, где надвиговые блоки отсутствуют, и Южно-Шипунского сегмента, который является самым узким.

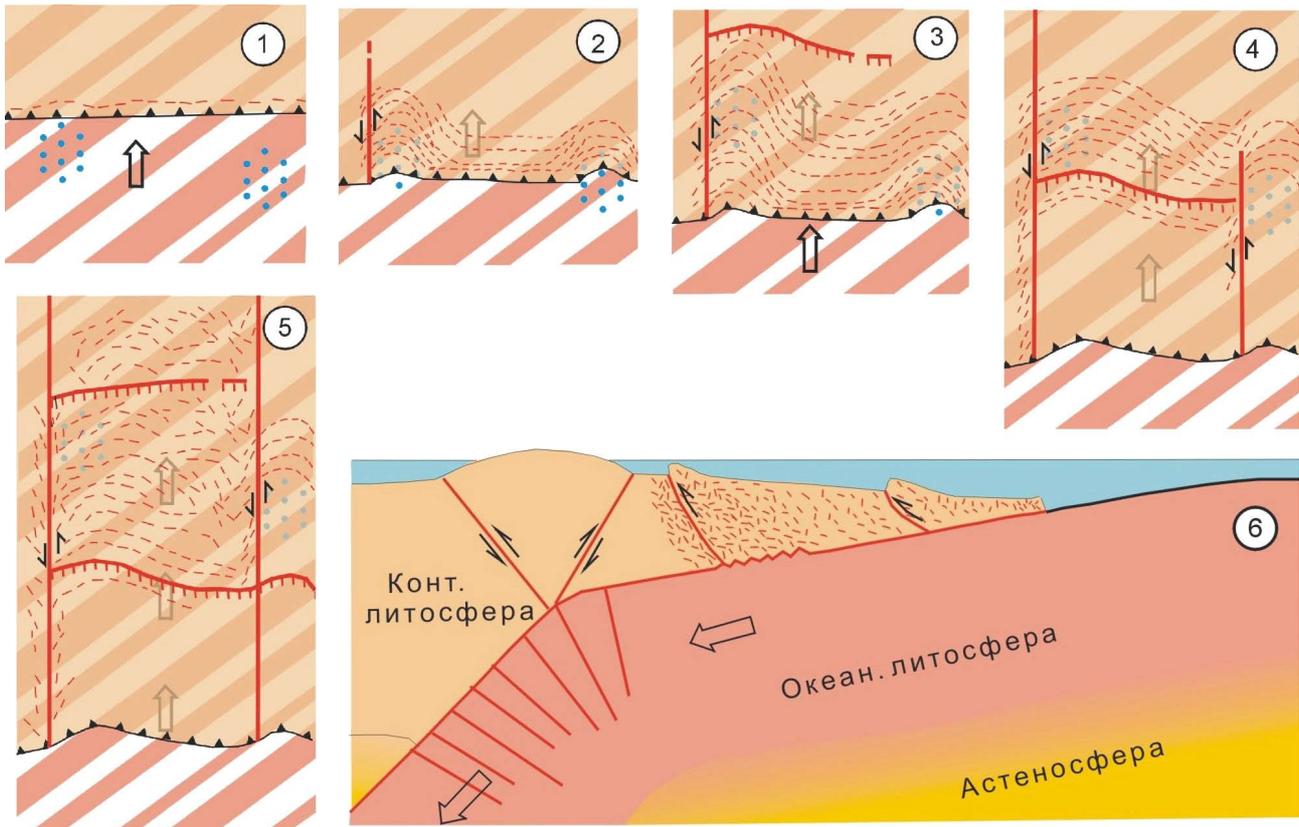


Рис. 9. Модель образования сегментов и надвиговых блоков внутри сегментов при подвигании океанической плиты под континентальную (по Авдейко и др., 2007 с изменениями). На океанической плите условно показаны полосовые магнитные аномалии, просвечивающиеся под континентальной плитой, а точками – неровности рельефа (участки сильного сцепления).

С точки зрения причинно-следственных связей наблюдается следующая иерархия сейсмоактивных тектонических структур. Плоскость взаимодействия между подвигаемой Тихоокеанской и нависающей Охотской плитами является структурой 1-го порядка. Здесь создаются основные напряжения, которые передаются и на структуры более высоких порядков. Неровности на поверхности подвигаемой плиты (подводные горы, уступы разломов, выходы коренных пород и др.) являются участками с более высоким коэффициентом сейсмического сцепления с нависающей Охотской плитой, чем соседние участки, и, по-видимому, являются причиной сегментации. На таких участках предел прочности на скол и разрыв достигается позже, чем в соседних участках, покрытых океаническими илами с меньшим коэффициентом сейсмического сцепления. Предположение о затачивании осадков в зону субдукции высказано Л.И. Лобковским и О.Г. Сорохтиным (1976). Это получило подтверждение изотопными данными по ^{10}Be (Цветков и др., 1989). О большем коэффициенте сейсмического сцепления на отдельных участках свидетельствует приуроченность эпицентров сильных землетрясений, сопровождаемых афтершоками, к краевым частям очаговых зон афтершоков и сдвигам, разграничивающим сегменты. Сейс-

моактивные сегменты и разделяющие их сейс-моактивные разломы являются тектоническими структурами 2-го порядка. Эти структуры локализованы только в пределах нависающей, в данном случае Охотской плиты.

Взбросо-надвиговые блоки, выделенные в пределах сегментов, являются структурами 3-го порядка. Следует еще раз подчеркнуть, что в рельефе дна континентального склона Камчатки они маркируются подводными тектоническими террасами и возвышенностями. Они так же, как и сегменты, обусловлены наличием на поверхности Тихоокеанской плиты участков с более сильным сцеплением с нависающей Охотской плитой, в пределах которых предел прочности на разрыв в Охотской плите достигается раньше, чем в плоскости подвига Тихоокеанской плиты, в результате чего формируется надвиг. Формирование таких надвигов подтверждается экспериментальными данными (Лобковский и др., 1980). Обращает на себя внимание то, что в пределах Южно-Авачинского и более северных сегментов (рис. 5) надвиговые блоки отчетливо выражены в рельефе, и движения по ним неоднократно были зафиксированы за период детальных наблюдений, тогда как в Южно-Камчатском сегменте надвиговые блоки не установлены, а в рельефе дна лишь

слабо намечаются тектонические террасы в виде появления пологих участков на континентальном склоне. Это объясняется нами тем, что в более северных участках пододвигается Тихоокеанская плита с неровностями рельефа за счет поднятия Обручева и разломных зон Императорской и Крузенштерна, тогда как южнее рельеф Тихоокеанской плиты более спокойный. Чем ближе к оси глубоководного желоба расположен надвиг, тем меньше мощность нависающей Охотской плиты и, соответственно, давление, которое она оказывает на Тихоокеанскую плиту, и тем меньше энергии требуется для достижения предела прочности. В этом случае, при прочих равных условиях, энергия возбуждаемого землетрясения будет меньше, чем на более удаленных от глубоководного желоба участках.

Предлагаемая модель формирования сегментов и надвиговых блоков в зоне ортогонального взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит (рис. 9) базируется на рассмотренных выше данных и на основных положениях модели субдукции. Источником энергии тектонических движений, сопровождаемых землетрясениями, является движение Тихоокеанской плиты. Накопление сейсмической энергии в зоне субдукции зависит от коэффициента сцепления между поддвигаемой и нависающей (надвигаемой) плитами и давления, которое оказывает нависающая плита или ее блок на поддвигаемую плиту. При расчлененном рельефе поддвигаемой Тихоокеанской плиты коэффициент сцепления будет значительно выше, чем при пологом рельефе с глинистыми океаническими осадками на поверхности. В последнем случае взаимодействие может выражаться в относительно равномерном движении, сопровождаемом слабыми и средними землетрясениями, и даже через криповое скольжение при очень низком коэффициенте трения (рис. 9-1). На начальном этапе поддвигания участка расчлененного рельефа под нависающую плиту происходит смятие переднего края нависающей плиты (рис. 9-2). Дальнейшее продвижение поддвигаемой плиты приводит к накоплению напряжения скола на границе слабого и сильного сцепления, растрескиванию и затем формированию сдвига в нависающей плите (рис. 9-3).

При дальнейшем движении поддвигаемой плиты в нависающей плите возникают напряжения скола, переходящие затем во взброс или надвиг (рис. 9-4, 9-6). Образование таких взбросов, как было сказано выше, подтверждено экспериментальными данными (Лобковский и др. 1980) и натурными наблюдениями (Балакина, 1983). При поддвигании соседнего участка с высоким коэффициентом трения (рис. 9-4, 9-5) так же накапливаются напряжения скола, переходящие в разрыв на границе слабого и сильного сцепления. В результате формируется сегмент со сдвиговыми

подвижками, в данном случае правосторонними. При другом расположении участков с высоким коэффициентом трения и угле взаимодействия, несколько отличающемся от прямого, могут формироваться и левосторонние сдвиги.

После образования сегментов накопление сейсмической энергии происходит, в основном, в надвиговых блоках, так как сцепление между сейсмоактивными сегментами по уже сформированным сдвигам значительно слабее. Происходит формирование 2-го, а иногда и 3-го надвиговых блоков (рис. 9-5, 9-6). Сейсмическая энергия возрастает с удалением от глубоководного желоба за счет увеличения давления нависающей плиты. Этим, а также наличием упора в литосфере Евразийской плиты, обусловлена приуроченность сильных землетрясений к зоне изгиба, где мощность и давление нависающего блока максимальны. Надвиговые блоки, расположенные ближе к глубоководному желобу, представляют опасность с точки зрения генерации волн цунами (пример землетрясений 1923 и 1952 гг.). В соответствии с моделью (Лобковский, 1988), в них после накопления энергии и срыва происходит быстрое сползание надвиговых блоков, то есть движение, противоположное направлению надвигов. Это движение сопровождается афтершоками. «Облако» афтершоков приурочено как к плоскости разрыва в основании надвигового блока, так и к плоскости взаимодействия Тихоокеанской и Охотской литосферных плит.

Предложенная модель объясняет практически все особенности пространственной локализации сильных и слабых землетрясений Камчатской зоны субдукции и, по нашему мнению, применима и для других зон субдукции.

ВЫВОДЫ: ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И ЦУНАМИОПАСНОСТИ

Проведенное сейсмотектоническое районирование, ретроспективный анализ землетрясений в каждом из выделенных сейсмоактивных сегментов и разработанная на этой основе модель ортогонального взаимодействия литосферных плит позволяют дать предварительную оценку сейсмической опасности и цунамиопасности. Как показано на рис. 2, 4, 5, наибольшую сейсмическую опасность представляют в зависимости от местоположения либо зона изгиба Тихоокеанской плиты, либо надвиговые блоки в пределах сейсмоактивных сегментов. Для южных сегментов, начиная от Южно-Камчатского до Северо-Авачинского и Южно-Шипунского сегментов, наиболее серьезную сейсмическую опасность представляет зона изгиба Тихоокеанской плиты. С 1737 г. по настоящее время здесь выделено более 326×10^{15} Дж, тогда как в более северных сегментах — несколько

более 4×10^{15} дж, т.е. почти на 2 порядка меньше. Половина выделенной энергии ($\sim 160 \times 10^{15}$ дж) приходится на Северо-Авачинский сегмент, несколько меньше (125×10^{15} дж) — на Южно-Камчатский сегмент (рис. 8).

Наиболее сильные землетрясения в зоне изгиба приурочены, по-видимому, непосредственно к контакту плит в зоне упора Тихоокеанской плиты в Охотскую или к разломам надвигового типа в Охотской плите (рис. 7) — поршневой тип по Л. И. Лобковскому (1988). Поршневой тип может быть цунамигенерирующим. В частности, цунамигенерирующими были землетрясения 1737 г. в Южно-Камчатском сегменте и 1841 г. в Северо-Авачинском сегменте.

В Северо-Авачинском и более северных сегментах наиболее сильные землетрясения и, соответственно, максимальное количество энергии ($\sim 590 \times 10^{15}$ дж) приурочено к надвиговым блокам. Почти вся сейсмическая энергия была выделена в результате цунамигенерирующих землетрясений 1952 г. в Северо-Авачинском сегменте, 1923 г. в Северо-Шипунском и Усть-Камчатском сегментах и 1792 г. в Центральном-Кроноцком сегменте (рис. 8).

Вероятно, такая локализация сильных землетрясений связана с возрастом зоны субдукции. В пределах южных сегментов субдукция существует с конца олигоцена — начала миоцена (около 25 млн лет), тогда как в пределах северных сегментов субдукция является более молодой (около 10 млн лет), так как в миоцене была субдукция под Срединный хребет и только в конце миоцена произошел ее перескок на современное положение (Авдейко и др., 2007). Положение миоценовой зоны субдукции показано на рис. 2.

Рассмотрим сейсмическую опасность и цунамиопасность по сейсмоактивным сегментам, используя методику сейсмических циклов и сейсмических брешей С.А. Федотова (1965, 1968) и рассмотренные здесь данные.

Южно-Камчатский сегмент. Наибольшую сейсмическую опасность и цунамиопасность представляет зона изгиба Тихоокеанской плиты этого сегмента, где в 1737 г. произошло цунамигенерирующее землетрясение ($M=8.3$), а в 1993 г. — землетрясение с $M=7.3$. Так как сейсмический цикл между этими землетрясениями почти 260 лет, а разрядка энергии произошла в 1993 г., то вряд ли здесь в ближайшее время произойдет сильное землетрясение магнитудой более 7.5. Тем не менее этот участок характеризуется сильным сейсмическим сцеплением и в будущем может представлять угрозу возникновения сильного, в том числе и цунамигенерирующего, землетрясения. В пределах собственно сегмента не зарегистрировано ни одного сильного землетрясения. Отсутствие подводных возвышенностей на континен-

тальном склоне свидетельствует об уже выработанной плоскости контакта между взаимодействующими плитами и наличии «смазки» в виде пелагических осадков, так что, по нашему мнению, вероятность возникновения здесь землетрясения магнитудой 7 близка к нулю.

Ходуткинский сегмент, так же как и Южно-Камчатский сегмент, представляет опасность возникновения сильных землетрясений магнитудой 7.5 и более только в зоне изгиба Тихоокеанской плиты. Напряжение в этой зоне снято землетрясением магнитудой 7.1, которое произошло через 5 месяцев после землетрясения в зоне изгиба Южно-Камчатского сегмента, непосредственно в пределах сегмента сильные землетрясения не зарегистрированы, а напряжение в надвиговых блоках снимаются роями землетрясений.

В Южно-Авачинском сегменте напряжения, так же как и в Ходуткинском сегменте, снимаются роями землетрясений. Более опасная картина наблюдается в зоне изгиба, где в одном и том же месте в июне 1904 г. зарегистрировано 4 землетрясения: два землетрясения магнитудой 7.7 практически одновременно и одно магнитудой 7.3 через 2 суток. По-видимому, это зона очень сильного сейсмического сцепления, однако, сейсмическая энергия сброшена во время этих 3-х землетрясений. А потому в ближайшее время вряд ли следует ожидать землетрясение магнитудой более 7.5, так как в период с 1700 по 1904 гг. не были зарегистрированы сильные землетрясения и, следовательно, сейсмический цикл здесь более 200 лет.

Северо-Авачинский сегмент является наиболее активным в пределах Камчатской зоны субдукции. В этом сегменте выделена максимальная сейсмическая энергия (рис. 8). Здесь произошло два самых мощных цунамигенерирующих землетрясения: в 1841 г. магнитудой 8.4 в зоне изгиба Тихоокеанской плиты и в 1952 г. магнитудой 8.5 на границе с Южно-Шипунским сегментом. Кроме того, в 1899 г. зарегистрировано землетрясение магнитудой 7.9 в непосредственной близости от Петропавловска-Камчатского, а также землетрясения 1923 г. ($M=7.0$) в пределах сегмента, в 1971 г. ($M=7.3$) в зоне изгиба и в 1992 г. ($M=7.1$) — на границе с Южно-Шипунским сегментом. Так что в будущем этот сегмент может представлять серьезную опасность проявления сильных, в том числе цунамигенерирующих землетрясений. Тем не менее, напряжение, по-видимому, снято рассмотренными сейсмическими событиями и в ближайшее время этот сегмент не будет представлять опасность проявления землетрясений магнитудой более 7.7.

Южно-Шипунский сегмент возможно не является самостоятельным сегментом, а представляет собой серию разломов сдвигового типа

на границе между Северо-Авачинским и Северо-Шипунским сегментами. Здесь в зоне изгиба зарегистрировано лишь одно землетрясение магнитудой 7.6 в 1959 г. Зона изгиба этого сегмента может представлять опасность проявления сильных землетрясений, особенно из-за близости к г. Петропавловску-Камчатскому, но в настоящее время напряжение снято землетрясением 1959 г.

Северо-Шипунский сегмент представляет наибольшую сейсмическую опасность проявления цунамигенерирующего землетрясения, где в пределах надвигового блока, после сильного цунамигенерирующего землетрясения 1923 г. идет накопление сейсмической энергии. Этот сегмент в настоящее время представляет собой типичную сейсмическую брешь. О времени его «оживления» говорить трудно. Сейсмическое сцепление в этом сегменте, по-видимому, является очень сильным, т.к. уже более 80 лет сегмент асейсмичен, а до этого в течение 223 лет сильные землетрясения в радиусе 100 км от эпицентра не регистрировались.

В пределах **трех Кроноцких сегментов** сейсмическая энергия оказалась сброшенной в результате землетрясения декабря 1997 г., но Центрально-Кроноцкий сегмент, где в 1792 г. произошло цунамигенерирующее землетрясение магнитудой 8.4, а за полтора года до этого землетрясение магнитудой 7.5, представляет собой опасность проявления сильного, в том числе и цунамигенерирующего, землетрясения. Но, так как «спусковой крючок» Кроноцкого землетрясения 1997 г. не сработал, то вряд ли это произойдет в ближайшее время. Тем не менее, надо учитывать, что со времени проявления цунамигенерирующего землетрясения прошло более 215 лет.

Из **трех Усть-Камчатских сегментов** наибольшую опасность представляет центральный, где в 1923 г. зарегистрировано сильное цунамигенерирующее землетрясение ($M=7.3$), а в 1737 г. на границе с северным сегментом – сильное землетрясение магнитудой 7.7. Если рассматривать временной интервал между ними как сейсмический цикл около 185 лет, то следующее сильное землетрясение может произойти примерно через 100 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предыдущем разделе дана оценка сейсмической опасности и цунамиопасности по выделенным сегментам. При рассмотрении Камчатской зоны субдукции в целом вырисовывается следующая картина. Зона изгиба Тихоокеанской плиты в месте ее упора в Охотскую плиту представляет серьезную опасность с точки зрения генерации сильных землетрясений, в том числе сопровождаемых цунами, на участке от мыса Лопатка до Шипунского полуострова. Севернее Шипунского полуострова вплоть до Алеутско-Камчатского сочленения зона изгиба

Тихоокеанской плиты не представляет серьезной сейсмической и цунамиопасности.

Обратная картина наблюдается на континентальном склоне между глубоководным желобом и зоной изгиба. Здесь в южных районах (Южно-Камчатский, Ходуткинский и Южно-Авачинский сегмент) вряд ли следует ожидать проявления сильных землетрясений магнитудой 7.0-7.5, тогда как в более северных районах (от Северо-Авачинского до Усть-Камчатского сегментов) опасность возникновения сильных землетрясений характерна как раз для участка между глубоководным желобом и зоной изгиба. Наиболее опасными являются надвиговые блоки, которые в рельефе дна континентального склона видны в виде возвышенностей с превышением над дном до 1000 м. В соответствии с предложенной моделью сегментации и формирования надвиговых блоков превышение, по-видимому, может служить показателем сейсмического сцепления и, соответственно, показателем энергии готовящегося землетрясения.

Рассмотренная картина пространственной локализации сейсмически опасных, в том числе цунамиопасных, участков объясняется, по нашему мнению, двумя причинами: возрастом зоны субдукции и строением поверхности субдуцируемой Тихоокеанской плиты. В пределах южных сегментов субдукция началась в конце олигоцена – начале миоцена (около 25 млн лет назад), а в пределах северных сегментов – в конце миоцена около (10 млн лет назад) (Авдейко и др., 2002). Кроме того, верхняя поверхность Тихоокеанской плиты, подвигаемой под Южную Камчатку, покрыта пелагическими глинами и имеет пологий рельеф, а в более северных районах рельеф поверхности Тихоокеанской плиты разбит разломами Крузенштерна и Императорским и осложнен вулканическими образованиями поднятия Обручева. По этой причине изгиб Тихоокеанской плиты является более пологим.

Северо-Авачинский сегмент является пограничной зоной между более древней и более молодой зонами субдукции. По трансформным разломам этого участка как раз и произошел перескок зоны субдукции (Авдейко и др., 2002). Именно этот сегмент является наиболее сейсмически активным и наиболее опасным как в пределах зоны изгиба Тихоокеанской плиты, так и между зоной изгиба и глубоководным желобом.

Благодарности. Мы признательны сотрудникам Камчатского филиала Геофизической службы РАН и особенно сотрудникам группы обработки, возглавляемой В.И. Левиной, за предоставленные материалы по землетрясениям и А.В. Ландеру за предварительное обсуждение материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке подпрограммы «Природа Мирового океана» ФЦП «Мировой океан», договор №43.634.11.0004/3.

Список литературы

- Авдейко Г.П., Палуева А.А.* Олюторское землетрясение 2006 г. как результат взаимодействия литосферных плит в Корьякско-Камчатском регионе // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. С. 54-68. (http://www.kscnet.ru/kraesc/2006/2006_8/art5)
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В.* Механизм взаимодействия литосферных плит в районе Камчатки // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога 29-30 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 273-284.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Лепиньч С.В.* Сейсмоактивные тектонические структуры зоны субдукции под Восточную Камчатку // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 3. С. 18-35. (http://www.kscnet.ru/kraesc/2006/2006_8/art5.pdf)
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.
- Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 32-59. (http://www.kscnet.ru/kraesc/2003/2003_1/art6.pdf).
- Авдейко Г.П., Широков В.А., Егоров О.Ю., Палуева А.А.* Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г. и взаимодействие Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 222-239.
- Айзекс Б. Л., Оливер Дж. Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 133-179.
- Балакина Л.М.* Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной части Тихого океана // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 4. С. 43-52.
- Балакина Л.М.* Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника. 1983. № 5. С. 20-37.
- Баранов Б.В., Лобковский Л.И.* О местоположении и механизме цунамигенных землетрясений Курильской островной дуги // ДАН СССР. 1981. Т. 261. № 3. С. 575-579.
- Гусев А.А.* Сильные землетрясения Камчатки: расположение очагов в инструментальный период // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 39-43.
- Заварицкий А.Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1946. № 2. С. 3-12.
- Касахара К.* Механизм землетрясений. М.: Мир, 1985. 262 с.
- Керчман В.И., Лобковский Л.И.* Численное моделирование сейсмо тектонического процесса в островных дугах и активных континентальных окраинах по клавишной схеме сильнейших землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 3. С. 34-46.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корьякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Беренгия // Геодинамика и прогноз землетрясений. Сборник научных трудов Вычислительная сейсмология. 1994. Выпуск 26. С. 103-122.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В.* Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // ДАН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 7-17.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г.* Условия поглощения осадков в глубоководных желобах // Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М.: ИО АН СССР, 1976. С. 89-102.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г., Шеменда А.И.* Моделирование деформаций островных дуг, приводящих к образованию тектонических террас и возникновению цунамигенных землетрясений // ДАН СССР. 1980. Т. 255. № 1. С. 74-77.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древних времен до 1975 г. /Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шабалин. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Пинегина Т.К.* Цунами на тихоокеанском побережье Камчатки за последние 7000 лет: диагностика, датировка, частота // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 330-340
- Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
- Селиверстов Н.И.* Структура сейсмофокальной зоны Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. №1 (Вып. 9). С. 10-26. (http://www.kscnet.ru/kraesc/2007/2007_9/art10.pdf)
- Соловьев С. Л., Цудзи И.* Цунами в Тихом океане // Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Удинцев Г.Б. (ред.) МОК (ЮНЕСКО). РАН. ФГПУ ПКО «Картография»

- ГУНиО. Москва-Санкт-Петербург, 2003. Лист 109.
- Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды Ин-та физики Земли АН СССР. 1965. № 36. С. 66-93.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмологическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышова Г.В., Шумилина Л. С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 83-90.
- Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2004-2004 гг. и ретроспективный прогноз Хоккайдского землетрясения 25 сентября 2003 г., $M=8.1$ // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. С. 3-22.
- Федотов С.А., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1986-2000 гг., развитие метода и прогноз на 2001-2005 гг. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 3-24.
- Федотов С.А., Чернышев С.Д., Чернышева Г.В., Викулин А.В. Уточнение границ очагов землетрясений с $M \geq 7^{3/4}$, свойств сейсмического цикла и долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С. 52-68.
- Цветков А. А., Гладков П. Г., Волинец О. Н. Проблема субдукции осадков и изотоп ^{10}Be в лавах Курильских островов и Камчатки // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1220-1225.
- Christova C. Depth distribution of stress in the Kamchatka Wadati-Benioff zone inferred by inversion of earthquake focal mechanisms // Journ. of Geodynamics. 2001. № 31. P. 355-372.
- Gorbatov A., Kostoglodov V. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application // Tectonophysics. 1997. V. 277. P. 165-187.
- Peterson E. T., Seno T. Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones // J Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 10233-10248.
- Watts A.B., Kogan M.G., Bodine J.H. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kuril island arc-trench system: Geological Society of America. Map and Chart Series, MC-27. 1978.

SEISMIC TECTONIC ACTIVITY OF THE KAMCHATKA SUBDUCTION ZONE AND ESTIMATES OF SEISMIC AND TSUNAMI HAZARD

G.P. Avdeiko^{1,2}, A.A. Palueva¹

¹Institute of volcanology and seismology. Far East Division, Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatskiy, 683006. Russia

²V. Bering Kamchatka State University, Petropavlovsk-Kamchatskiy, 683032, Russia
e-mail: gavdeiko@ksnet.ru

Zones of the Pacific plate sharp bend (1), seismic active segments (2), and thrust blocks (3) within segments with different seismicity were recognized in the Kamchatka subduction system as a result of a seismic tectonic zoning. The estimate of seismic and tsunami hazard of these structures was examined on the base of a retrospective analysis of seismicity and the model of segments and thrust blocks model. The zone of the Pacific plate sharp bend between Lopatka Cape and Shipunsky Peninsula is the most hazardous zone, but the same zone between the Shipunsky Peninsula and the Kamchatka Aleutian junction is not hazardous. An other picture is observed on the zone between the deep sea trench and the zone of the Pacific plate bend: the zone from Northern Avachinsky to Ust-Kamchatsky segments is the most seismic and tsunami hazardous. Thrust blocks are the most seismic active here. They are seen as tectonic height on the bottom on the continental slope. Such picture of seismic hazard is the result of different age of the subduction zone (about 10 m.y. in the Northern segments and 25 m.y. in the Southern one) and the Pacific plate structure. The Northern Avachinsky segment is the most hazardous as the boundary between different age subduction zone