

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Выход гипоцентров землетрясений на поверхность Земли в сейсмоактивных регионах с астеносферным слоемЕ. В. Воронина^a, А. В. Люсина^b*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики Земли. 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2.**E-mail: ^avoronina@phys.msu.ru, ^balyusina@yahoo.com*

Исследована миграция гипоцентров с течением времени с больших глубин к поверхности Земли. В основу расчетов положено представление о том, что хрупкому разрушению соответствует разрыв внешней поверхности литосферы, а вязкому — разрывы во внутренних частях литосферы, причем разрушение развивается с выходом разрывов на поверхность. Предложена методика расчета периодов выхода очагов на поверхность в условиях упруго-пластической среды. В результате было найдено, что подъем гипоцентров к поверхности происходит примерно каждые 8–10 лет.

PACS: 91.10.Kg.

Ключевые слова: гипоцентр, мантия Земли, упругость, пластичность, деформация земной коры, магнитуда землетрясения.

Статья поступила 17.03.2008, подписана в печать 21.04.2008.

Введение

Известно, что механические свойства горных пород, слагающих верхние оболочки Земли, отличаются сложностью и многогранностью. Верхняя оболочка Земли — литосфера — в целом считается упругой. Земная кора сложена из блоков, которые характеризуются неодинаковой прочностью. Это связано с длительностью и интенсивностью напряженного состояния, в котором они находятся. Некоторые участки земной коры находятся в состоянии, близком к пределу длительной прочности, т. е. им свойственно хрупкое разрушение. В том же блоке существуют горные породы, находящиеся в пластическом состоянии, т. е. не достигшие предела прочности. Такие породы обладают свойством текучести. Астеносфера под действием длительного нагружения приобретает вязкие свойства. Вместе с тем даже в слое пониженных скоростей распространяются упругие сейсмические волны.

Гравитационное сжатие верхних оболочек Земли уравнивается литологическим давлением в ее более глубоких недрах и хорошо обеспечивает условия равновесия литосферы в целом. Однако процессы возникновения глубоких и промежуточных землетрясений не могут быть объяснены с позиций механики упругой среды. Они объясняются особенностями деформации горных пород: в первую очередь термодинамическими условиями в нестабильных сейсмически активных областях; наличием неоднородностей в составе и структуре вещества горных пород; скоростью деформирования неупругой среды и длительностью процесса ее нагружения. При этом известно, что при кратковременном нагружении, происходящем с большой скоростью деформирования, среда становится хрупкой, а при длительном нагружении с малой скоростью деформирования приобретает свойства пластичности. Именно процесс медленного накопления напряжений при малых скоростях деформирования внешних оболочек Земли приводит в конечном счете к землетрясениям.

В настоящей работе предпринята попытка проиллюстрировать процесс разрушения неупругой литосферы Земли в зависимости от ее реальных физических параметров и с учетом скорости деформационных процессов.

Постановка задачи

Для описания процесса деформирования не вполне упругих тел, каковыми являются литосфера и астеносфера Земли, недостаточно знать зависимость между деформацией и нагрузкой, так как существенную роль играет скорость изменения этих величин. Рассмотрим условия разрушения не вполне упругих тел на примере тела, одномерное деформирование которого подчиняется линейному закону. В общем виде зависимость между определяющими величинами может быть представлена следующим образом [1]:

$$\frac{d\sigma}{dt} + r\sigma = \mu_1 \frac{d\varepsilon}{dt} + \mu_1 n\varepsilon. \quad (1)$$

Здесь: t — время, σ — напряжение, ε — полная деформация в среде, μ_1 — модуль сдвига в литосфере, r, n — физические константы среды.

Определим физические константы:

$$r = \frac{\mu_1 + \mu_2}{\eta}, \quad (2)$$

где μ_2 — модуль сдвига в астеносфере, η — вязкость астеносферы. Константа r определяет коэффициент интенсивности релаксации напряжений, а коэффициент упругого последствия n равен

$$n = \frac{\mu_2}{\eta}. \quad (3)$$

Так как $r > n$, то процесс релаксации напряжений преобладает над процессом упругого последствия. При $n = 0$ реологические свойства среды близки к свойствам тела Максвелла. При $r \rightarrow \infty, \mu_1 \rightarrow \infty$, но конечном значении отношения $\frac{\mu_1}{r}$ отсутствуют явления релаксации и среда описывается моделью стандартного линейного тела. Этот случай был впервые описан Томпсоном.

Среда с наследственными свойствами, к которым относятся релаксация и последствие, в естественном состоянии и при медленном деформировании характеризуется чисто упругими деформациями до тех пор,

пока напряжения σ в среде не превосходят величину пластической постоянной среды σ^* . При этом

$$\sigma = \frac{\sigma^*(\mu_1 - h)}{\mu_1} + h\varepsilon > \sigma^*, \quad (4)$$

где h — модуль упрочнения среды. В общем виде $h = \frac{\mu_1 v}{r}$; при изотермических процессах $h = 0$ и всегда $h \ll \mu_1$.

Для медленных процессов при малой скорости деформирования выражение (4) имеет вид линейной зависимости: $\sigma = \sigma^* + h\varepsilon$.

Основываясь на рассматриваемой сложной модели неупругой среды, можно построить теорию хрупкого и вязкого разрушения материала внешней оболочки Земли, предполагая, что хрупкому разрушению соответствует разрыв внешней поверхности литосферы, а вязкому — разрывы во внутренних частях литосферы, причем разрушение развивается с выходом разрывов среды из внутренних частей оболочки на поверхность. При больших скоростях деформирования происходит хрупкое разрушение на поверхности, сопровождаемое малыми деформациями. Внешнее разрушение происходит тогда, когда напряжение в среде превышает предел прочности среды σ_b .

Вязкое разрушение во внутренних частях литосферы может происходить без связи с разрушением на поверхности. При этом напряжения в астеносфере должны превосходить предел текучести. Условие внутреннего

разрушения записывается в виде

$$\mu_2 \left(\varepsilon - \frac{\sigma}{\mu_1} \right) > \sigma^*. \quad (5)$$

При $\mu_2 \leq \mu_1$ всегда $\sigma^* < \sigma_b$ и внутреннее разрушение предшествует внешнему. В этом случае рост пластической деформации осуществляется за счет упругой, не превосходящей предела прочности внешней оболочки.

Оценка моментов внешнего и внутреннего разрушения среды с параметрами модели Земли

На основании обобщенной сферически симметричной модели строения Земли IASPEI 91 земная кора на глубине 24.4 км обладает жесткостью $\mu_1 = 68.2$ ГПа. Предел прочности вещества горных пород приблизительно равен $\sigma_b = 500$ МПа. Астеносферный слой наблюдается в большинстве сейсмически активных регионов, он характеризуется жесткостью $\mu_2 = 65.6$ ГПа. Эффективная вязкость холодной литосферы $\eta = 2 \cdot 10^{20}$ Па·с при средней скорости деформации $v = 1.1 \cdot 10^{-7}$ с⁻¹ [2].

Рассмотрим разрушение среды в зависимости от параметров внешних оболочек Земли в условиях деформирования с постоянной скоростью, такой что $\varepsilon = vt$. Уравнение (1) в этом случае приводится к виду

$$\frac{d\sigma}{dt} + r\sigma = \mu_1 v(1 - nt).$$

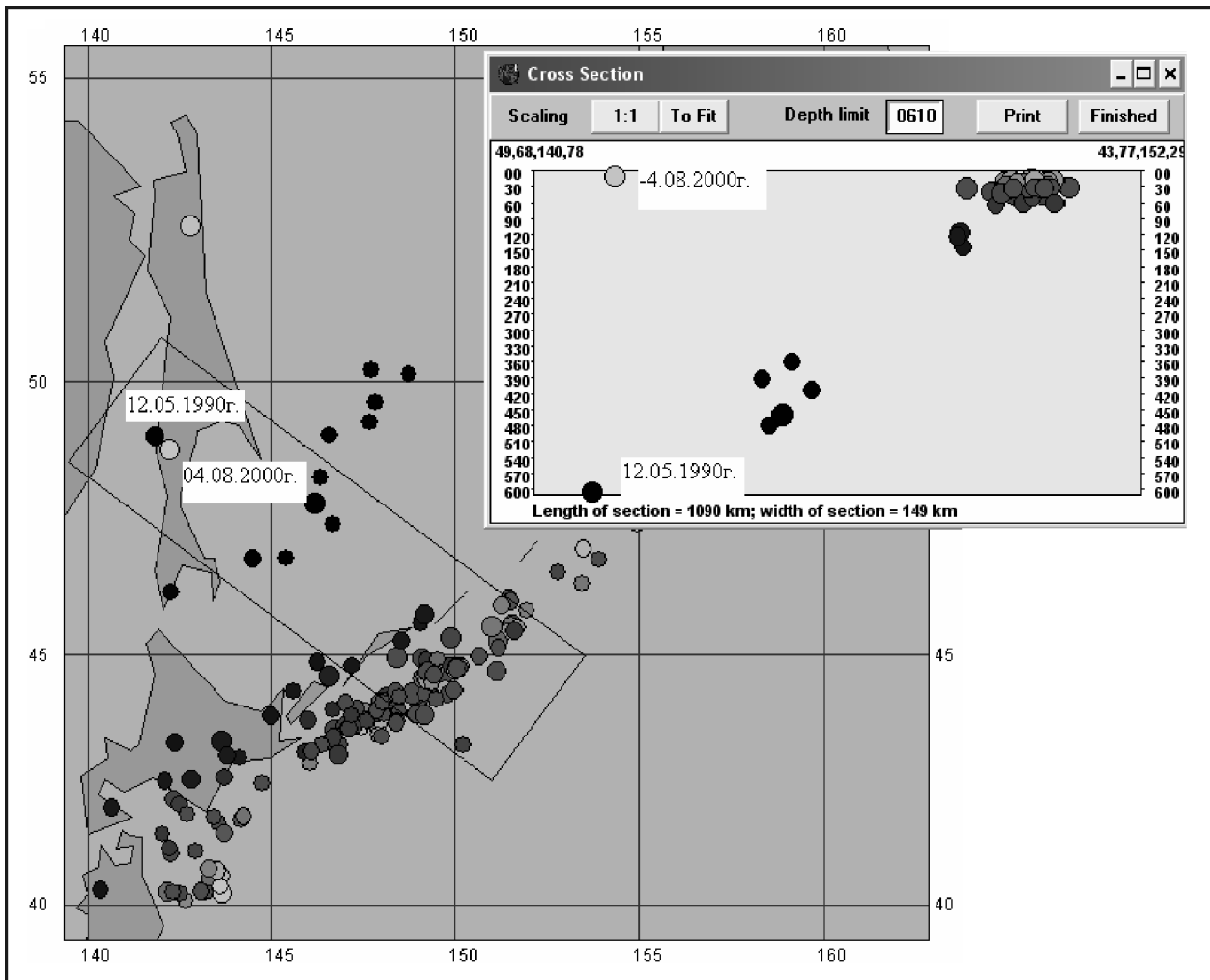


Рис. 1. Карта эпицентров сильных землетрясений Сахалинской сейсмоактивной зоны и прилегающих территорий

Интегрируя это уравнение, получим зависимость напряжений от времени, по которой могут быть определены моменты внешнего и внутреннего разрушения [1]:

$$\sigma = \frac{(r-n)\mu_1 v}{r^2} (1 - e^{-rt}) + \frac{n\mu_1 v}{r} t.$$

Чтобы оценить влияние скорости деформирования, перейдем к безразмерной переменной $\tau = rt$. Тогда момент внешнего разрушения может быть рассчитан из соотношения

$$\frac{(r-n)\mu_1 v}{r^2} (1 - e^{-\tau_b}) + \frac{n\mu_1 v}{r} \tau_b = \sigma_b,$$

где τ_b — интервал времени, по истечении которого наступает внешнее разрушение. Отсюда

$$\tau_b \cong \frac{r^2 \sigma_b}{n\mu_1 v} - \frac{(r-n)}{n}. \quad (6)$$

Подставив в уравнение (4) вместо σ_b величину σ^* , получим выражение, определяющее t^* — интервал времени, по истечении которого наступает разрушение внутренних частей среды:

$$\tau^* \cong \frac{r^2 \sigma^*}{n\mu_1 v} + 1. \quad (7)$$

При малой скорости деформации $\tau^* < \tau_b$. Предельное значение скорости, при которой внутреннее разрушение выходит на поверхность, может быть получено из уравнения

$$v_0 = \frac{r^2 \sigma^*}{n\mu_1} (\tau_0 - 1 + e^{-\tau_0}). \quad (8)$$

Подставим значения, близкие к параметрам модели Земли, в уравнения (2), (3). Примем $\mu_1 = 7 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_2 = 6 \cdot 10^{10}$ Па, $\eta = 2 \cdot 10^{20}$ Па. Получим $r = 6.5 \cdot 10^{-10}$ с⁻¹, $n = 3 \cdot 10^{-10}$ с⁻¹. Релаксационные процессы во внешних оболочках Земли преобладают над последствием. При $\sigma_b = 5 \cdot 10^8$ Па деформация внешнего слоя $\varepsilon_0 = \frac{\sigma_b}{\mu_1} = 0.71 \cdot 10^{-2}$, а из условия внутреннего разрушения (5) $\sigma^* = 2.29 \cdot 10^8$ Па. Тогда на основании (6) $\tau_b = 1.17$, а момент внешнего разрушения наступит по истечении интервала времени $t_b = \frac{\tau_b}{r} = 0.179 \cdot 10^{10}$ с = 57.14 лет. Внутреннее разрушение в соответствии с (7) наступит через $t^* = \frac{\tau^*}{r} = 0.154 \cdot 10^{10}$ с = 49 лет. Разность моментов внешнего и внутреннего разрушения около 8 лет. Величина скорости деформирования, при которой внутреннее разрушение переходит во внешнее, согласно (8), $v_0 = 9.21 \cdot 10^{12}$ с⁻¹. При этом $\tau^* = \tau_b$; по данным [2], скорость деформирования разогретой астеносферы равна $5.2 \cdot 10^{21}$ с⁻¹.

Разумеется, приведенные оценки являются приближенными, поскольку вариации параметров Земли в различных сейсмически активных регионах весьма существенны. Кроме того, модель одномерного деформирования также является только первым приближением. Однако полученные оценки подтверждаются результатами наблюдений.

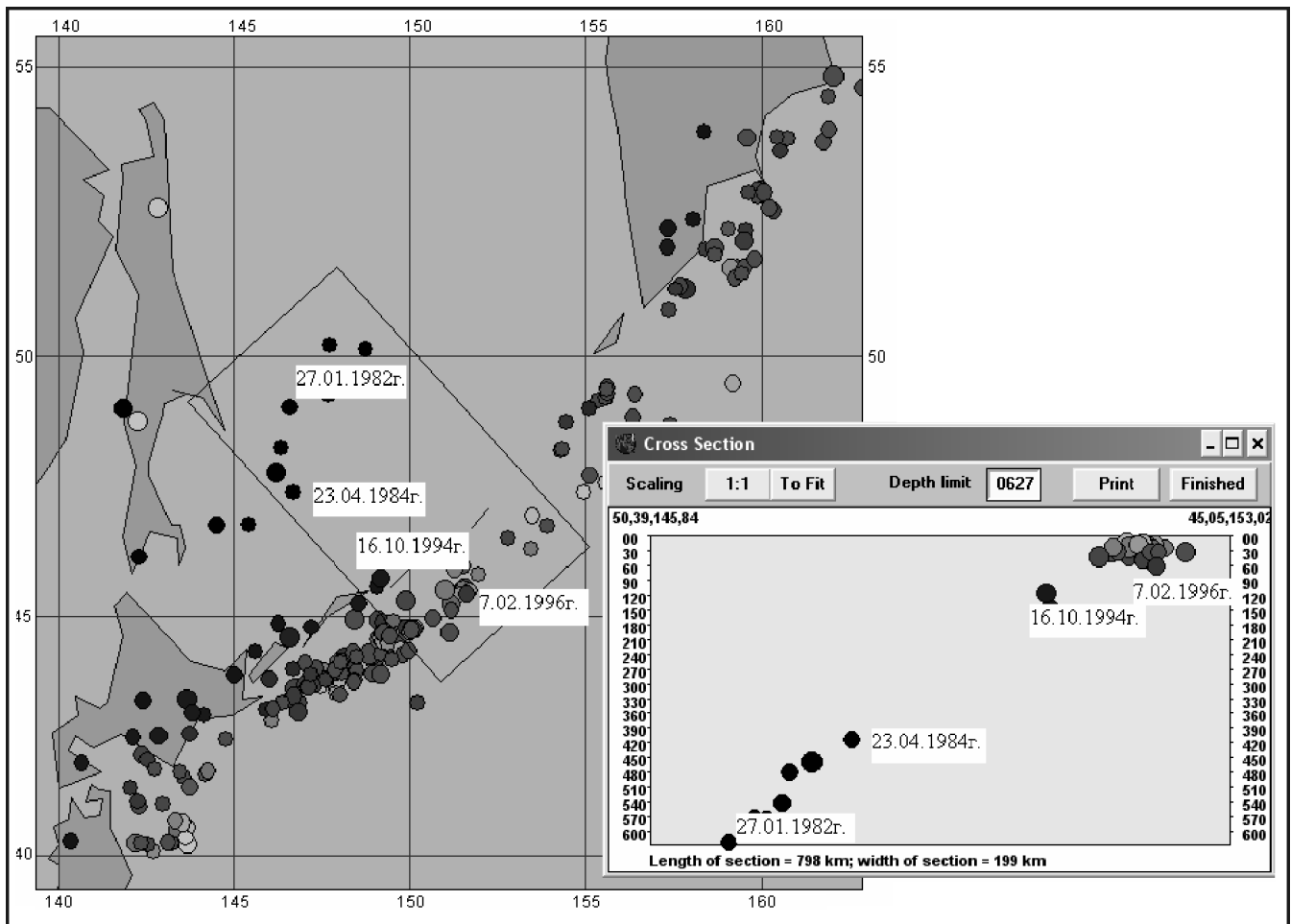


Рис. 2. Анализ Курильской зоны субдукции

Наблюдения выхода очагов на поверхность и интерпретация полученных результатов

1. Дальневосточная зона

Дальневосточная зона сейсмической активности является переходной зоной между азиатским континентом и Тихим океаном. Она характеризуется мозаичной структурой блоков различного типа и разной стадии развития. Границей между Евразийской и Тихоокеанской плитами с континентальной стороны являются глубинные разломы вдоль Сахалина, а с океанической — Курило-Камчатский желоб.

Сахалинская сейсмоактивная зона

Характерной особенностью внутренней структуры сахалинской зоны является рифтовая структура под Татарским проливом шириной около 50 км. Земная кора под о. Сахалин порядка 35–40 км. Нижняя граница литосферы залегает на глубинах около 55 км. Астеносфера характеризуется понижением скоростей распространения *P* волн от 8.1 км/с до 7.8 км/с. В астеносфере имеет место частичное плавление, что приводит к апвеллингу астеносферы.

На рис. 1 приводятся эпицентры землетрясений Дальневосточного региона с магнитудой больше 6.0 за период с 1973 по 2005 г. Область анализируемой зоны выде-

лена рамкой. На врезке справа представлен глубинный разрез выделенной области. Максимальная глубина разреза 610 км. Разрез ориентирован вкрест простирания зоны субдукции курильской островной дуги. На врезке отчетливо просматриваются гипоцентры землетрясений, связанных с областью субдукции. Землетрясения, ассоциирующиеся с глубинными разломами вдоль о. Сахалин, обозначены датами.

Два землетрясения на о. Сахалин произошли с интервалом в 10 лет, имеют практически одну эпицентральною область, но различаются по глубинам на 600 км.

Данные о землетрясениях [3] на о. Сахалин приведены в табл. 1. Поверхностное землетрясение 2000 г. в районе Нефтегорска известно как наиболее разрушительное, приведшее к гибели почти 2000 человек. При более детальном изучении глубинной структуры и параметров сейсмичности очаговой зоны оно могло быть предсказано.

Курильская зона субдукции

Курильская зона субдукции погружается под структуру микроплиты Охотского моря вплоть до глубин 700 км под углами от 40 до 45°. Астеносферный слой прослеживается на глубинах от 150 до 250 км. На рис. 2 показаны результаты анализа этой зоны.

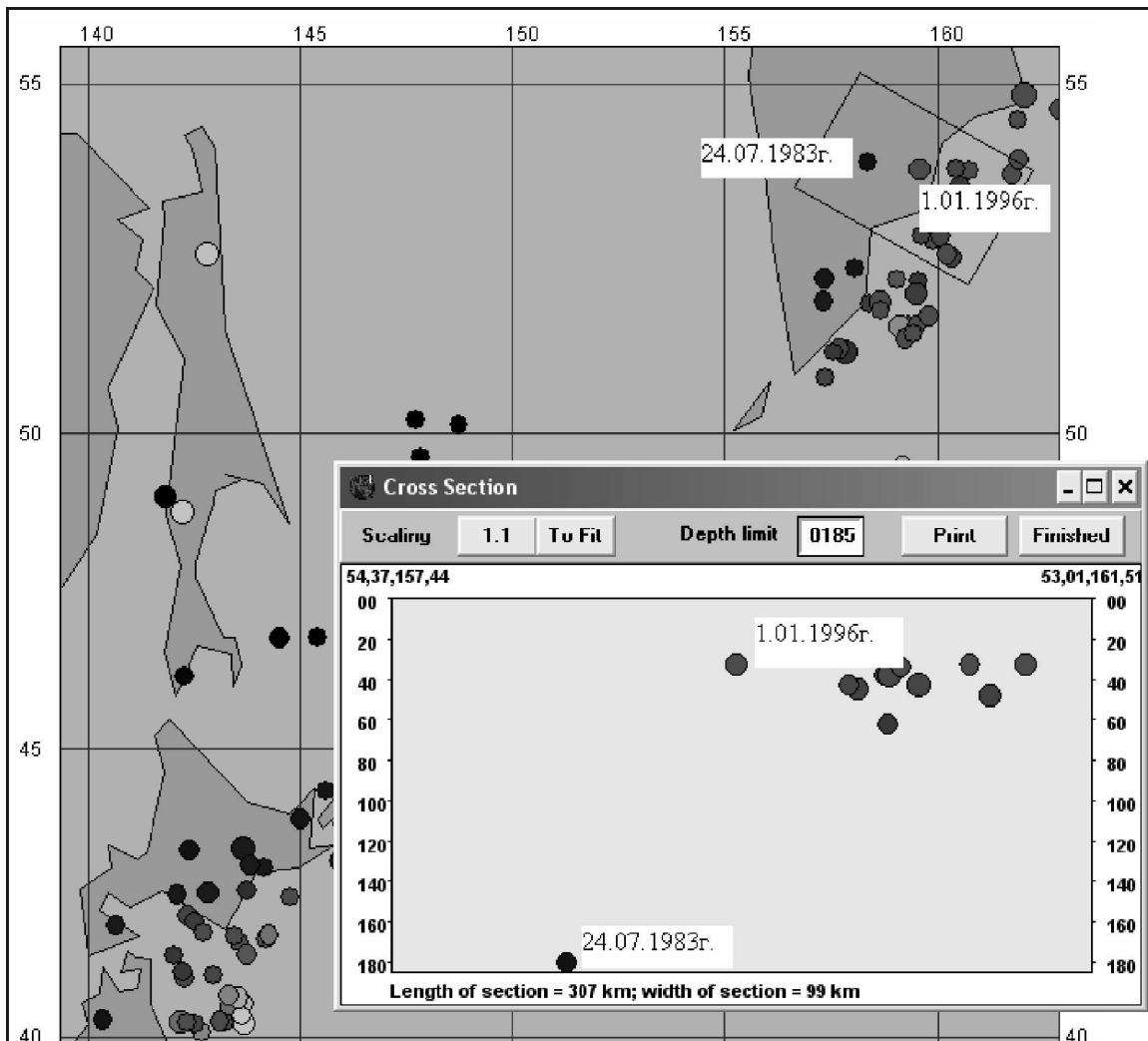


Рис. 3. Сейсмоактивная зона центральной Камчатки

Таблица 1
Данные о землетрясении на о. Сахалин

Дата	Время в очаге землетрясения, ч-мин-с	Широта	Долгота	Глубина, км	Магнитуда
12.05.1990	04-50-09	49.04	141.85	605	6.8
04.08.2000	21-13-03	48.79	142.25	10	7.1

Эпицентры глубоких землетрясений наблюдаются в южной части акватории Охотского моря. Она также неоднородна, разбита на блоки, разделенные разломами. Но эта неоднородность связана с поверхностными структурами. Здесь можно проследить несколько цепочек очагов, выходящих на поверхность. Здесь приводится одна из них. Данные о землетрясениях [3] приведены в табл. 2.

Таблица 2
Данные о землетрясениях Курильской зоны субдукции

Дата	Время в очаге землетрясения, ч-мин-с	Широта	Долгота	Глубина, км	Магнитуда
27.01.1982	09-55-39	50.21	147.73	622	6.1
23.04.1984	21-40-35.5	47.42	146.69	414	6.2
16.10.1994	05-10-01	45.75	149.17	116	6.8
07.02.1996	21-36-46	45.32	149.89	42	7.2

Камчатская сейсмоактивная зона

Как видно из глубинного разреза, приведенного на рис. 3, Камчатская сейсмоактивная зона представляет собой область преимущественно поверхностной сейсмической активности. Гипоцентры глубоких землетрясений не превышают 200 км. По данным о сильных землетря-

сениях зона субдукции прослеживается слабо. В настоящей работе выбраны для анализа два наиболее сильных землетрясения в сухопутной части Камчатки с близкими эпицентрами. Данные о землетрясениях приведены в табл. 3.

Таблица 3
Данные о землетрясениях центральной части Камчатки

Дата	Время в очаге землетрясения, ч-мин-с	Широта	Долгота	Глубина, км	Магнитуда
24.07.1983	23-07-31	53.93	158.37	180	6.1
01.01.1996	09-57-51	53.83	159.59	33	6.6

2. Зона субдукции у берегов Южной Америки

Южноамериканское побережье Тихого океана характеризуется активными областями, связанными с границей между плитой Наска и континентальными структурами. Зона субдукции прослеживается уверенно до глубин около 800 км. Плита Наска является очень динамичной структурой, относительная скорость смещения взаимодействующих плит порядка 78 мм/год.

В настоящей работе рассмотрена область наиболее сильного за последние годы землетрясения у побережья Перу, произошедшего 23 июня 2001 г. (рис. 4, табл. 4)

Таблица 4
Данные об очагах перуанского землетрясения 2001 г.

Дата	Время в очаге землетрясения, ч-мин-с	Широта	Долгота	Глубина, км	Магнитуда
09.06.1994	01-15-18	-14.36	-68.44	650	6.1
08.10.1998	04-51-43	-16.12	-71.40	136	6.4
23.06.2001	20-33-14	-16.26	-73.64	33	8.4

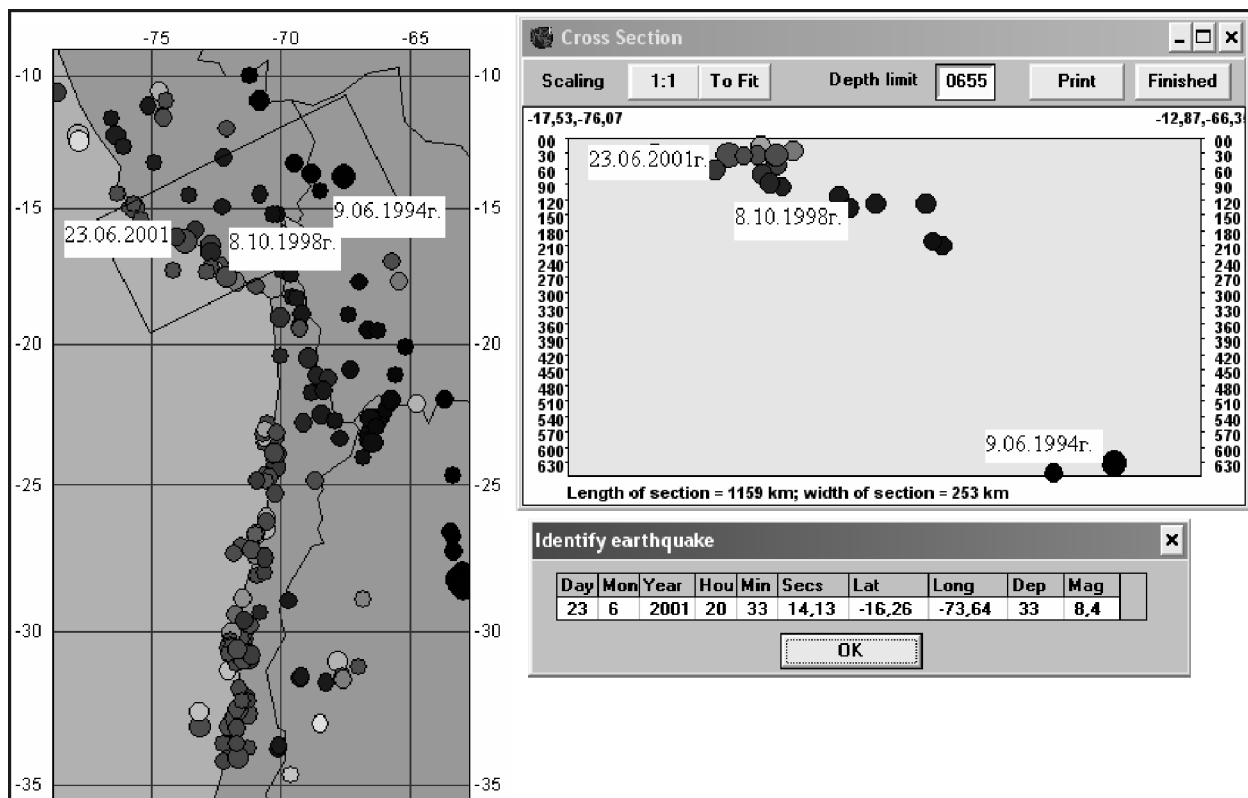


Рис. 4. Землетрясения на западном побережье Южной Америки

и сопровождавшегося интенсивным цунами. В результате землетрясения и цунами погибли 75 человек, разрушены исторические здания на побережье. Выход очага на поверхность подтверждают данные о глубинном разрезе рассматриваемого района. Общим для рассмотренных областей Тихоокеанского сейсмического пояса является то, что при выходе очагов землетрясений с глубины на поверхность Земли магнитуды землетрясений резко возрастают.

Заключение

В настоящей работе предложена модель разрушения внешних оболочек Земли в представлениях упругопластической среды. Разработана методика оценки временных параметров разрушения в зависимости от реальных физических свойств литосферы и астеносферы Земли и реальной скорости деформационных процессов.

Определяющую роль в процессе выхода очагов глубоких землетрясений на поверхность Земли играет наличие в структуре сейсмоактивного региона астеносферного слоя и его физические параметры. В отсутствие или при слабой выраженности астеносферного слоя внеш-

няя оболочка Земли разрушается раньше внутренней и выхода глубинных землетрясений на поверхность не наблюдается.

Знание реальных физических параметров строения сейсмоактивного региона позволяет рассчитать время выхода глубинного разрушения на поверхность. В этом смысле предлагаемая методика носит прогностический характер.

На продемонстрированном материале наблюдений в разных сейсмически активных регионах очевидно, что выход глубинных очагов на поверхность имеет место в областях субдукции и рифтогенеза. Область внутриконтинентальной коллизии оказалась более сложной для анализа.

Список литературы

1. Ишлинский А.Ю., Ивлев Д.Д. Математическая теория пластичности. М., 2003.
2. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 2006.
3. <http://www.neic.usgs.gov/>.

Earthquake hypocenter transition from the Earth's mantle to the surface

E. V. Voronina^a, A. V. Lyusina^b

Department of Physics of Earth, Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow 119991, Russia.

E-mail: ^avoronina@phys.msu.ru, ^blyusina@phys.msu.ru.

The results of theoretical calculations of hypocenters migration from the Earth's mantle towards its surface are presented. The calculations are based on a suggestion that brittle fractures correlate with the external parts of the lithosphere surface, whereas viscous fractures occur in the internal parts of the lithosphere. For this reason, rupture comes to the Earth's surface. Our calculations show that the period of surface earthquake's appearance is about 8 to 10 years.

PACS: 91.10.Kg.

Keywords: hypocenter, Earth mantle, spring, viscosity, crustal deformation, earthquake magnitude.

Received 17 March 2008.

English version: *Moscow University Physics Bulletin* 1(2009)

Сведения об авторах

1. Воронина Елена Викторовна — к. ф.-м. н., доцент; тел.: 939-38-48, e-mail: voronina@phys.msu.ru.

2. Люсина Анна Владимировна — к. ф.-м. н., ст. преподаватель; тел.: 939-38-48, e-mail: alyusina@yahoo.com.