

УДК 550.3:551.24.02

ПОСТСЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2015 г. И.С. Владимирова¹, Г.М. Стеблов^{1,2}

¹ *Геофизическая служба РАН, Калужская обл., г. Обнинск, Россия*

² *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

За последние два десятилетия активных спутниковых геодезических наблюдений в разных сейсмоактивных регионах планеты были выявлены постсейсмические деформации для большинства сильнейших землетрясений. Среди них землетрясения, произошедшие в пределах Японо-Курило-Камчатской островной дуги (Кроноцкое, 1997 г.; Симуширские, 2006–2007 гг.; Тохоку, 2011 г.), в Суматра-Андаманской (события 2004, 2007 гг.) и Чилийской (событие 2010 г.) зонах субдукции. Названные события имеют схожий механизм, характерный для межплитного субдукционного пологого надвига. Выявленные для них продолжительные постсейсмические смещения – наиболее дискуссионный вид наблюдаемых поверхностных деформаций, сложность объяснения которых обусловлена как неоднозначностью возможных механизмов, так и необходимостью анализа реологии верхней мантии. При моделировании многолетних вязкоупругих процессов требуется учитывать возможное асейсмическое развитие сейсморазрыва в первые месяцы после землетрясения. В то же время многолетние временные ряды наблюдений постсейсмических движений содержат достаточно информации о возможной геометрии эффективного распределения подвижки по разрыву. Это позволяет прогнозировать дальнейшую интенсивность постсейсмических движений, включая продолжительность их затухания.

Изучение и моделирование постсейсмических процессов в подобных регионах необходимо не только для получения информации об их глубинном строении, но и для корректного сопоставления деформационного потенциала региона с сейсмической энергией, выделившейся во время землетрясения. Без этого невозможен прогноз интенсивности дальнейшего накопления деформационного потенциала, так как модели упругого деформирования перед землетрясением неприменимы в последующие два–три десятилетия, в течение которых существенно меняются направление и величина наблюдаемых смещений земной поверхности.

Ключевые слова: субдукция, постсейсмические деформации, вязкоупругая релаксация, реология мантии.

Введение

Среди всего многообразия поверхностных смещений, наблюдаемых средствами спутниковых геодезических сетей разного масштаба, наиболее сложными для интерпретации являются деформации, сопровождающие сильнейшие землетрясения (постсейсмические деформации). Сложность их объяснения обусловлена, прежде всего, необходимостью привлечения реологических моделей строения литосферы и верхней мантии в отличие от стационарных межсейсмических деформаций и одномоментных сейсмических подвижек во время самих землетрясений, для которых достаточны относительно простые упругие слоистые модели. При этом неизбежно усложняются и подходы к решению соответствующей обратной задачи по оценке параметров рассматриваемой реологической модели. Информативность постсейсмических наблюдений непосредственно связана с выбором адекватной модели и корректностью регуляризирующих ограничений при решении обратной задачи.

В последние два десятилетия активных спутниковых геодезических наблюдений постсейсмические деформации были выявлены для большинства сильнейших

землетрясений в разных сейсмоактивных регионах – для Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г. [Burgmann et al., 2001], Симуширских 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. [Владимирова, Стеблов, Фролов, 2011; Kogan et al., 2011], Тохоку 11.03.2011 г., произошедших в пределах Японо-Курило-Камчатской островной дуги; для событий 26.12.2004 г., 09.12.2007 г. в Суматра-Андаманской субдукционной зоне и события 27.02.2010 г. в Чилийской зоне субдукции. Эти события объединяет схожий механизм межплитного субдукционного пологого надвига.

Изучение и моделирование постсейсмических процессов в регионах, подобных вышеназванным, необходимы не только для получения информации об их глубинном строении, но и для корректного сопоставления их деформационного потенциала с сейсмической энергией, выделившейся во время землетрясения. Без этого невозможен прогноз интенсивности дальнейшего накопления деформационного потенциала, так как используемые модели упругого деформирования перед землетрясением становятся неприменимыми в последующие 2–3 десятилетия, в течение которых наблюдаемые смещения земной поверхности существенно меняются по направлению и величине. Не менее важен вопрос о возможности детализации модели в зависимости от конфигурации измерительных сетей.

В данной работе отмеченные проблемы рассматриваются на примере парных Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. и Чилийского землетрясения 2010 г. Отметим, что геодинамические сети, существующие в регионах, где произошли эти землетрясения, различны по простиранию. В первом случае измерительные пункты расположены вдоль Курильской островной гряды, простираясь практически в одном направлении; во втором они распределены как вдоль разломной зоны, так и вкрест ее простирания, что значительно расширяет покрытие.

Реологическое моделирование постсейсмических процессов

В качестве механизмов, объясняющих аномальные постсейсмические движения, как правило, рассматриваются вязкоупругая релаксация в астеносфере [Pollitz, 2003], фрикционное асейсмическое развитие сейсморазрыва [Marone, Scholz, Bilham, 1991], выравнивание порового давления в водонасыщенных породах. Однако пространственно-временные масштабы выбранных нами для анализа событий (проявление аномальных движений на расстояниях в сотни километров в течение десятков лет) допускают адекватное моделирование с использованием лишь одного из названных механизмов – механизма вязкой релаксации верхней мантии. В рамках этой модели предполагается, что упругие деформации, происходящие непосредственно в момент землетрясения, распространяются на достаточно большую глубину, затрагивая верхнюю мантию и вызывая в ней вязкоупругое течение, которое, в свою очередь, и проявляется в наблюдаемых на поверхности продолжительных аномальных смещениях.

Для подтверждения вязкоупругой астеносферной природы постсейсмических аномальных движений необходимо численное моделирование этих процессов, которое можно выполнить, построив соответствующую функцию источника, определяемую реологией среды. В этом случае деформационные процессы в среде определяются сверткой:

$$\mathbf{U}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t, t_s) = \iint_S \mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t_s) \mathbf{G}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s) d\mathbf{r}_s, \quad (1)$$

где $\mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t_s)$ – вектор подвижки по разрыву в момент времени t_s в точке $\mathbf{r}_s \in S$; S – поверхность разрыва; $\mathbf{G}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s)$ – функция Грина (функция отклика среды); $\mathbf{U}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t, t_s)$ – результирующее смещение в момент времени t в точке \mathbf{r} .

Для рассматриваемых сильных землетрясений достаточно адекватной представляется модель сферически симметричной слоистой сжимаемой вязкоупругой среды в условиях гравитации, реакция которой на заглубленную дислокацию вычисляется с помощью суммирования сферо- и тороидальных нормальных мод [Pollitz, 1997]. Необходимость учета сферичности и слоистости среды обосновывается расчетами для различных моделей, которые показывают, что использование упрощенных моделей (например, однородного плоскоограниченного полупространства) на больших расстояниях от очага (сотни километров) приводит к значительным (30–50 %) погрешностям в оценке поверхностных смещений. В связи с этим в нашем исследовании используется модель PREM с реологическими характеристиками литосферы и верхних слоев мантии, приводимыми в таблице.

Реологические характеристики литосферы и верхней мантии.
Модель PREM

Слой	Глубина, км	Вязкость (по Максвеллу), η_1 , Па·с
Литосфера	0–63	$\rightarrow \infty$
Астеносфера	63–220	$1 \cdot 10^{17} - 1 \cdot 10^{19}$
Верхняя мантия	220–670	$5 \cdot 10^{20}$
Нижняя мантия	670–2900	$5 \cdot 10^{21}$

Кроме того, значительные пространственные вариации функции Грина вблизи источника, т.е. когда величина $|\mathbf{r} - \mathbf{r}_s|$ сравнима с протяженностью разрыва, указывают на необходимость учета неравномерности пространственного распределения $\mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t_s)$ в свертке (1). Поэтому для практической реализации описываемого подхода для сильных землетрясений с большими размерами очага исходное разрывное нарушение S в наших исследованиях аппроксимируется конечным набором непересекающихся прямоугольных элементов S_i :

$$S = \bigcup_i S_i, \tag{2}$$

$$S_i \cap S_j = \emptyset \text{ при } i \neq j. \tag{3}$$

При этом исходное неоднородное распределение подвижки по разрыву $\mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t_s)$ аппроксимируется соответствующим конечным набором однородных подвижек \mathbf{u}_i по малым прямоугольным элементам покрытия S_i :

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t_s) = \mathbf{u}_i \text{ при } \mathbf{r}_s \in S_i. \tag{4}$$

Таким образом, исходная свертка (1) с учетом (2), (3) приводится к конечной сумме:

$$\begin{aligned} \mathbf{U}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t, t_s) &= \iint_S \mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t_s) \mathbf{G}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s) d\mathbf{r}_s = \sum_i \iint_{S_i} \mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t_s) \mathbf{G}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s) d\mathbf{r}_s = \\ &= \sum_i \mathbf{u}_i \iint_{S_i} \mathbf{G}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s) d\mathbf{r}_s, \end{aligned} \tag{5}$$

каждый член которой вычисляется с помощью программного пакета VISCO1D-v3 [Pollitz, Bürgmann, Banerjee, 2006].

Примеры построений для Симуширских (a, b) и Чилийского (v, z) землетрясений приведены на рис. 1. Приемлемое согласие между теоретическими кривыми и экспериментальными значениями горизонтальных компонент смещения наблюдательных пунктов отмечается для Симуширских событий при $\eta_1 = 3 \cdot 10^{17}$, для Чилийского – при $\eta_1 = 6 \cdot 10^{17}$.

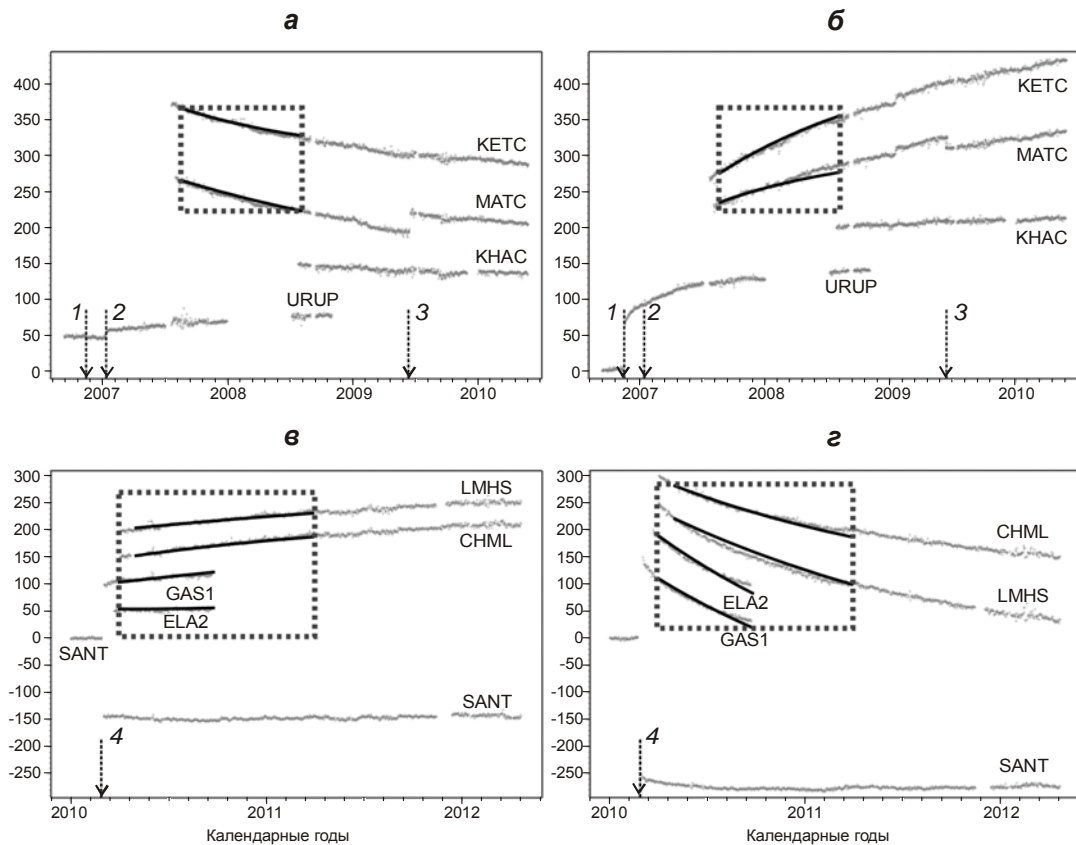


Рис. 1. Сопоставление данных региональных спутниковых геодезических сетей о постсейсмических смещениях (серые графики) и результатов их расчетов, выполненных с использованием модели PREM (черные графики) для Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. (вверху) и Чилийского землетрясения 2010 г. (внизу); а, в – северные компоненты, б, г – восточные

Вертикальные оси – смещения, мм; горизонтальные – календарные годы. Прямоугольные контуры – временные рамки моделирования. Пунктирными стрелками на а, б обозначены моменты Симуширских землетрясений 2006 (1) и 2007 гг. (2); извержения пика Сарычева 2007 г. (3); на в, г – Чилийского землетрясения 2010 г. (4). Латинские аббревиатуры здесь и далее – коды станций

Указанные выше значения η_1 соответствуют минимуму среднеквадратической невязки

$$\min_{\eta_1} \sum_j \sum_k \left| \sum_i \mathbf{u}_i \iint_{S_i} \mathbf{G}(\eta_1, \mathbf{r}_j, \mathbf{r}_s, t_k - t_s) d\mathbf{r}_s - \mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_j, t_k) \right|^2, \quad (6)$$

где $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_j, t_k)$ – измеренные значения смещений в момент времени t_k на наблюдательном пункте в точке \mathbf{r}_j ; $\mathbf{G}(\eta_1, \mathbf{r}_j, \mathbf{r}_s, t_k - t_s)$ – соответствующее значение функции Грина с учетом ее зависимости от вязкости η_1 . Использованное начальное распределение подвижки по разрыву (4) в момент землетрясения t_s – результат моделирования сейсмических смещений, измеренных на земной поверхности на тех же пунктах \mathbf{r}_j во время землетрясений [Pollitz, 1996], и решения соответствующей обратной задачи [Стеблов и др., 2010; Steblov et al., 2008]. Возможно привлечение и других моделей, основанных например, на сейсмических данных из каталогов NEIC, USGS, а также результатах другим наблюдений. На рис. 2 приведены модели очагов двух землетрясений – Симуширского 2006 г. (а) и Чилийского (б).

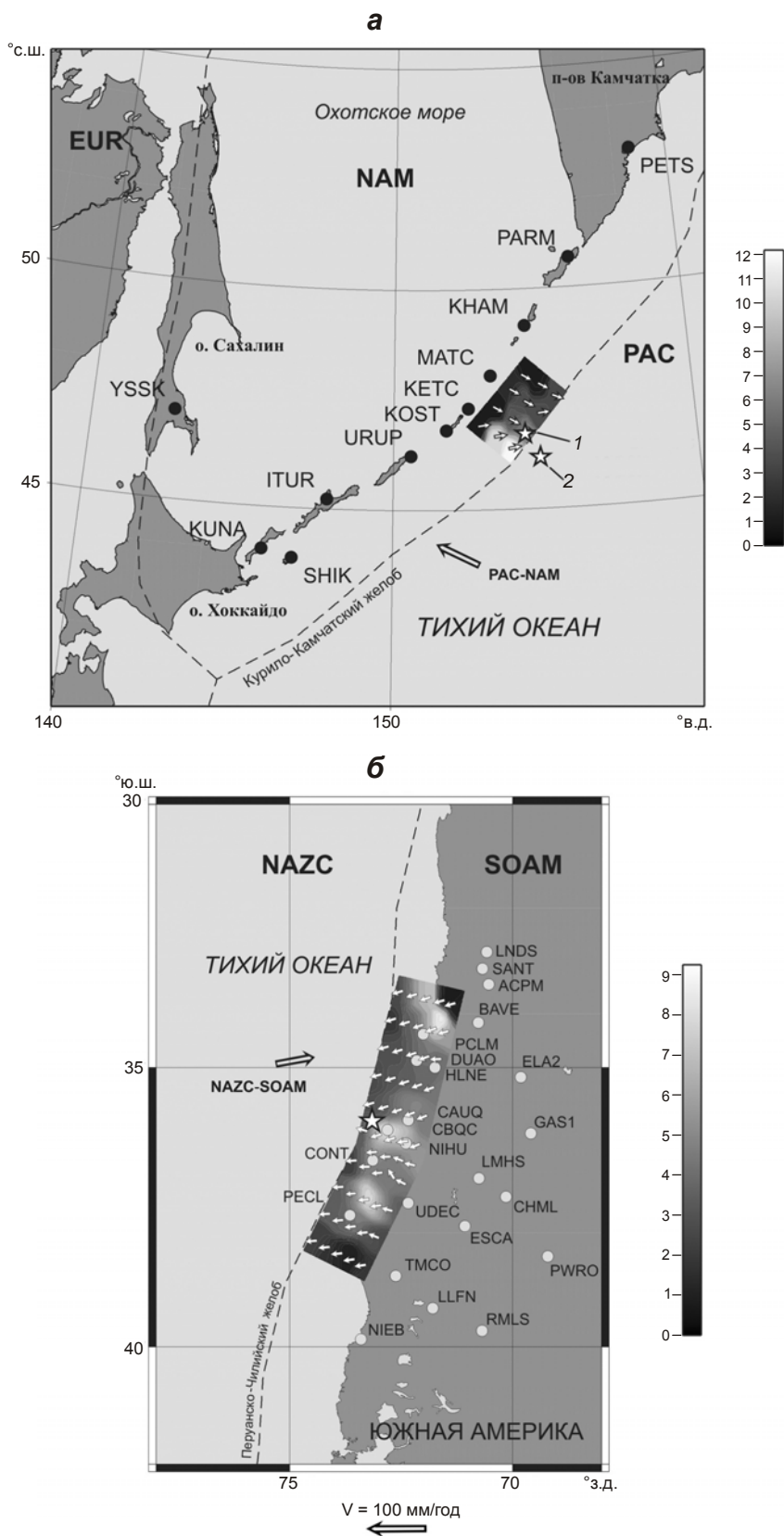


Рис. 2. Курильская (а) и Чилийская (б) спутниковые геодезические сети и модели очагов первого Симуширского (а) и Чилийского (б) землетрясений по данным о сейсмических подвижках. Описание см. далее в тексте

Белыми стрелками на рис. 2 указаны направления модельных подвижек в очаге. Здесь и далее: тоновая шкала – подвижки, м; звездочки – эпицентры землетрясений (1, 2 – Симуширские, без номера – Чилийское); EUR – Евразийская плита, NAM – Североамериканская, PAC – Тихоокеанская; SOAM – Южноамериканская, NAZC – плита Наска; PAC–NAM – поддвижение Тихоокеанской плиты под Североамериканскую (80 мм/год); NAZC–SOAM – поддвижение плиты Наска под Южноамериканскую (66 мм/год).

Модели очагов по постсейсмическим данным

Приведенные на рис. 1 результаты моделирования основаны на предположении, что распределенный сейсморазрыв в момент землетрясения стал причиной вязкоупругой реакции астеносферы. Однако упомянутые выше пространственно-временные масштабы различных механизмов постсейсмических деформаций позволяют допустить в первые месяцы после землетрясения и другой механизм – фрикционное асейсмическое развитие сейсморазрыва. Это может существенно расширить исходную сейсмическую дислокацию и локализацию максимальной подвижки в ее пределах, что, в свою очередь, может заметно изменить последующие многолетние процессы. Поэтому использование данных о сейсморазрыве без учета его возможного асейсмического развития в первые месяцы после землетрясения может привести к искажениям в моделировании последующих многолетних вязкоупругих процессов. Однако многолетние временные ряды наблюдений постсейсмических движений содержат достаточно определенные ограничения на возможную геометрию эффективной подвижки по разрыву, что позволяет оценить ее и использовать для прогнозирования дальнейшей интенсивности этих движений, в частности, их затухания.

В общем виде задача определения эффективного распределения подвижки по разрыву из постсейсмических наблюдений сводится к решению обратной задачи вида

$$\sum_i \mathbf{A}_i(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s) \mathbf{u}_i = \mathbf{U}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t, t_s), \quad (7)$$

получаемой после подстановки $\mathbf{A}_i(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s) = \iint_{S_i} \mathbf{G}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t - t_s) d\mathbf{r}_s$ в (5). Выражение (7)

представляет собой линейную систему уравнений относительно компонент векторов \mathbf{u}_i . При детальном разбиении искомой сейсмодислокации S на элементы S_i система (7) становится неопределенной, и ее однозначное решение возможно только с дополнительными ограничениями. Физическим ограничением, достаточным для регуляризации рассматриваемой задачи, является сглаживание искомых векторов по величине и направлению. Максимально возможная детальность разбиения (2), (3), (4), допускающая устойчивое решение, может быть выявлена с помощью теста “шахматный код”.

На рис. 3 приведены примеры восстановления исходного гипотетического распределения вектора подвижки \mathbf{u}_i для первого из Симуширских (рис. 3, а, б, в) и Чилийского (г, д, е) землетрясений путем решения сначала прямой задачи (5), а затем обратной (7). Исходное распределение \mathbf{u}_i в данных примерах состоит из чередующихся в смежных прямоугольных элементах нулевых и единичных подвижек.

Результаты восстановления реального распределения сейсмодислокации для тех же землетрясений показаны на рис. 4. Результаты, приводимые на рис. 2, 4, демонстрируют, что модели подвижек в очаге по сейсмическим и постсейсмическим смещениям, в целом, не противоречат друг другу по величине и локализации максимумов, но постсейсмические модели (см. рис. 4) отличаются большей протяженностью. В обоих случаях постсейсмическим моделям соответствуют меньшие среднеквадратические невязки (6).

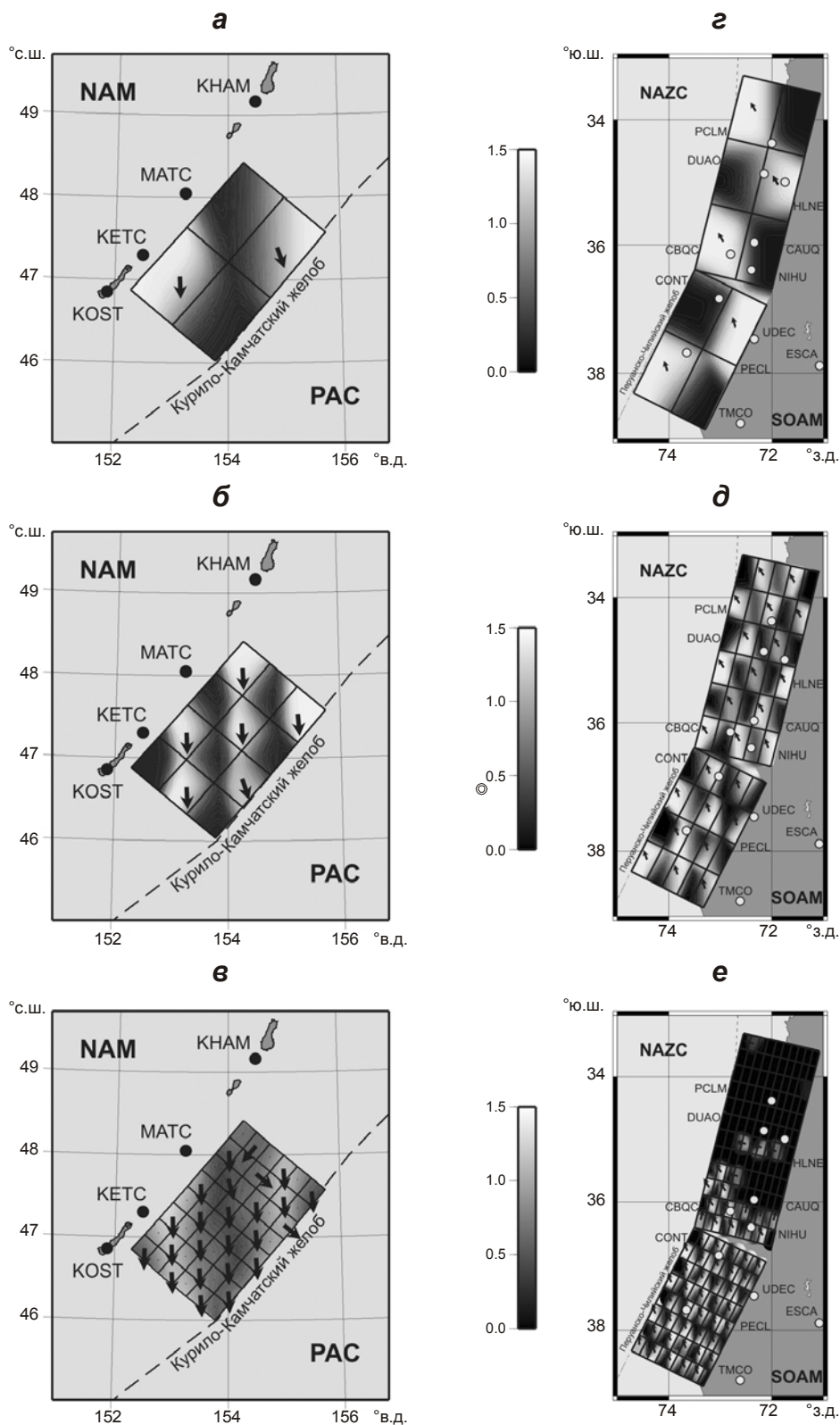


Рис. 3. Устойчивость восстановления гипотетической модели очага в зависимости от детальности конечной аппроксимации поверхности разрыва. Размеры элементов поверхности разрыва для первого Симуширского землетрясения: *а* – 115×75 км, *б* – 57.5×50 км, *в* – 28.5×25 км; для Чилийского землетрясения: *з* – 120×75 км, *д* – 60×30 км, *е* – 30×15 км. Черными стрелками указаны направления модельных подвижек

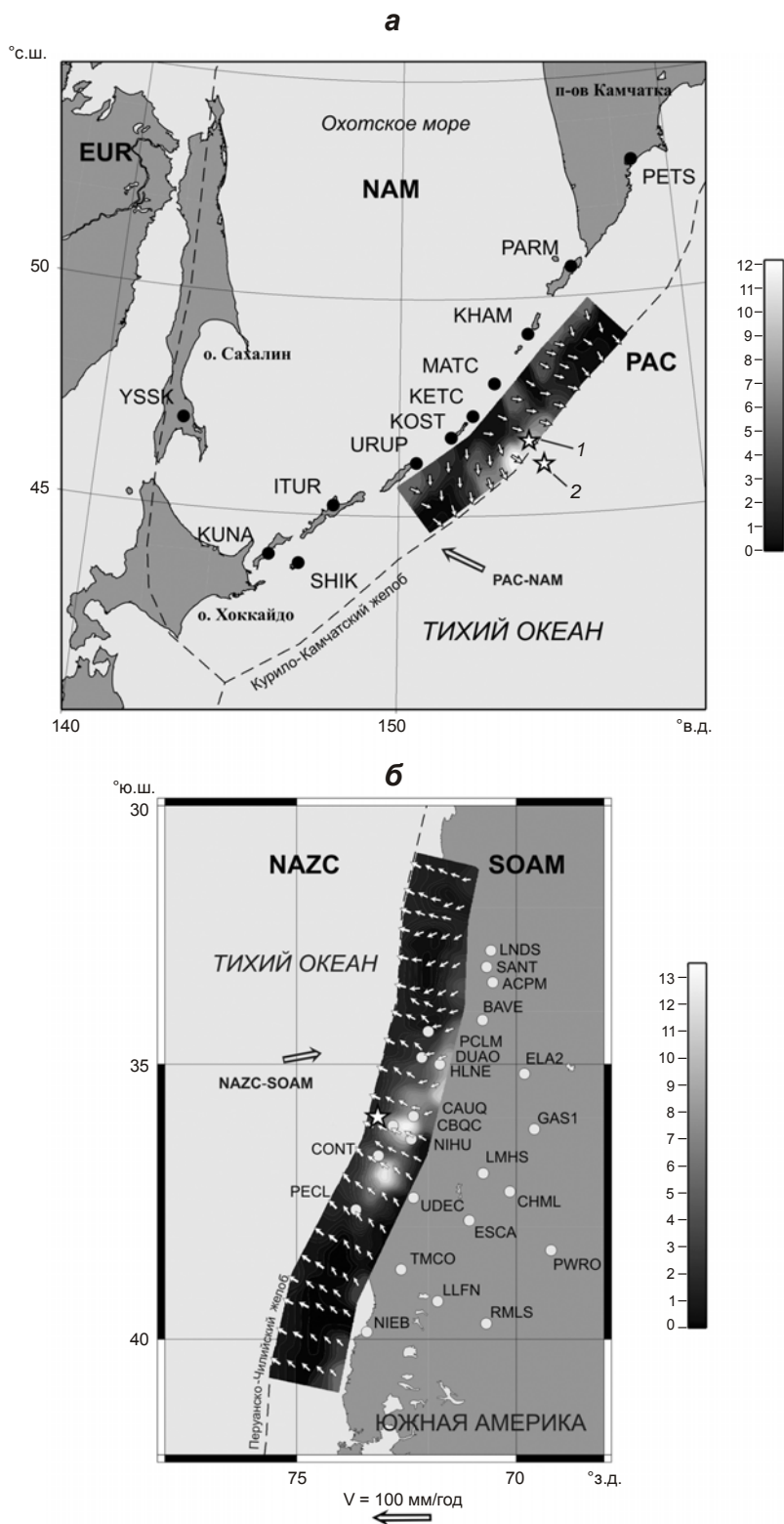


Рис. 4. То же, что на рис. 2 по данным о постсейсмических подвижках. Условные обозначения см. на рис. 2

Прогноз затухания вязкоупругой релаксации для построенных постсейсмических моделей представлен на рис. 5. Прогнозируемое время до исчезновения заметных аномальных движений составляет примерно два десятилетия.

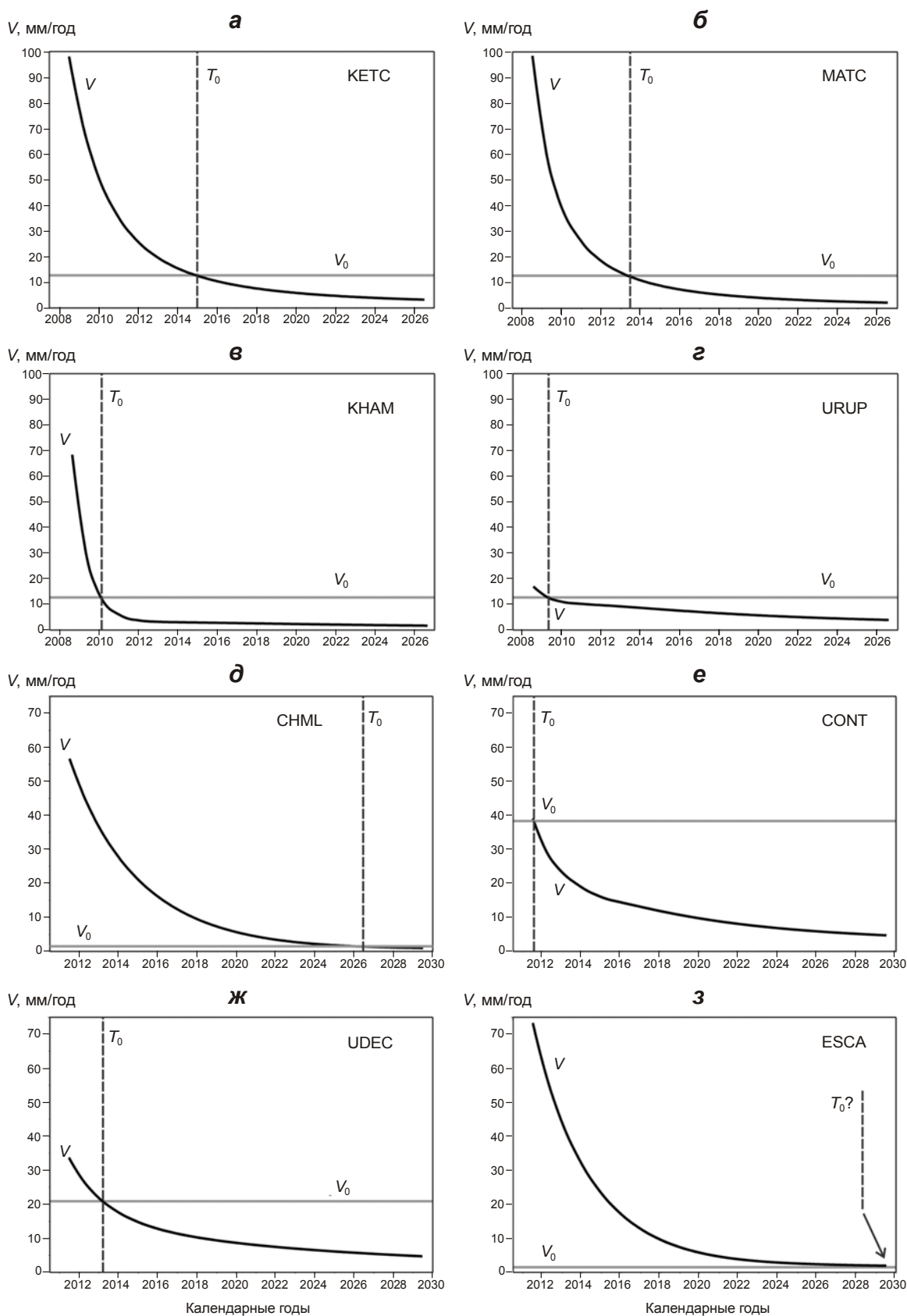


Рис. 5. Скорости постсейсмических движений для первого из Симуширских (а–г) и Чилийского (д–з) землетрясений. T_0 – прогнозируемое для каждой станции время убывания аномальной постсейсмической скорости V до скорости предсейсмических смещений V_0

Полученные результаты и их обсуждение

Сложившиеся к настоящему времени представления о вязкости астеносферы и верхней мантии основаны на существующих гидродинамических моделях и совокупности разных геофизических данных. К этим данным относятся как полученные при лабораторных исследованиях процесса деформирования горных пород, слагающих астеносферу и мантию, так и при наблюдениях за рядом явлений – послеледниковыми поднятиями, затуханием сейсмических волн и собственных колебаний Земли, запаздыванием земных приливов по отношению к изменению приливообразующего потенциала. Полученные по ним оценки вязкости астеносферного слоя, лежащего на глубинах 100–200 км, составляют в среднем $\sim 10^{18}$ – 10^{19} Па·с под океанами и $\sim 10^{19}$ Па·с под континентами [Трубицын, Рыков, Трубицын, 1997]. При этом вязкость астеносферы и верхней мантии в тектонически активных регионах, как правило, заметно ниже, чем под докембрийскими щитами, что может объясняться различием температурных профилей, являющихся одним из наиболее важных факторов при определении региональной вязкости астеносферы [Weidner, Li, 2007].

В результате выполненного авторами реологического моделирования постсейсмических процессов были получены значения максвелловской вязкости астеносферы, составляющие $3 \cdot 10^{17}$ Па·с для средней части Курильской островной дуги и $6 \cdot 10^{17}$ Па·с для Чилийской зоны субдукции. Это несколько ниже определенных для ряда других субдукционных зон значений, лежащих в пределах $(0.5\text{--}5) \cdot 10^{19}$ Па·с [Wang, 2007]. Тем не менее, пониженные значения вязкости могут определять установившуюся ползучесть, что подтверждается некоторыми исследованиями в области механики горных пород (см., например, [Bürgmann, Dresen, 2008]), а также интерпретацией результатов геодезических наблюдений. Так, при лабораторных экспериментах по деформированию сухих и влажных пород, характерных для нижней части земной коры и верхней мантии, были получены значения вязкости порядка $(5\text{--}10) \cdot 10^{17}$ Па·с [Bürgmann, Dresen, 2008].

Быстрое изостатическое выравнивание земной поверхности вследствие таяния ледового покрова в юго-восточной части Аляски свидетельствует о достаточно невысокой вязкости астеносферы в этом регионе – порядка 10^{18} Па·с [Sato et al., 2011]. Высокие скорости вертикальных движений земной поверхности после Великого Чилийского землетрясения 1960 г., измеренные в окрестности г. Пуэрто Монт в период с 1960 по 1988 гг. и о-ва Мока в период с 1965 по 1989 гг., наилучшим образом объясняются максвелловской реологией астеносферы с вязкостью $\sim (2\text{--}18) \cdot 10^{17}$ Па·с [Piersanti, 1999].

Пониженные значения максвелловской вязкости астеносферы в срединной части Курильской островной дуги и в центральной части Чилийской зоны субдукции могут служить объяснением того, что доминирующим постсейсмическим процессом в этих регионах является именно вязкоупругая релаксация в астеносфере и верхней мантии. В других зонах субдукции доминирующим процессом, по-видимому, является упругое фрикционное развитие разлома.

Заключение

Наблюдения постсейсмических движений, сопровождающих сильнейшие землетрясения, являются наиболее непосредственным источником данных о реологических свойствах астеносферы и позволяют сделать обоснованные выводы о ее вязкости.

Другой существенный аспект постсейсмических наблюдений состоит в возможности оценивать распределение сейсмической подвижки в очаге даже при отсутствии измерений сейсмических смещений непосредственно во время землетрясений, что может иметь немаловажное практическое значение.

Использование всей совокупности геодезических измерений сейсмических и постсейсмических движений с привлечением соответствующих моделей, включающих как фрикционное асейсмическое развитие сейсморазрыва в первые месяцы, так и вязкоупругую релаксацию в астеносфере в последующие годы, должно усовершенствовать общие представления о развитии сейсмического процесса в целом.

Литература

- Владимирова И.С., Стеблов Г.М., Фролов Д.И.* Исследование вязкоупругих деформаций после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. // *Физика Земли*. 2011. № 11. С.75–61.
- Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А.* Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // *Физика Земли*. 2010. № 5. С.77–82.
- Трубицын В.П., Рыков В.В., Трубицын А.П.* Конвекция и распределение вязкости в мантии // *Физика Земли*. 1997. № 3. С.3–10.
- Burgmann R., Kogan M.G., Levin V.E., Scholz C.H., King R.W., Steblov G.M.* Rapid aseismic moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P.1331–1334.
- Bürgmann R., Dresen G.* Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. V. 36. P.531–567.
- Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblov G.M., Levin B.W., Pрытков A.S.* The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38, N 6. P.1–5.
- Marone C.J., Scholz C.H., Bilham R.G.* On the mechanics of earthquake afterslip // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96, N B5. P.8441–8452.
- Piersanti A.* Postseismic deformation in Chile: Constraints on the asthenospheric viscosity // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26(20). P.3157–3160.
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125, N 1. P.1–14.
- Pollitz F.F.* Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102, N B8. P.17921–17941.
- Pollitz F.F.* Post-seismic relaxation theory on a laterally heterogeneous viscoelastic model // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155, N 1. P.57–78.
- Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P.* Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 167, N 1. P.397–420.
- Sato T., Larsen C.F., Miura S., Ohta Y., Fujimoto H., Sun W., Motyka R.J., Freymueller J.T.* Reevaluation of the viscosity of upper mantle beneath southeast Alaska // *Tectonophysics*. 2011. V. 511. P.79–88.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Pрытков A.S., Frolov D.I.* Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35, N 22. P.1–5.
- Wang K.* Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction zone cycles // *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* / Ed. T.H. Dixon, J.C. Moore. 2007. P.540–577.
- Weidner D.J., Li L.* Theory and Practice – Methods for the Study of High P/T Deformation and Rheology // *Treatise on Geophysics* / Ed. G.D. Price. 2007. V. 2. P.339–358.

Сведения об авторах

ВЛАДИМИРОВА Ирина Сергеевна – младший научный сотрудник, Геофизическая служба РАН. 249035, Калужская область, г. Обнинск, пр. Ленина, д. 189. Тел.: 8(48439) 2-01-81. E-mail: vladis@gsras.ru

СТЕБЛОВ Григорий Михайлович – доктор физико-математических наук, заведующий сектором геодинамического мониторинга, Геофизическая служба РАН. 249035, Калужская область, г. Обнинск, пр. Ленина, д. 189; главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: 8(499) 254-61-34. E-mail: steblov@ifz.ru

POSTSEISMIC EVOLUTION OF THE GREAT EARTHQUAKES SOURCE ZONES

I.S. Vladimirova¹, G.M. Steblov^{1,2}

¹ *Geophysical Survey RAS, Obninsk, Kaluga reg., Russia*

² *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Abstract. In the course of active satellite geodesy observations in two recent decades post-seismic deformations have been revealed for the majority of the strongest earthquakes in various seismically active regions. Among these are earthquakes that occurred in the Japan-Kuril-Kamchatka island arc (Kronotsky 1997, Simushir 2006–2007, Tohoku 2011), Sumatra-Andaman subduction zone (2004, 2007), Chilean subduction zone (2010). The typical common feature of all those events is the similar mechanism of the smooth interplate subduction thrust. The long-term post-seismic displacements revealed for all the above events represent one of the most discussible kind of observable surface deformations. Their explanation is complicated due to both the ambiguity of possible mechanisms and the necessity to analyze the rheology of the upper mantle. When modeling multiyear viscoelastic processes it is also necessary to consider the possible aseismic afterslip motion along the seismic fault in the first months after an earthquake. At the same time the long-term time series of the post-seismic motions observations contain enough information on the possible effective coseismic slip distribution, which allows to evaluate it and to use it to predict the future intensity of these motions, in particular, their attenuation time.

Study and simulation of post-seismic processes in similar areas are necessary for acquiring information on their deep structure and for adequate comparison of the deformation potential with the seismic energy released during an earthquake. Without this it is impossible to predict the intensity of the further accumulation of the deformation potential because the models of elastic deformation before the earthquake are not applicable in the subsequent period up to 2–3 decades, during which the observed displacement of the earth surface substantially alter their direction and magnitude.

Keywords: subduction, postseismic deformation, viscoelastic relaxation, rheology of the mantle.