

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.348

## АНАЛИЗ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ЯПОНСКОГО РЕГИОНА

Е. В. Воронина, А. В. Люсина

(кафедра физики Земли)

E-mail: lusina@phys.msu.su

**В статье исследуется связь сейсмичности и параметров тензора скорости сейсмотектонической деформации на примере японского региона. Показано, что области минимальных значений тензора скорости сейсмотектонической деформации определяют локализацию зон относительного сейсмического затишья, предшествующих сильным землетрясениям. Для выделения зон сейсмического затишья рассчитывались тензоры скоростей сейсмотектонической деформации и их инварианты по данным механизмов очага землетрясений Японии.**

### Формулировка задачи

Сейсмотектонические деформации, связанные с остаточной подвижкой в очаговых зонах сильных землетрясений, определяют так называемое сейсмическое течение горных масс, при котором подвижки в отдельных очагах землетрясений складываются в процессе квазипластического деформирования [1, 2]. Если очаг землетрясения представить в виде разрыва, области пластических деформаций образуются

у вершин разрыва, где концентрация напряжений столь велика, что можно пренебречь величинами упругих деформации по сравнению с неупругими [3, 4]. В процессе землетрясения происходит быстрый переход накопленной упругой деформации среды в неупругую с образованием остаточных смещений в области очага. На расстояниях, больших размеров области пластичности, материал среды можно считать линейно упругим.

Критическое состояние среды в области очага землетрясения может быть описано как предел текучести среды при сдвиге. При этом второй инвариант девиатора скорости сеймотектонической деформации (или модуль девиатора) достигает критического значения  $e_\gamma$ , определяющего начало перехода среды к сейсмическому течению [5, 6]:

$$e_\gamma = \frac{1}{3} \left[ (\dot{\epsilon}_{11} - \dot{\epsilon}_{22})^2 + (\dot{\epsilon}_{22} - \dot{\epsilon}_{33})^2 + (\dot{\epsilon}_{33} - \dot{\epsilon}_{11})^2 + 6(\dot{\epsilon}_{12}^2 + \dot{\epsilon}_{23}^2 + \dot{\epsilon}_{31}^2) \right]^{1/2}, \quad (1)$$

где  $\dot{\epsilon}_{ij}$ ,  $i, j = 1, 2, 3$ , — компоненты тензора скорости сеймотектонической деформации. Величина остаточных смещений зависит от упругих свойств горных пород и режима нагружения элемента среды. Предполагается, что свойства среды остаются склерономными и процесс изотермическим.

Подвижка по разрыву может быть определена по величине статического сейсмического момента землетрясения:  $M_0 = \mu \bar{u} S$ , где  $\mu$  — модуль сдвига в гипоцентре землетрясения,  $\bar{u}$  — средняя остаточная подвижка по поверхности разрыва,  $S$  — площадь поверхности разрыва. Так как неупругие подвижки в очагах землетрясений являются малыми, можно считать, что тензор скорости малой деформации отличается от тензора деформации только на временной множитель. Если в сейсмогенном объеме  $V$  за период наблюдений  $T$  произошло  $N$  землетрясений, то скорость деформации объема за счет сейсмического течения может быть рассчитана по формуле [1]

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu \Delta V \Delta T} \sum_{k=1}^N M_{0ij}^{(k)}, \quad (2)$$

$i, j = 1, 2, 3, \quad k = 1, \dots, N,$

где  $M_{0ij}^{(k)}$  — тензор сейсмического момента отдельного землетрясения. Вообще говоря, период наблюдений  $\Delta T$  должен быть по возможности больше, чтобы предсказания были точнее. Элементарный сейсмогенный объем  $\Delta V$  определяется по размерам очаговых зон наиболее сильных землетрясений. Для землетрясений разных энергетических классов величины выбираемых объемов среды и времени наблюдений будут различны. Сильные землетрясения будут рассматриваться как акты дискретного образования разрывов, слабые — как бы размазываются по объему и выражаются только в деформации среды [1].

Тензор сейсмического момента определяется как величиной статического сейсмического момента, так и угловыми параметрами механизма очага и рассчитывается по известным соотношениям [2, 3, 6].

Деформационные параметры сейсмоактивного региона определяются методом декомпозиции, т. е. разбиением его на элементарные сейсмогенные объемы с упорядоченной ориентацией подвижек в очагах землетрясений. При этом в одних точках среды

происходит разгрузка, а в других — нагружение, т. е. деформационные характеристики среды становятся зависимыми от координат.

В настоящей работе рассчитывались тензоры сеймотектонической деформации, связанной с неупругими подвижками в очаговых зонах сильных землетрясений и ее скорости; определялись модули девиаторов деформации и скорости деформации, используемые в интерпретации наблюдений.

### Исходные данные и анализ механизмов очага

Основной вклад в сеймотектоническую деформацию региона вносят подвижки в очаговых зонах наиболее сильных землетрясений [1, 2, 7]. В настоящей работе использовались данные о сильных землетрясениях с магнитудой больше 5.5, произошедших в районе с координатами  $(25-45)^\circ$  с.ш.,  $(125-145)^\circ$  в.д. за период с 1973 по 2001 г. включительно. Этот район включает в себя территории японской островной дуги, акватории Японского и Филиппинского морей, западную границу Тихоокеанской плиты. Это один из самых высокоактивных сейсмических регионов в мире.

Данные о механизмах очага за период с 1973 по 2001 г. предоставлены Японским Метеорологическим Агентством (JMA). За период с 1973 по 1994 г. в исследуемом регионе произошло более полутора тысяч зарегистрированных событий и более трехсот

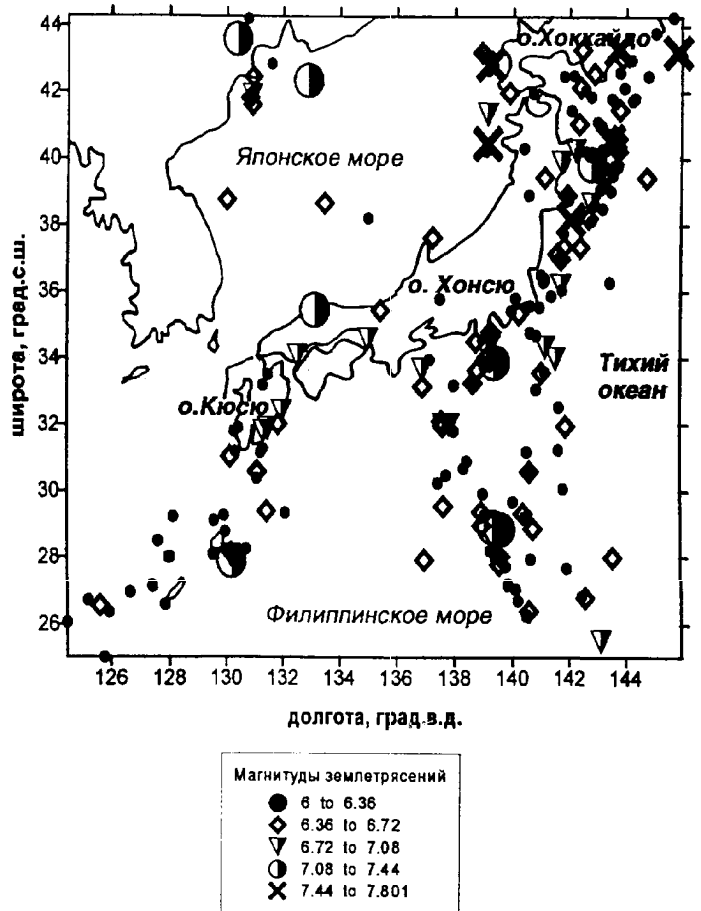


Рис. 1. Эпицентры землетрясений Японского региона с магнитудами  $M_w > 6$  за период с 1973 по 2001 г.

землетрясений с магнитудой более 5.5, данные о которых использовались в этой работе.

На рис. 1 показано распределение эпицентров сильнейших землетрясений с магнитудой  $M_w \geq 6$  в исследуемом регионе. Как видно из рисунка, наибольшее число землетрясений приурочено к западной границе Тихоокеанской плиты, к структурам Японского и Изу-Бонинского желобов. Активны также границы Филиппинского моря, в районе желобов Рюкю и Нанкайского и полуострова Изу. В областях сочленения желобов сейсмическая активность особенно высока.

Одной из самых активных областей поверхностной сейсмичности является область в районе северо-восточного побережья острова Хонсю [6]. Гипоцентры землетрясений здесь не превышают глубин 40 км. Средняя мощность сейсмогенного слоя — 12 км. Подавляющее большинство землетрясений этого региона имеют механизмы очага типа надвига. Несколько сильнейших землетрясений в северо-восточной части региона произошло в районе Хоккайдо. По нашим данным, механизмы очагов землетрясений в верхней части земной коры имеют тип надвига, а на глубинах более 100 км — тип сброса. В центральной Японии и в районе желоба Сагами гипоцентры землетрясений углубляются. Большинство из произошедших здесь событий имеют механизмы очага типа сдвига. В районе острова Кюсю и в зоне сочленения желобов Рюкю и Нанкайского большая часть зем-

летрясений происходит на глубинах, достигающих 180 км. Вблизи земной поверхности землетрясения преимущественно сбросового типа.

### Результаты расчетов и их интерпретация

По данным о механизмах очага были рассчитаны тензоры сейсмотектонической деформации и тензоры ее скорости для элементарных сейсмогенных объемов площадью  $2^\circ \times 2^\circ$  на поверхности и мощностью, определяемой глубинами гипоцентров соответствующей части региона. Величина модуля сдвига задавалась в соответствии с моделью внутреннего строения Земли IASPEI 91 и варьировала в пределах: (30 ÷ 60) ГПа.

На рис. 2 представлено поле модуля сейсмотектонической деформации за период 1973–1994 гг. На изолиниях приводятся значения магнитуд, соответствующие данным уровням деформации. Расчет значений магнитуд производился в соответствии с соотношением

$$\log M_0 = 1.14M_w + 11.31,$$

полученным нами по всей совокупности данных. Величина осредненных остаточных подвижек в очагах землетрясений изменяется в данном диапазоне магнитуд на пять порядков. Максимальные неупругие деформации соответствуют очаговым зонам наиболее сильных землетрясений в восточной части острова Хоккайдо и северо-восточной части остро-

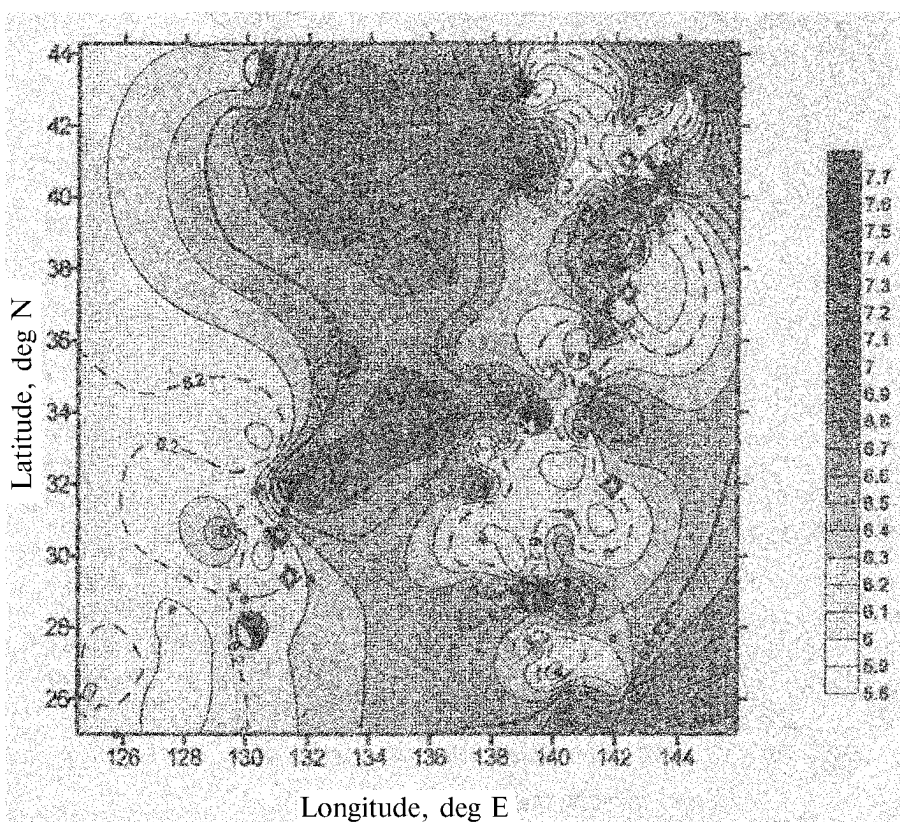


Рис. 2. Поле сейсмотектонической деформации по наблюдениям 1973–1994 гг. и эпицентры последовавших землетрясений 1995–2001 гг.

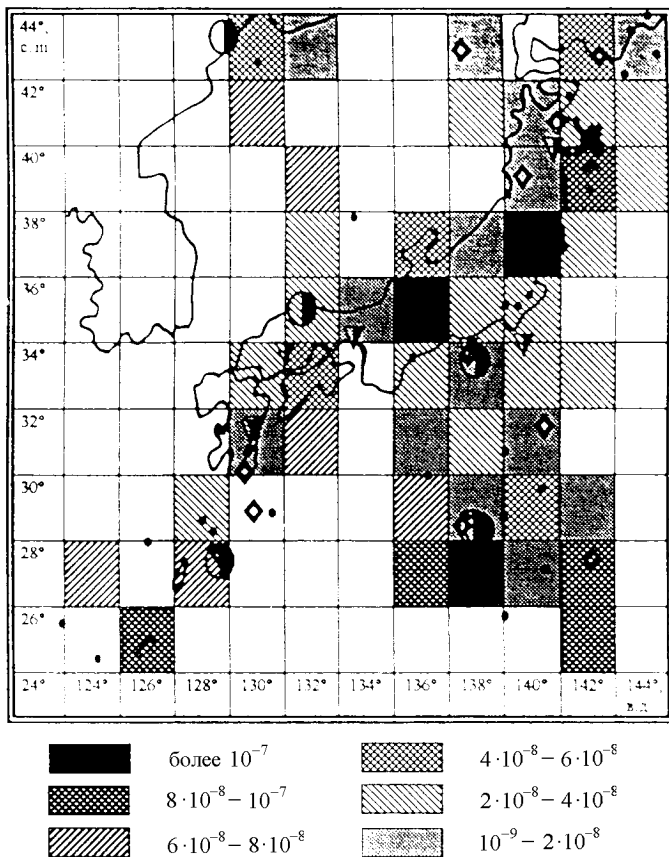


Рис. 3. Модуль скорости сеймотектонической деформации для отдельных сейсмогенных объемов среды

ва Хонсю. На контурное поле деформаций, имевших место в 1973–1994 гг., наложены эпицентры наиболее сильных землетрясений, произошедших в 1995–2001 гг. Сильнейшие из них, с магнитудой более 7, ассоциируются с изолиниями магнитуд, равными 6.5 и ниже. То есть сильнейшие землетрясения происходят, главным образом, в областях с деформациями, по крайней мере, на два порядка меньшими, чем те, которые определяются предшествующими событиями.

Мы предполагаем, что области деформаций на уровне магнитуд 6.2–6.5 определяют области сейсмического затишья для сильнейших землетрясений (с магнитудами 7.0 и выше). Для более слабых землетрясений уровень деформаций пропорционально понижается. Временные параметры выделяемых зон сейсмического затишья требуют дополнительного исследования.

Наиболее наглядно приуроченность последующих землетрясений к областям сейсмического затишья проявляется в результатах расчета полей скорости сеймотектонической деформации, рассчитанные для отдельных сейсмогенных объемов среды с равной площадью на поверхности. Значения модуля скорости сеймотектонической деформации варьируют в пределах  $(1 \cdot 10^{-9} \div 1 \cdot 10^{-7})$  год<sup>-1</sup>, т.е. изменяются на два

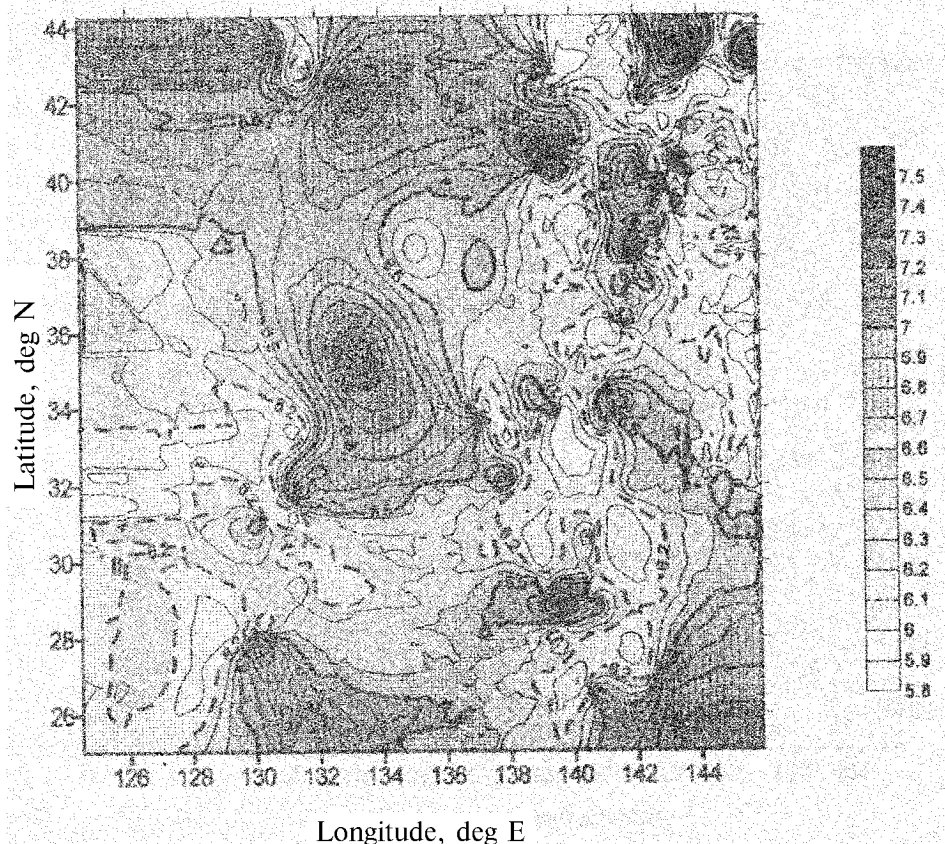


Рис. 4. Контурное поле модуля скорости сеймотектонической деформации за весь период наблюдений

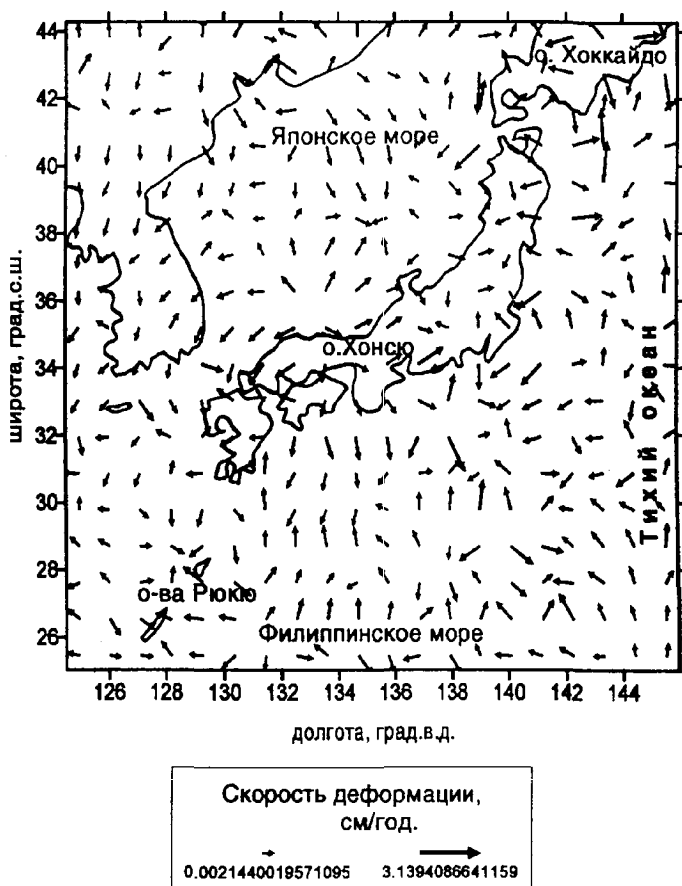


Рис. 5. Векторное поле скорости смещений на поверхности

порядка. Поскольку разбиение на элементарные объемы было достаточно формальным, следует учесть, что конфигурация зон затишья имеет более сложную форму на поверхности, о чем свидетельствует рис. 4.

На рис. 4 представлено поле модуля скорости сейсмотектонической деформации в изолиниях за весь период наблюдений 1973–2001 гг. На нем области сейсмического затишья выделены в районе западного Хоккайдо, северной части острова Хонсю, в центральной части региона и на юго-востоке, в районе островов Рюкю.

В векторном виде поле модуля скорости сейсмотектонической деформации, умноженной на линейный размер сейсмогенного объема, равный  $2.22 \times 10^7$  см, представлено на рис. 5. Области повышенной сейсмической опасности на этом рисунке соответствуют области встречного движения векторов. Значения скорости пропорциональны длине векторов и изменяются в диапазоне ( $2 \cdot 10^{-3} \div 3.14$ ) см/год.

Упорядоченная ориентация векторов свидетельствует об однородности структуры среды; хаотичная — о несовместности полей деформации и определяет простираение разломных структур. Кроме того, векторное поле визуализует режим деформирования земной поверхности и показывает области ее сжатия и растяжения. По сравнению с наблюдениями 1973–1994 гг. в исследуемом регионе в 1995–2001 гг. заметно активизировались области, связанные с динамикой Филиппинской плиты.

### Заключение

В работе был сделан анализ сейсмотектонической деформации и ее скорости на примере японского региона. Наименьшие скорости деформации на конец 2001 г. приурочены к областям восточной части Хоккайдо, северо-восточной области острова Хонсю, района желоба Сагами, восточной части Кюсю и его северо-восточной части, т.е. Нанкайского желоба. Эти районы можно отнести к локальным зонам сейсмического затишья. Известно, что в областях сейсмического затишья может ожидать крупное или катастрофическое событие. Таким образом, рассчитывая параметры сейсмотектонической деформации, можно получить оценки сейсмической опасности исследуемого региона.

### Литература

1. Костров Б.В. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 1. С. 23.
2. Ризниченко Ю.В. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34.
3. Аки К., Ричардс П. // Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983.
4. Белякова Т.А., Ломакин Е.В. // Проблемы механики неупругих деформаций. М.: Физ. мат. лит., 2001.
5. Ильющин А.А. // Механика сплошной среды. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990.
6. Воронина Е.В., Люсина А.В. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1997. № 6. С. 53 (Moscow University Phys. Bull. 1997. No. 6. P. 74).
7. Kiratzi A.A., Papazachos C.B. // Bull. Seismol. Soc. Am. 1996. 86. No. 3. P. 821.

Поступила в редакцию  
24.05.02