

УДК 550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН ОКЕАНА

© 2002 г. С. А. Болдырев

Представлено академиком В.Н. Страховым 29.03.2002 г.

Поступило 01.04.2002 г.

Основной источник тектонического развития Земли и отдельных ее структур принято связывать с процессами в мантии, которые порождены и поддерживаются неоднородностями физических свойств слагающего его вещества (плотность, температура, вязкость и др.). Землетрясения отражают взаимодействие этих процессов в сравнительно жесткой верхней оболочке Земли – литосфере. Анализ конкретных условий реализации упругих напряжений в принципе позволяет оценить источник и механизм развития изучаемых структур, физические характеристики слагающего вещества и среды в целом. Наиболее актуальными в свете современной геодинамической дискуссии являются природа и характер процессов в зоне перехода от океана к континенту активного типа, где происходят сильнейшие на планете землетрясения, а их очаги образуют сейсмофокальные зоны (СФЗ).

Область концентрации упругих напряжений активных окраин океана или область регистрации сравнительно сильных очагов (СФЗ) можно представить в виде двух объемов. До 80% событий региональных каталогов – это мелкофокусные ($H < 60$ км) землетрясения, которые распределены в полосе 200–250 км под шельфом и континентальным склоном желоба. По материалам донных сейсмических станций [1] основная масса таких очагов возникает в подкоровой литосфере ($H = 25$ –50 км), при этом отмечается корреляционная связь между глубиной верхней границы сейсмоактивного слоя и конфигурацией коромантийного раздела. Очаги глубже 60 км, там, где они есть, концентрируются в узком (до 30–50 км) слое конической формы, который погружается в сторону континента до $H = 600$ –700 км. Подобные сейсмогенные комплексы входят в Тихоокеанский подвижный пояс, состоящий из эшелонированных дуговых структур с характеристическими

размерами (по глубоководному желобу) порядка 1500–2000 км. Специфичная геоморфология, сходные черты основных геофизических полей, идентичные циклы геологических явлений, по мнению авторов [2], позволяют предполагать, что глубинные процессы, происходящие здесь в мезо-кайнозойское время, имели одну принципиальную основу.

Наши представления о глубинных процессах, особенно под дном Мирового океана, во многом определяются сейсмологическими данными. Большинство исследователей связывают возникновение упругих деформаций в литосфере активных окраин океана с погружением подлитосферной мантии. Возникающие при этом напряжения накапливаются в СФЗ, вещество которой, судя по геофизическим данным (повышенные значения плотности, скорости упругих волн и добротности при сравнительно низкой температуре [3]), выделяется в окружающей среде своими упругими характеристиками. В предлагаемой работе обсуждаются результаты структурного анализа распределения очагов землетрясений, механизма реализации упругих напряжений активных окраин океана на примере Камчатского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Для описания сейсмического поля литосферы Камчатского региона использованы данные региональной службы (КАМ) о мелкофокусной ($H < 60$ км) сейсмичности за 1962–1998 гг. В настоящее время это наиболее детальные, однородные и объективные данные [4]. Сравнительная близость регистрирующих станций позволяет считать, что в пределах изучаемой зоны средняя ошибка расчета координат не превышает ± 15 км. Предполагается также, что систематическая и случайная компоненты ошибки устойчивы за период наблюдений и в целом соизмеримы с формальной точностью расчета.

На рис. 1 на фоне схемы изменения глубины коромантийного раздела [5] показано распределение эпицентров мелкофокусных ($H < 70$ км) землетрясений 1962–1998 гг., энергия (энергетический класс) которых $K_S > 11$ ($m_b > 4.5$) всего около

ло 3000 событий. Структуру сейсмического поля у берегов Камчатки (см. рис. 1) определяет основная сейсмоактивная зона шириной 200–250 км. С запада эта зона ограничена береговой чертой Камчатки ($X = 0$ прямоугольной сетки, повернутой относительно меридиана на 30° и началом координат в точке 51° с.ш., 157° в.д.), а с восточной – океанским валом глубоководного желоба ($X = 250$), причем ширина сейсмоактивной зоны сохраняется и на севере ($Y > 400$), где ось желоба резко приближается к берегам Камчатки. Основными особенностями мелкофокусной сейсмичности в Камчатском регионе являются локальный избирательный характер возникновения землетрясений, устойчивость положения участков повышенной активности на протяжении всего периода наблюдений [4, 6]. Эти устойчивые участки повышенной активности группируются в линейные системы. Узлы пересечения таких систем отличаются высокой активностью; как правило, к ним приурочены инструментальные эпицентры сильнейших ($K_S > 14$) землетрясений.

Магистральный линеамент 55° , представленный полосой повышенной плотности сравнительно слабых ($8 < K_S < 10$) землетрясений, прослеживается от долины р. Камчатка ($X = -100$) до северного побережья Алеутской дуги ($X = 300$) и делит исследуемую зону на две части с принципиально разным характером сейсмопроявлений [4]. По нему почти на 70 км смещена вулканическая гряда, однако в рельефе, в основных геофизических полях [7] этот линеамент практически не выражен. Севернее 55° с.ш. преобладает приповерхностная сейсмичность ($H < 30$ км), которая определяется субгоризонтальными напряжениями сжатия с азимутом $170^\circ \pm 10^\circ$ [8] и представлена субширотными линеаментами с периодичностью 35–40 км [4]. Южнее 55° с.ш., где сжимающие напряжения ориентированы поперек основных структур ($Az = 123^\circ \pm 7^\circ$), участки высокой концентрации эпицентров на рис. 1 образуют три полосы. Расстояние между ними примерно 80 км. Наиболее активная из них ($X = 40$ – 70) проходит через мысы Восточной Камчатки, где средневзвешенное значение потока сейсмотектонической энергии [9] составляет 800–1000 мВт/м². Восточнее ее, между 51° и 55° с.ш. ($0 < Y < 600$), выделяются еще две полосы, интенсивность сейсмопроявления в которых последовательно убывает примерно в 4 раза – соответственно 200 ($X = 100$ – 130) и 60 мВт/м² (в районе желоба). Внутри каждой полосы через 100–150 км отмечены максимумы активности, совокупность которых образуют решетку 120×80 км. В ячейках, ограниченных решеткой, уровень активности в 50–100 раз ниже, чем в узлах и по периметру этих площадок.

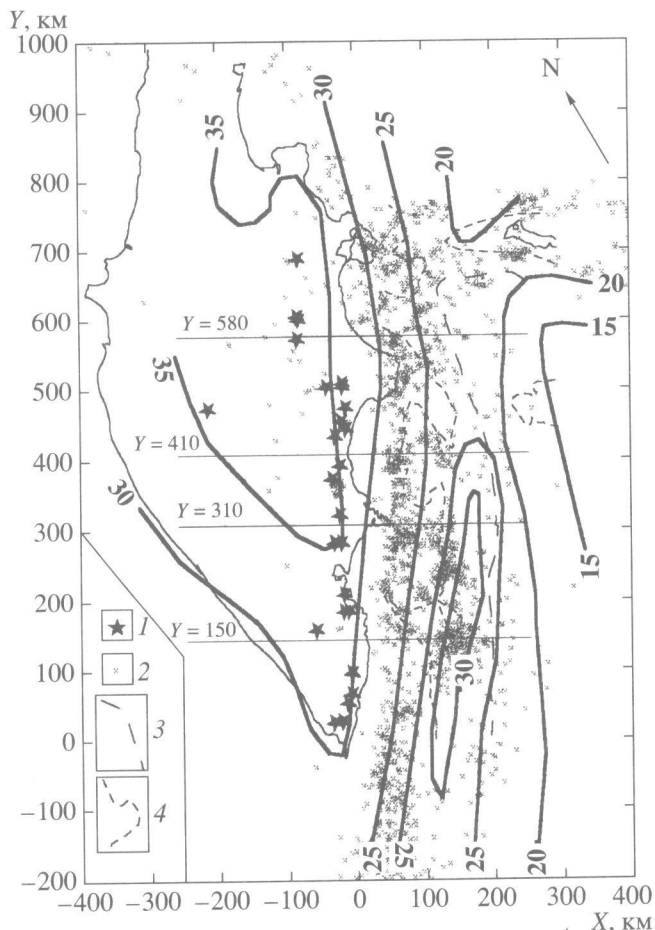


Рис. 1. Карта Камчатского региона и схема изоглубин коро-мантийного раздела по [5]. 1 – современные вулканы; 2 – эпицентры землетрясений 1962–1998 гг. с $H < 70$ км и $K_S > 11.0$; 3 – ось глубоководных желобов; 4 – изобаты –3500 м.

На рис. 2 показано изменение плотности гипоцентров с $K_S > 8.5$ на четырех вертикальных разрезах, расположенных южнее 55° с.ш. (см. рис. 1). Изолинии отражают изменение числа очагов с $K_S > 8.5$, зарегистрированных в элементарных объемах $\Delta X = 10$ км; $\Delta Y = 20$ км; $\Delta H = 10$ км камчатской сетью станций в 1962–1998 гг. На графиках рис. 2 показаны также положение коро-мантийного раздела [5] и направление нодальных плоскостей сильнейших землетрясений 1976–1998 гг., рассчитанных методом центроида тензора сейсмического момента (СМТ-очаг) [8]. Положение СМТ-очагов показано по данным местной сети. Показательно, что на всех разрезах в конфигурации изолиний прослеживаются два направления повышенной плотности: западная осевая плоскость имеет наклон в сторону суши, а восточная – в сторону океана. Эти осевые плоскости примерно ортогональны и пересекают коро-

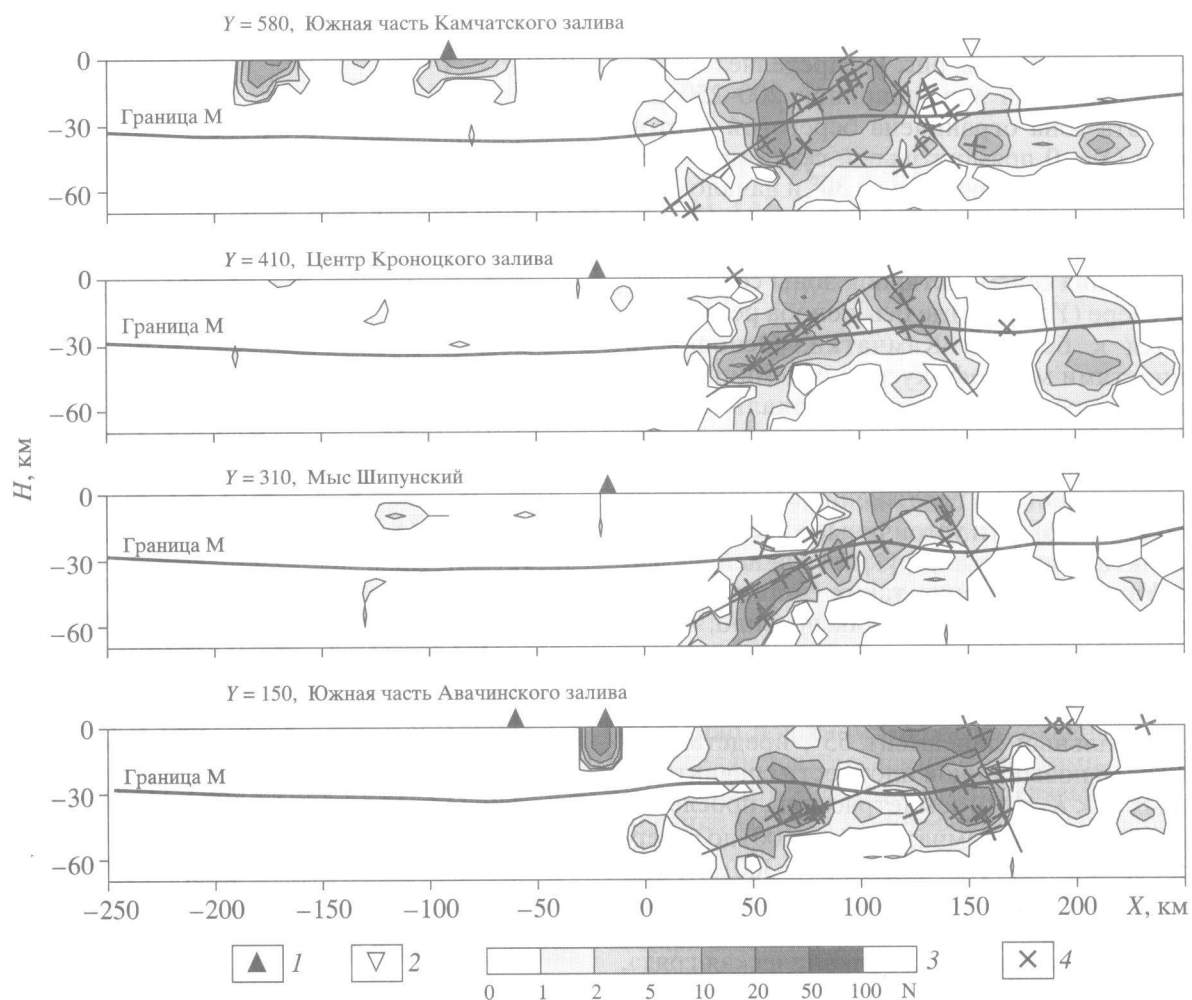


Рис. 2. Распределение плотности гипоцентров землетрясений на вертикальных разрезах (см. рис. 1). Конфигурация коро-мантийной границы показана по [5]. 1 – проекция вулканического пояса; 2 – проекция оси глубоководного желоба; 3 – плотность очагов с $K_S > 8.5$; 4 – направление нодальных плоскостей в СМТ-очагах [8].

мантийный раздел в областях его перегиба, что может свидетельствовать о тектонических нарушениях границы М в этих участках. Кроме того, основные напряжения, реализующиеся в очагах сильнейших местных землетрясений [8], действуют в плоскости разрезов рис. 2, и потому направления двух возможных поверхностей подвижки (фокальные плоскости) отражены без искажений. Поскольку наиболее вероятная из них должна совпадать с простираемостью области повышенной плотности очагов, то в восточной зоне ($X > 120$) напряжения будут реализовываться в виде надвига по плоскости, погружающейся в сторону океана, а во внутренней – по плоскости, совпадающей с наклоном СФЗ. Иначе говоря, под континентальным склоном желоба сейсмичность обусловлена надвигом восточного блока литосферы (что и подтверждается процессами в очагах цунамигенных землетрясений [10]), а под шельфом – надвигом континентального блока (рис. 3). Ре-

зультатирующее погружение центрального блока находит определенное отражение в конфигурации коро-мантийного раздела (особенно на южных разрезах рис. 2). Область стыка континентального и океанского блоков приурочена к зоне перехода от шельфа к континентальному склону (изобата 3500 м). Просматриваются определенная тенденция погружения к югу области стыка очаговых зон, изменение наклона плоскостей подвижки, хотя эти различия не выходят за пределы погрешностей расчета очаговых параметров. Средние за 37 лет относительные деформации землетрясений по осевым плоскостям их концентрации составляют $(0.04–0.25) \cdot 10^{-7}$ в год.

На графиках рис. 2 обращает на себя внимание обособленное положение очаговой зоны линеймента $X = 200–240$, где на протяжении 1962–1998 гг. сеймотектонический процесс поддерживается примерно на одном уровне [4]. К сожалению, из-

за большой неопределенности в оценках глубины этих очагов имеет смысл обсуждать только распределение их эпицентров, полоса которых отделена слабосейсмичной средой шириной 40–50 км. Полоса концентрации очагов в районе Камчатского желоба ($X = 200$) сохраняет свою линейность даже в самой северной своей части ($Y = 400$ –700 на рис. 1), где глубоководный желоб резко меняет конфигурацию и приближается к берегам Камчатки, т.е. сейсмичность в ней не связана с тектоническими процессами, формирующими рельеф дна. Скорее, она так же, как и два других линейамента основной СФЗ ($X = 70$; $X = 140$), связана с генеральным сейсмотектоническим планом Курило-Камчатской островной дуги.

Характер сейсмотектонических процессов, свойства литосферы исследуемой зоны принципиально различаются к северу и югу от магистрального линейамента 55° с.ш., который прослеживается на рис. 1 от рифтовой зоны центральной Камчатки ($X = -100$) до берингоморского побережья Командорских островов ($X = 300$). Южнее его сейсмичность определяют субгоризонтальные напряжения сжатия ($Az = 123^\circ \pm 7^\circ$), причем основная масса очагов возникает в подкоровой литосфере и сейсмотектонические процессы определяют размерность блоков 120×80 км. В линейаментах вдоль СФЗ преобладают взбросовые подвижки, в результате которых на центральную часть СФЗ с запада и востока надвигаются литосферные блоки.

В целом непосредственной связи между сейсмотектоникой и геоморфологией активных окраин не просматривается. Линейная форма активизированных зон не совпадает с конфигурацией глубоководного желоба и генеральным направлением изобаты -3500 м, отражающей переход от шельфа к континентальному склону, а положение субшпротных линейаментов 55° и 56° с.ш. никак не отражено в рельефе и основных геофизических полях. Полосовой характер распределения мелкофокусной сейсмичности, волнообразный характер изменения ее интенсивности с периодом 80 км, по-видимому, обусловлены мощностью литосферы, соотношением упругих свойств литосферы и астеносферы в Камчатском регионе, находящемся под воздействием субгоризонтальных напряжений сжатия, действующих поперек дуговых структур.

Мелкофокусная сейсмичность переходных зон, по-видимому, может объяснить некоторые структурные особенности коро-мантийного раздела в Тихоокеанском подвижном поясе. По материалам экспериментов с донными станциями показано, что основная масса очагов возникает в подкоровой литосфере и при этом отмечается определенная корреляция между глубиной верхней границы сейсмоактивного слоя и коро-мантийно-

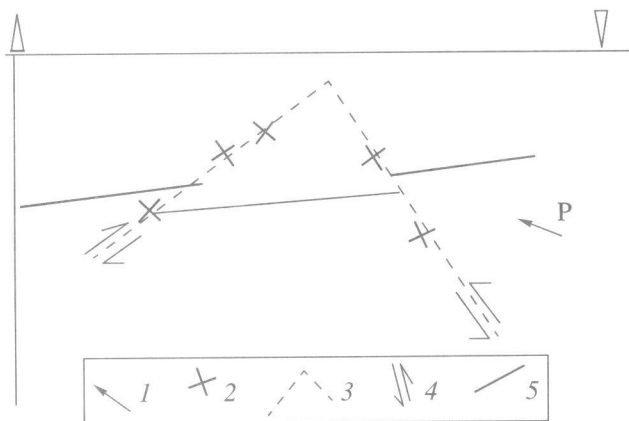


Рис. 3. Схема реализации упругих напряжений в литосфере переходной зоны океан-континент. 1 – направление сейсмотектонических напряжений сжатия; 2 – нодальные плоскости очагов землетрясений; 3 – осевые плоскости сейсмоактивной зоны; 4 – направление подвижки; 5 – коро-мантийная граница.

го раздела [4]. На фоне подъема границы М (рис. 1) от “континентальных” значений ($H = 30$ –35 км) под Камчаткой до $H = 10$ км под Северо-Западной котловиной Тихого океана [5] выделяется участок ее локального погружения, который расположен между двумя плоскостями сейсмической активизации (рис. 3). Подобного погружения границы М не обнаружено в центральной части Курило-Камчатской островной дуги, где по материалам региональных и глобальных систем наблюдений очаги с $H < 60$ в основном сосредоточены в прибрежной полосе. В то же время первые сведения о возможном наклоне сейсмоактивной зоны в сторону океана Р.З. Тараканов и Ким Чун Ун [11] получили при анализе южнокурильских землетрясений, в эпицентральной зоне которых также отмечено локальное погружение коро-мантийного раздела [5].

Проведенный анализ сейсмического поля, полученные закономерности стали возможными благодаря качественной базе данных, созданной коллективом Камчатской региональной сейсмической службы. Автор выражает признательность В.И. Левиной, предоставившей эти материалы, Г.В. Чернышовой, М.С. Соловьевой, чьи программы использованы при анализе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болдырев С.А. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 4. С. 25–32.
2. Белоусов В.В., Косминская И.П. В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970. № 3. С. 7–24.
3. Болдырев С.А. В сб.: Сравнительная тектоника континентов и океанов. М.: Наука, 1987. С. 116–126.

4. Болдырев С.А. // Изв. РАН. Физика Земли. 2002. № 6. С. 5–28.
5. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
6. Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 29–60.
7. Селиверстов Н.Н. Строение дна камчатских акваторий и геодинамика сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Науч. мир, 1998. 164 с.
8. International Seismological Center Catalog, 1964–1997, CD-ROMs, ISC 2000.
9. Болдырев С.А. // ДАН. 1996. Т. 349. № 5. С. 672–675.
10. Балакина Л.М. // Тр. Сахалин. комплекс. 1972. В. 29. С. 48–71.
11. Тараканов Р.З., Ким Ч.У. В сб.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Владивосток, 1975. С. 87–111.