

УДК 550.3 + 551.24

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ

© 2024 г. И. С. Владимирова^{1,2, *}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

²Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба РАН”, г. Обнинск, Россия

*E-mail: ir.s.vladimirova@yandex.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г.

После доработки 27.02.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Работа посвящена моделированию и изучению геодинамических процессов, протекающих в окрестностях очаговых зон сильнейших ($M \geq 8$) субдукционных землетрясений на разных стадиях сейсмического цикла на основе данных спутниковой геодезии. Исследованы процессы подготовки и реализации ряда сильнейших событий, произошедших в Курило-Камчатской, Чилийской, Японской и Алеутской зонах субдукции в начале XXI в. Выявлены явные пространственные взаимосвязи между геодинамическими процессами, протекающими на разных стадиях сейсмического цикла. Показано, что структурные неоднородности геосреды оказывают непосредственное влияние на процессы накопления и высвобождения упругих напряжений.

Ключевые слова: сейсмический цикл, зоны субдукции, сильнейшие землетрясения, сейсмостектонические деформации, очаговая зона, численное моделирование.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050029>, **EDN:** EKDTOG

1. ВВЕДЕНИЕ

Субдукционные зоны характеризуются крайне высоким уровнем сейсмической и тектонической активности. Именно эти зоны ответственны за возникновение сильнейших за всю историю сейсмологических наблюдений землетрясений, унесших тысячи человеческих жизней и нанеших наибольший экономический и экологический урон. Так, например, в период с 1900 по 2014 гг. практически все сильнейшие землетрясения с $M \geq 8$ были приурочены к субдукционным регионам [Lay, 2015]. Таким образом, понимание закономерностей процессов подготовки и реализации подобных событий в зонах субдукции крайне важно для корректной оценки сейсмической опасности и совершенствования методов прогнозирования будущих сильнейших землетрясений.

Большой шаг в этом направлении был сделан с развитием спутниковых геодезических методов с 70-х гг. XX в. благодаря открывшейся возможности прямого и непрерывного наблюдения деформаций земной поверхности, сопровождающих сейсмические события. Результаты

таких наблюдений, проводившихся в сейсмоактивных регионах по всему земному шару, позволили усовершенствовать наши представления о деформировании земной поверхности в ходе сейсмического цикла (рис. 1). В частности, на основе анализа данных глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) были выделены короткая предсейсмическая и достаточно длительная постсейсмическая стадии цикла, а позднее — выявлен не полностью стационарный характер течения межсейсмической стадии накопления напряжений.

Определение длительности сейсмического цикла является важным этапом решения задачи прогнозирования землетрясений [Садовский, 2004]. Для получения корректных оценок продолжительности сейсмического цикла, в свою очередь, необходимо изучение геодинамических процессов, протекающих на всех стадиях сейсмического цикла, а также выявление возможных взаимосвязей между этими процессами. Кроме того, важно понять, оказывают ли региональные геолого-тектонические особенности влияние на течение сейсмических циклов в конкретном регионе.

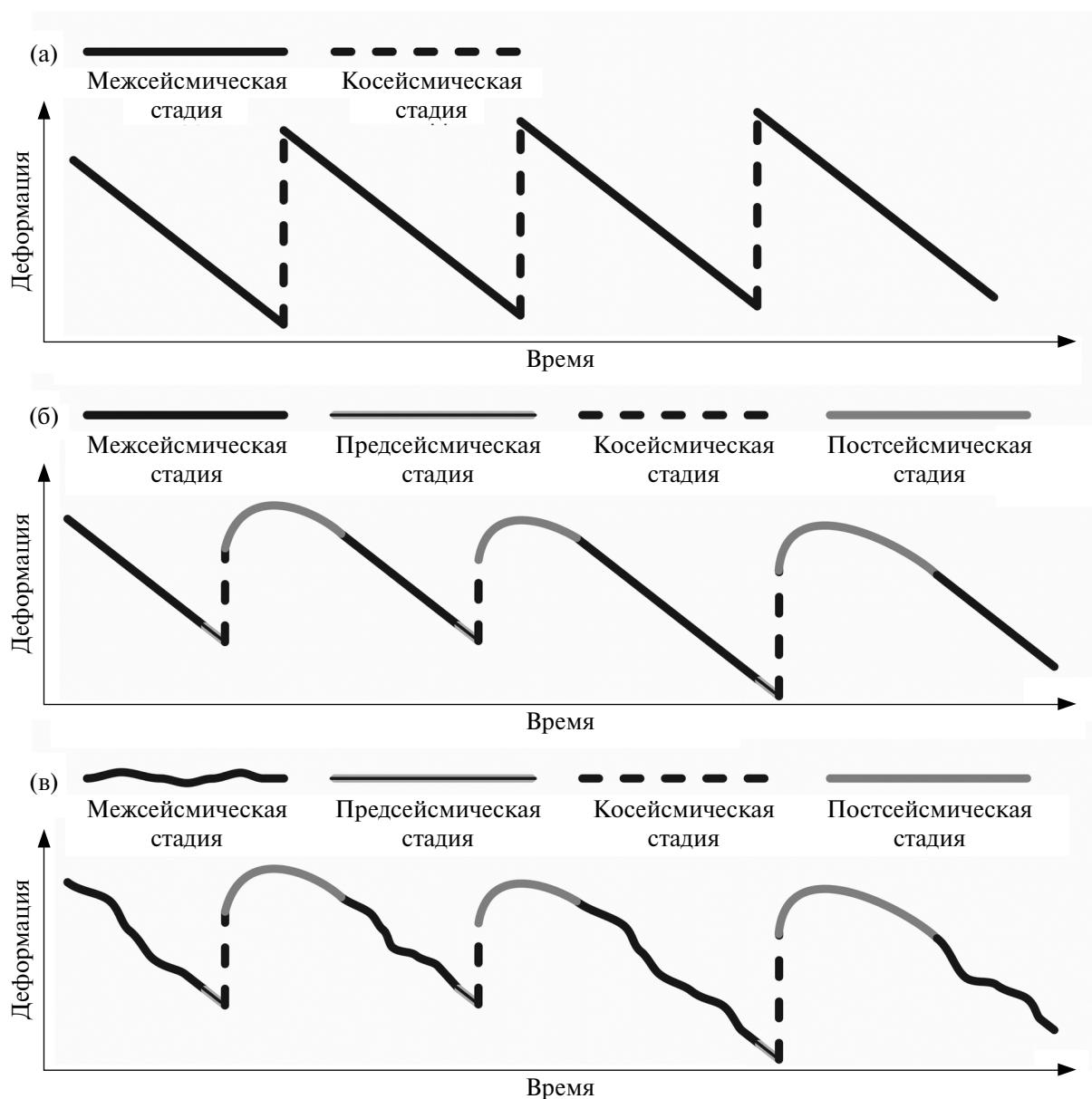


Рис. 1. Эволюция представлений о деформировании геосреды в ходе сейсмического цикла: (а) — согласно теории упругой отдачи [Reid, 1910]; (б) — представление 1990–2010 гг., основанное на данных спутниковых геодезических наблюдений; (в) — современное представление.

Наиболее явной сложностью в решении этих задач является малая длительность временного интервала накопленных измерений. Продолжительность сейсмических циклов для землетрясений с $M \geq 8$, как правило, исчисляется столетиями [Садовский, 2004], что объясняет отсутствие спутниковых геодезических (и даже сейсмологических) данных, полностью охватывающих хотя бы один сейсмический цикл между двумя сильнейшими событиями. Попытки преодоления этой сложности приводят к необходимости совместного анализа данных сразу из нескольких зон субдукции, находящихся

на разных стадиях сейсмического цикла. Такое объединение необходимо для выявления общих закономерностей и в дальнейшем — составления обобщенной схемы сейсмического цикла, учитывающей действие как краткосрочных, так и длительных геодинамических процессов. С этой целью в данной работе исследованы геодинамические процессы, предваряющие и сопровождающие ряд сильнейших землетрясений, произошедших в Курило-Камчатской, Чилийской, Японской и Алеутской зонах субдукции в начале XXI в.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Моделирование геодинамических процессов, протекающих на разных стадиях сейсмического цикла, осуществляется в данной работе на основе комплексного анализа обширного набора спутниковых геодезических, сейсмологических и геологических данных. Использованные в работе данные ГНСС предоставлены: ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН” (Курило-Камчатская зона субдукции), Японским агентством геопространственной информации (Японская зона субдукции)

и Геодезической лабораторией Невады (Чилийская и Алеутская зоны субдукции).

Рассматриваемые в работе сильнейшие субдукционные землетрясения происходят под водой, а значит, наиболее надежным способом определения линейных размеров поверхности разрыва является оценка размеров облака афтершоков, которое условно отождествляется с областью очага [Neo et al., 2020]. В качестве примера на рис. 2а приведено облако афтершоков землетрясения Тохоку 2011 г. Поверхность сейсморазрыва аппроксимируется набором

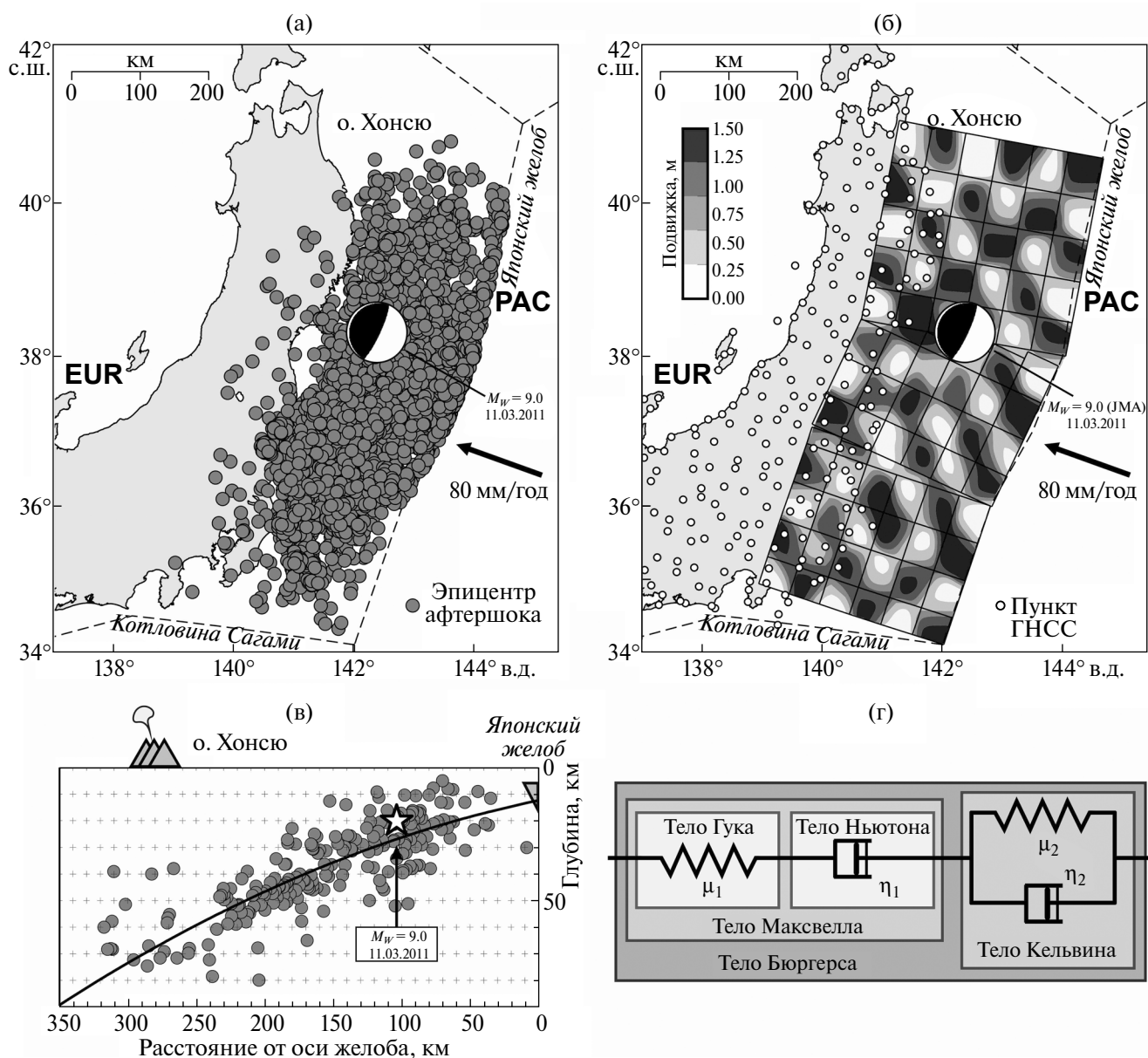


Рис. 2. Облако афтершоков землетрясения Тохоку 2011 г. (а); результат “шахматного теста” для очага землетрясения Тохоку 2011 г. (б); аппроксимация верхней части Японской зоны субдукции полиномом второго порядка (в); реологическая модель Бюргерса (г).

конечных прямоугольных элементов. Степень детализации разбиения (т.е. размер конечного элемента), допускающая устойчивое решение, определяется с помощью так называемого “шахматного теста”, который дает общее представление о разрешающей способности исходных данных. Основная идея этого метода состоит в моделировании гипотетического сигнала (в данном случае — смещений на станциях) от возмущающего источника на пунктах наблюдения, используемых в решении исходной задачи. Источник, как правило, задается в виде чередующихся в шахматном порядке либо нулевых и ненулевых, либо противоположных по знаку возмущающих сигналов (в данном случае — подвижек в очаге). Для симуляции погрешности наблюдений в смоделированные данные вносятся случайные ошибки, которые определяются случайной величиной, подчиняющейся нормальному закону распределения, т.е. ее плотность распределения вероятностей совпадает с функцией Гаусса и имеет вид:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-M)^2}{2\sigma^2}\right), \quad (1)$$

где: M — математическое ожидание; σ — стандартное отклонение; σ^2 — дисперсия. Как правило, эта случайная величина характеризуется нулевым математическим ожиданием и стандартным отклонением, равным средней ошибке наблюдений. Затем решается обратная задача восстановления подвижки в источнике в точности так же, как это делается в реальной исходной задаче. Восстановление или же не восстановление изначального распределения подвижек в возмущающем источнике является критерием устойчивости решения [Lévêque et al., 1993; Zelt et al., 2006]. Пример восстановления исходного гипотетического распределения вектора подвижки в очаге землетрясения Тохоку приведен на рис. 26.

Во избежание ошибок вычислений, связанных с упрощением геометрии разрыва, а именно — с неучетом изменения угла падения с глубиной, в каждом рассматриваемом случае проводится аппроксимация верхней части зоны субдукции полиномом второго порядка на основе данных о локальной сейсмичности. Для этой цели предпочтительно использовать специализированные каталоги землетрясений, при создании которых проводилась процедура уточнения глубин гипоцентров сейсмических событий. Однако в случае недостатка данных эти источники данных могут быть дополнены

и другими каталогами сейсмических событий, при составлении которых процедура релокации не проводилась. На рис. 2в приведен пример аппроксимации полиномиальной кривой верхней части Японской зоны субдукции.

Моделирование распределенной сейсмической подвижки в очаге осуществляется на основе данных о мгновенных косейсмических смещениях, зарегистрированных пунктами ГНСС во время землетрясения. Искомые распределения подвижек по разрыву являются результатом решения обратной задачи, сводящейся к минимизации невязок между измеренными спутниковыми методами и смоделированными косейсмическими смещениями:

$$\min_{\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)} \sum_i \left| \iint_S \mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) \mathbf{U}(\mathbf{r}_s) dS - \mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i) \right|^2 \quad (2)$$

Здесь: $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i)$ — измеренные значения косейсмических смещений на наблюдательном пункте в точке $\mathbf{r}_i$; $\mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s)$ — функции отклика среды в точке $\mathbf{r}_i$ на точечную дислокацию в точке $\mathbf{r}_s$; $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$ — вектор дислокации, распределенный по поверхности сейсморазрыва S . Построение функций отклика $\mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s)$ для сферически симметричной слоистой модели Земли осуществляется по методике, описанной в работе [Pollitz, 1996], где приведены соотношения для источника дислокации в виде равномерной подвижки по разрыву прямоугольной формы. Соответствующие расчеты производятся при помощи программного пакета STATIC1D.

Задача восстановления степени межплитового сцепления очень схожа с задачей (2) с той лишь разницей, что мгновенные косейсмические смещения в этой постановке меняются на скорости смещений в межсейсмический период. Этот подход основан на хорошо известной модели “обратной подвижки” [Savage, 1983], согласно которой движение в зоне контакта плит определяется как стационарное скольжение со скоростью конвергенции плит, на которое накладывается обратное смещение нижнего края нависающей континентальной плиты со скоростью, зависящей от степени межплитового сцепления [Стеблов и др., 2018].

Постсейсмические деформации, возникающие после сильных землетрясений в зонах субдукции, как правило, связывают с асейсмическим фрикционным развитием сейсморазрыва (постсейсмическим крипом) [Marone et al., 1991] и вязкоупругой релаксацией в астеносфере и верхней мантии [Pollitz, 1997]. Эти процессы, совершенно различные по своей природе, генерируют, однако,

весьма схожие поля горизонтальных смещений земной поверхности. Вопрос о том, как разделить эти процессы между собой, остается открытым по сей день, поэтому для независимого исследования каждого из них на практике, как правило, применяют эмпирические критерии, учитывающие представления о длительности и дальности действия этих процессов.

В предположении о том, что главной движущей силой, определяющей динамические проявления постсейсмического крипа, является сейсмическая подвижка в очаге, численное моделирование распределенных постсейсмических смещений в очаге производится аналогично (2), только с учетом развития наблюдаемого процесса во времени. В данном случае $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$ будет соответствовать “кумулятивный” вектор дислокации за некоторый временной интервал t_N , распределенный по поверхности сейсморазрыва, а $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i)$ изменится на $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i, t_N)$ — кумулятивное смещение пункта ГНСС в точке $\mathbf{r}_i$ за время t_N . Соответствующие расчеты также производятся при помощи программного пакета STATIC1D.

Исследование процесса вязкоупругой релаксации базируется на построении модели эффективной постсейсмической подвижки в очаге, т.е. на основе данных опостсейсмических смещений земной поверхности восстанавливается именно та конфигурация подвижки в очаге, которая могла бы быть ответственна за наблюдающиеся многолетние нестационарные во времени деформации после сильных землетрясений. Распределение эффективной постсейсмической подвижки в очаге определяется в результате решения соответствующей обратной задачи:

$$\min_{\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)} \sum_i \sum_j \left| \iint_S \mathbf{G}(\eta_1, \eta_2, \mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s, t_j - t_s) \mathbf{U}(\mathbf{r}_s) dS - \mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i, t_j) \right|^2, \quad (3)$$

где: $\mathbf{G}(\eta_1, \eta_2, \mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s, t_j - t_s)$ — функции отклика среды в точке $\mathbf{r}_i$ в момент времени t_j на точечную дислокацию в точке $\mathbf{r}_s$ в момент времени t_s ; η_1 и η_2 — максвелловская и кельвиновская вязкости астеносферы соответственно; $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$ — вектор дислокации, распределенный по поверхности сейсморазрыва S ; $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i, t_j)$ — постсейсмическое смещение, наблюдаемое в точке поверхности $\mathbf{r}_i$ в момент t_j . Реологическое поведение астеносферы при этом описывается телом Бюргера (рис. 2г). Эта модель среды хороша тем, что за счет включения двух вязкостей, максвелловской η_1 и кельвиновской η_2 , астеносфера обладает переменной вязкостью — более

низкой во время короткопериодных переходных процессов и более высокой во время установившихся процессов на более длительных временах. Построение функций отклика $\mathbf{G}(\eta_1, \eta_2, \mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s, t_j - t_s)$ для сферически симметричной слоистой модели Земли в условиях гравитации осуществляется согласно работе [Pollitz, 1997]. Соответствующие расчеты производятся при помощи программного пакета VISCO1D.

В случае достаточного количества исходных данных построение такой модели осуществляется одновременно с уточнением максвелловской вязкости η_1 астеносферы при условии неизменной кельвиновской вязкости η_2 . Несмотря на то, что вопрос о реологических свойствах астеносферы относится к числу дискуссионных, исследование постсейсмических деформаций, вызванных сильнейшими землетрясениями, все же позволяет установить некоторые ограничения на механические параметры этого слоя.

Для решения всех упомянутых обратных задач применяется метод регуляризации Тихонова, основанный на использовании стабилизирующего функционала, обеспечивающего устойчивость решения [Тихонов, Арсенин, 2022]. Разумным физическим ограничением, достаточным для регуляризации рассматриваемых задач, является сглаживание искоемых векторов подвижек по величине и направлению.

Более подробное описание методики моделирования геодинамических процессов, связанных с сильнейшими субдукционными землетрясениями, приведено в работе [Steblov, Vladimirova, 2023].

3. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ И РЕАЛИЗАЦИИ СИЛЬНЕЙШИХ СУБДУКЦИОННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Начало XXI в. ознаменовалось глобальной сейсмической активизацией, причем наиболее весомый вклад в сейсмичность Земли внесли землетрясения Тихоокеанского сейсмического пояса, а также северо-восточной окраины Индийского океана [Лутиков, Рогожин, 2014]. Возникновение в последние два десятилетия целого ряда сильнейших ($M_w \geq 8$) землетрясений предоставило возможность достаточно детального изучения целого спектра геодинамических процессов, протекающих до, во время и после этих сейсмических событий. Далее в статье рассмотрены различные характеристики сейсмических

циклов, связанных с сильнейшими землетрясениями, произошедшими в пределах нескольких зон субдукции Тихоокеанского сейсмического пояса.

3.1. Курило-Камчатская зона субдукции: Симуширские землетрясения 2006–2007 гг.

Возникновение сильнейших землетрясений в пределах Курило-Камчатской субдукционной зоны обусловлено высокой (до 80 мм/год) скоростью конвергенции Тихоокеанской и Северо-Американской плит. На общем фоне высокой сейсмической активности с 1915 г. выделялась 500-километровая область в средней части Курильской дуги, именуемая Центрально-Курильской брешью, которая на протяжении более 90 лет хранила сейсмическое “молчание”. 15.11.2006 г. в юго-западной части Центрально-Курильской брешии произошло сильнейшее землетрясение магнитудой $M_W = 8.3$ (Первое Симуширское землетрясение), эпицентр которого располагался приблизительно в 100 км к востоку от тихоокеанского побережья о. Симушир, на островном склоне Курильской гряды. 13.01.2007 г. в 100 км к юго-востоку от эпицентра землетрясения 2006 г. произошло событие с $M_W = 8.1$ (Второе Симуширское землетрясение), характеризующееся сбросовым механизмом. Это событие, вероятно, было инициировано нарастанием растягивающих напряжений в краевом океаническом валу в течение двух месяцев после Первого Симуширского землетрясения.

Восстановление конфигурации предсейсмического межплитового сцепления в данном случае не представляется возможным, поскольку ГНСС-станции постоянных наблюдений были установлены на Средних Курилах только спустя полгода после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. Модели сейсмических подвижек в очагах землетрясений 2006–2007 гг. (рис. 3а, 3б) весьма хорошо согласуются с аналогичными моделями, построенными ранее в работе [Steblov et al., 2008] и обнаруживают те же самые характерные особенности. К таким особенностям можно отнести: 1) величины пиковых подвижек — 12 м в очаге Первого Симуширского землетрясения и вдвое меньше (6 м) в очаге Второго Симуширского землетрясения; 2) локализацию максимальных смещений в очагах — тяготение максимальной подвижки к желобу в очаге события 2006 г. и ее концентрацию в юго-западной части очага 2007 г.; 3) явную пространственную взаимосвязь областей максимальных смещений в очагах Симуширских

землетрясений. Области максимальных подвижек в очагах Симуширских землетрясений тесно соседствуют друг с другом на $\sim 153.8^\circ$ в.д., тем самым подтверждая предположение о том, что событие 2006 г. послужило триггером возникновения события 2007 г. Построенная модель постсейсмического крипа в очаговой зоне события 2006 г. в силу крайне ограниченного набора экспериментальных данных носит в данном случае исключительно качественный характер, позволяя, тем не менее, сделать выводы о преимущественных направлениях развития очага. Как видно из рис. 3в, постсейсмический крип не только захватил соседние с сейсмическим очагом области в верхней части сейсморазрыва, но также распространился на существенно большую глубину, нежели подвижка в сейсмическом очаге. Решение о расширении области поиска решения вдоль по простиранию при моделировании постсейсмических процессов было продиктовано значительным рассогласованием модели и эксперимента для пунктов ГНСС, существенно удаленных от очагов Симуширских землетрясений к юго-западу и северо-востоку. Наблюдаемые в течение нескольких лет после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. постсейсмические деформации наилучшим образом объясняются вязкоупругой релаксацией в астеносфере при весьма низких значениях ее эффективной вязкости: $[2-5] \cdot 10^{17}$ Па·с. Отметим, что точно такое же значение вязкости астеносферы для Средних Курил было получено независимо в работе [Kogan et al., 2011]. Модель эффективной постсейсмической подвижки (рис. 3г) сохраняет общее сходство с моделью сейсмического очага землетрясения 2006 г., однако в ее конфигурации присутствуют дополнительные области подвижек, в частности, прослеживается распространение смещений к нижнему краю очаговой зоны, сходно с тем, как это выглядит в модели постсейсмического крипа. Этот факт позволяет предположить, что на течение процесса вязкоупругой релаксации в астеносфере оказывают влияние не только сейсмические смещения, но и постсейсмический крип.

Согласно работе [Baranov et al., 2015], центральная часть Курильской островной дуги, где и произошли Симуширские землетрясения 2006–2007 гг., разделена поперечными к дуге разломами на 10 блоков с характерными размерами от 30 до 100 км (рис. 3а–3г). Ранее предполагалось, что именно эти блоки являются “виновниками” отсутствия сильных событий в этой части субдукционной зоны. Считалось, что за счет небольших размеров этих блоков накапливаемые в них напряжения высвобождаются во время землетрясений умеренных

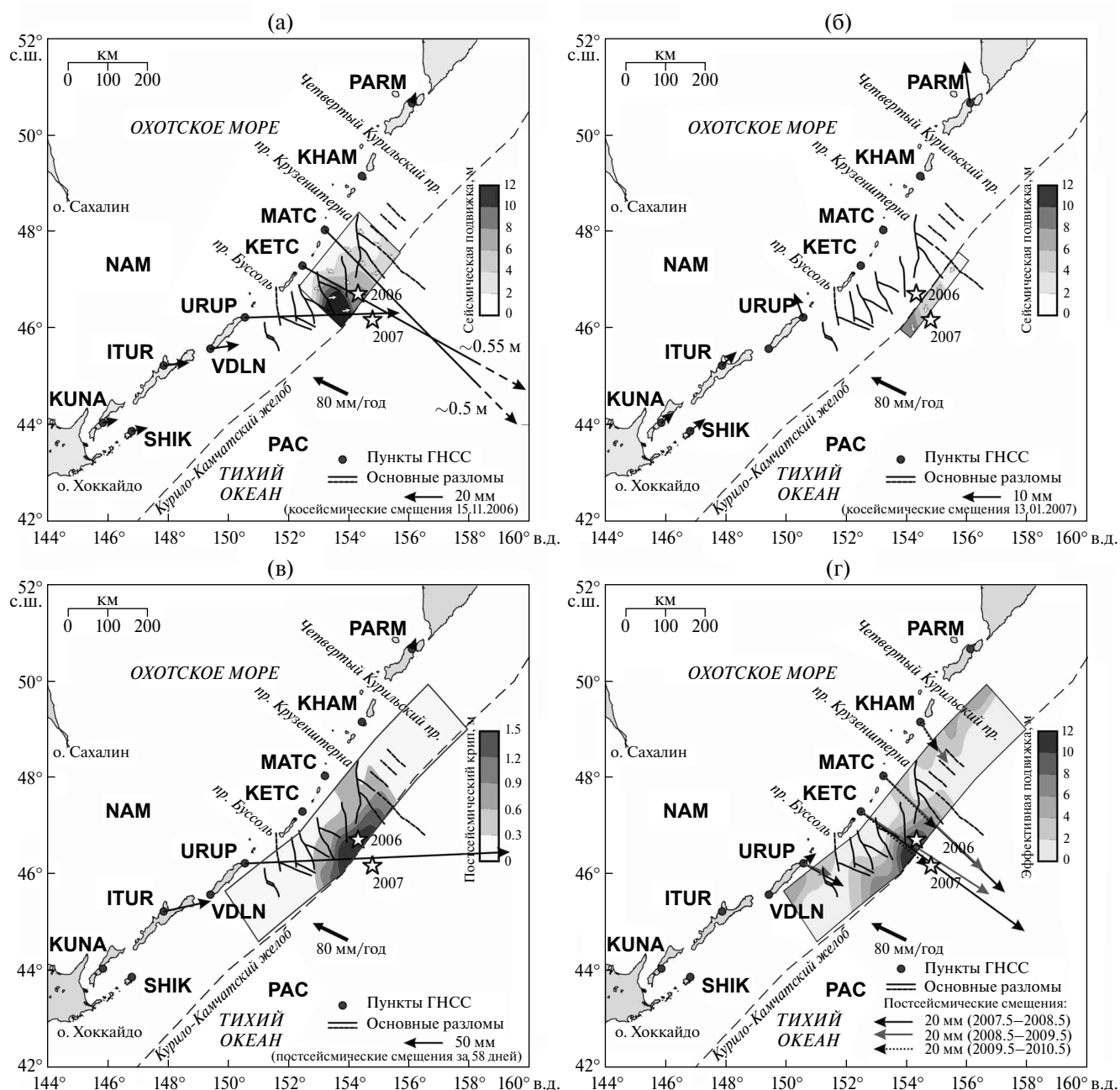


Рис. 3. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Первого Симуширского землетрясения 2006 г. (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Второго Симуширского землетрясения 2007 г. (б); распределение постсейсмического крипа в плоскости очага Первого Симуширского землетрясения 2006 г. (в); распределение эффективной постсейсмической подвижки в плоскости очага Первого Симуширского землетрясения 2006 г. (г). PAC – Тихоокеанская плита, NAM – Северо-Американская плита.

магнитуд [Лаверов и др., 2006]. Возникновение здесь Симуширских землетрясений в 2006–2007 гг. показало, что сегментация центральной части Курильской гряды скорее оказывает влияние на особенности геометрии сейсморазрывов и постсейсмических смещений, чем на процесс накопления напряжений.

3.2. Японская зона субдукции: землетрясение Тохоку 2011 г.

11.03.2011 г. в средней части Японской зоны субдукции, где скорость конвергенции Тихоокеанской и Евразийской плит достигает 80 мм/год, произошло сильнейшее ($M_w = 9.0$) землетрясение Тохоку, завершив сейсмический

цикл, длившийся без малого 1200 лет [Minoura et al., 2001; Ozawa et al., 2011]. Двумя днями ранее, 09.03.2011 г., практически в том же самом месте произошло землетрясение с $M_W = 7.3$, в силу недостатка исторических данных ошибочно принятое японским сейсмологами за “основное” событие, и впоследствии оказавшееся всего лишь самым сильным форшоком будущего мегаземлетрясения [Liu, Zhou, 2012]. За землетрясением Тохоку 2011 г. последовало неожиданно сильное цунами, максимальные высоты волн которого в отдельных регионах достигли 40 м [Tsuji et al., 2014].

Непосредственно перед землетрясением Тохоку степень сцепления межплитового контакта была достаточно высока — около 80% в среднем по поверхности разрыва (рис. 4а). Наиболее сильное межплитовое сцепление (80–100%) обнаруживается в самой верхней части субдукционной зоны, вблизи Японского желоба, что могло являться одним из факторов, повлиявших на возникновение столь разрушительного цунами. Близ нижней грани будущей разломной зоны землетрясения Тохоку 2011 г. обнаруживаются области ослабленного сцепления (20–60%), вероятно, воспрепятствовавшие распространению сейсморазрыва вниз по падению. Сейсморазрыв зародился прямо в центре очаговой зоны и распространялся почти симметрично в северо-восточном и юго-западном направлениях, пока его длина не достигла почти 600 км. Область максимальных (~ 28 м) сейсмических смещений в очаге ожидаемо расположена в верхней части разломной зоны (рис. 4б), именно там, где прослеживалось наиболее сильное сцепление межплитового контакта перед землетрясением. Более того, очертания сейсмического очага (в терминах ненулевых смещений) почти точно совпадают с очертаниями зоны максимального межплитового сцепления. Области наибольших смещений (~ 7 м) в итоговой модели постсейсмического крипа сосредоточены вблизи нижнего края сейсморазрыва (рис. 4в), по-видимому, маркируя участки сброса остаточных напряжений, не высвободившихся во время землетрясения. Области максимальных (~ 28 м) смещений в модели эффективной постсейсмической подвижки расположены в средней части очаговой зоны (рис. 4г). Характер распределения эффективной постсейсмической подвижки в очаговой зоне, по-видимому, указывает на то, что индуцированное в астеносфере вязкое течение является следствием суммарного воздействия сейсмических смещений и постсейсмического крипа. Полученная оценка эффективной

максвелловской вязкости астеносферы в средней части Японской зоны субдукции оказалась на порядок ниже среднего значения, установленного для субдукционных зон окраинно-материкового типа, и составляет $1 \cdot 10^{18}$ Па·с.

Территория острова Хонсю, у берегов которого произошло землетрясение Тохоку 2011 г., осложнена несколькими крупными разломами как субширотного, так и субмеридионального, простираясь (рис. 4а–4г). Наиболее яркой морфоструктурной особенностью здесь является грабен Фосса-Магна — широкая рифтовая зона, пересекающая остров Хонсю примерно посередине, и фактически разделяющая его на две части, различные по строению [Kato, 1991]. Из рис. 4а–4г видно, что именно грабен Фосса-Магна оказывает определяющее влияние на особенности пространственного развития геодинамических процессов, связанных с землетрясением Тохоку 2011 г., фактически являясь южной геологической границей, препятствующей распространению как быстрых, так и медленных деформаций.

3.3. Перуанско-Чилийская зона субдукции: землетрясения Мауле 2010 г., Икике 2014 г. и Ильяпель 2015 г.

В Перуанско-Чилийской зоне субдукции в период с начала 2010 г. до середины 2015 г. произошло сразу три сильнейших землетрясения с $M_W \geq 8$: землетрясение Мауле 27.02.2010 г. ($M_W = 8.8$), землетрясение Икике 01.04.2014 г. ($M_W = 8.1$) и землетрясение Ильяпель 16.09.2015 г. ($M_W = 8.3$) [Ruiz, Madariaga, 2018]. Упомянутые события произошли в северной и центральной частях Перуанско-Чилийской субдукционной зоны, где скорость конвергенции Южно-Американской плиты и плиты Наска составляет порядка 65–66 мм/год. Все три землетрясения произошли в пределах сейсмических брешей, где “сейсмическое молчание” длилось на протяжении 72 (Ильяпель), 137 (Икике) и 175 (Мауле) лет, и ожидалось сильные землетрясения с $M_W \geq 8$ [Ruiz, Madariaga, 2018].

Относительная близость магнитуд землетрясений Мауле 2010 г., Икике 2014 г. и Ильяпель 2015 г., а также подобие их фокальных механизмов, представляющих собой пологий надвиг с падением в сторону континента, позволили провести сравнительный анализ особенностей процессов накопления и высвобождения напряжений в окрестностях их очагов. К анализу привлекались также данные о локальных структурных

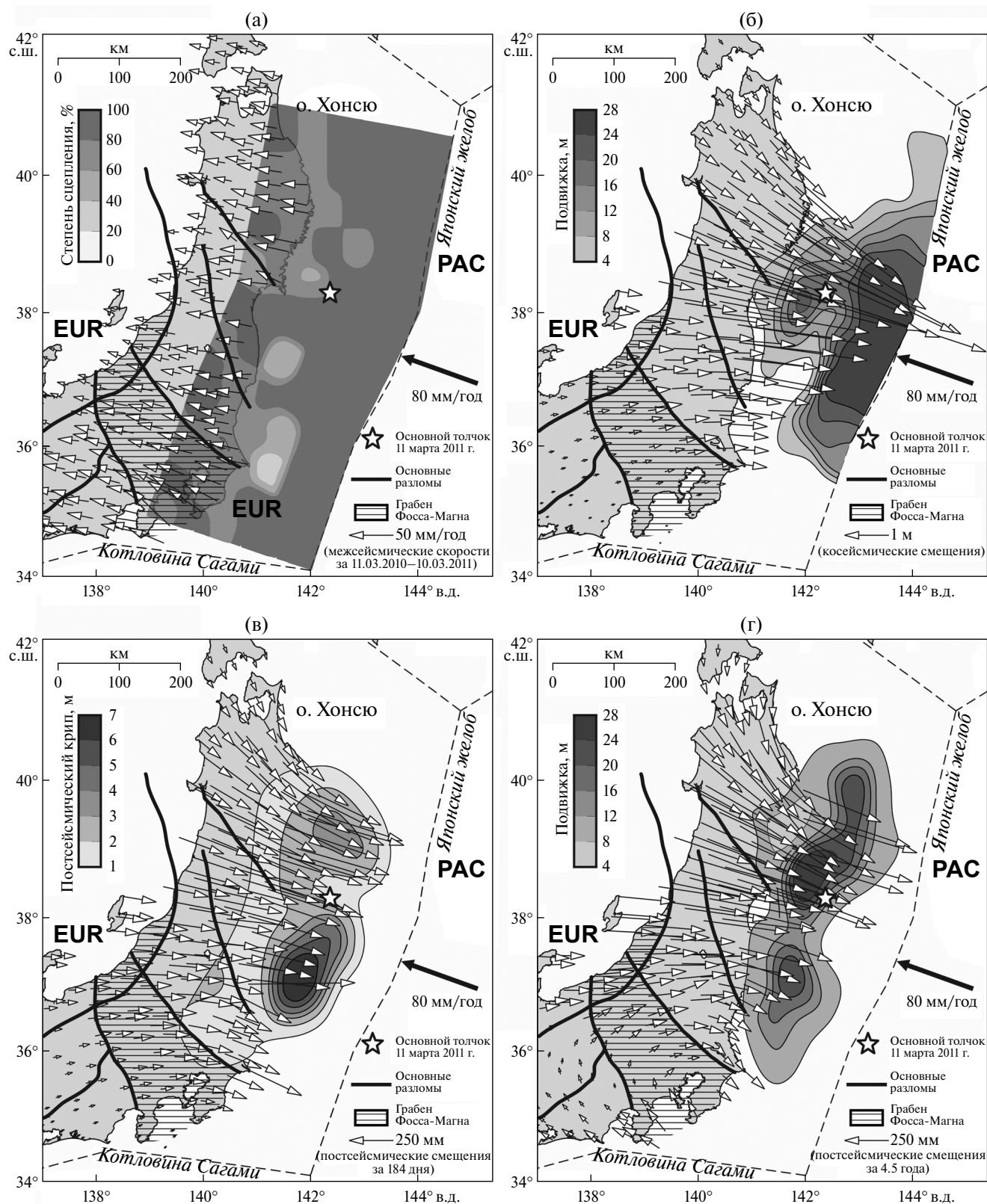


Рис. 4. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Тохоку 2011 г. (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Тохоку 2011 г. (б); распределение постсейсмического крипа в плоскости очага землетрясения Тохоку 2011 г. (в); распределение эффективной постсейсмической подвижки в плоскости очага землетрясения Тохоку 2011 г. (г). PAC – Тихоокеанская плита, EUR – Евразийская плита.

неоднородностях геосреды, принадлежащих главным образом погружающейся океанической плите.

Распределение межплитового сцепления перед землетрясением Мауле 2010 г. ($M_W = 8.8$) характеризуется существенной пространственной неоднородностью, обнаруживая три области высокого сцепления ($\geq 80\%$), разделенные областями пониженного сцепления (рис. 5а). Сейсмический очаг землетрясения Мауле также имеет достаточно сложную конфигурацию. Три области максимальных смещений в очаге во время землетрясения (10–12 м) в первом приближении согласуются с локализацией зон высокого межплитового сцепления перед землетрясением ($\geq 80\%$) (рис. 5а). Участки меньших смещений (< 6 м) примерно совпадают с участками сравнительно

слабого межплитового сцепления ($< 40\%$). При этом визуально выделяется самая южная часть очаговой зоны ($\sim 38^\circ$ ю.ш.), где область околонулевых сейсмических смещений в очаге совпадает с участком высокого сцепления. Области максимального постсейсмического крива окружают область наибольших сейсмических смещений и концентрируются преимущественно в нижней части разломной зоны за исключением районов полуострова Арауко и хребта Хуан Фернандес, где области постсейсмического крива достигают верхней границы очаговой зоны (рис. 5б). Полуостров Арауко является своего рода аномалией Тихоокеанской окраины Южноамериканского континента: на протяжении последних нескольких сотен лет эта область оставалась практически асейсмичной, разграничивая разломные

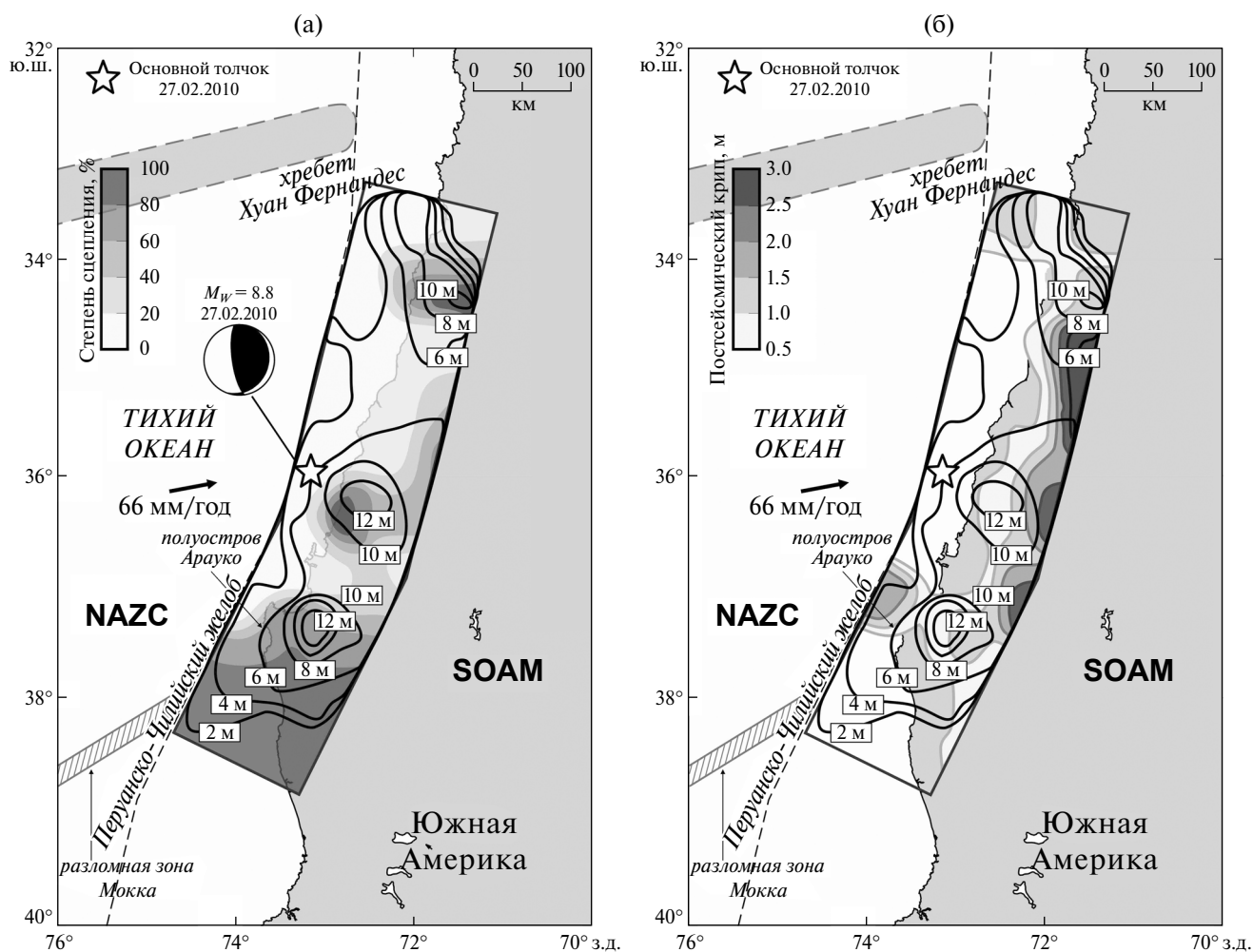


Рис. 5. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Мауле 2010 г. и распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости землетрясения Мауле 2010 г. и распределение постсейсмического крива в плоскости его очага (б) NAZC – плита Наска, SOAM – Южно-Американская плита. Изолиниями показаны величины подвижек в очаговой зоне (в метрах).

зоны сильнейших землетрясений [Delouis et al., 2010; Lin et al., 2013]. Природа возможного сейсмического барьера, территориально приуроченного к полуострову Арауко, остается дискуссионным вопросом. Так, долгое время предполагалось, что этот барьер является следствием резкой смены гетерогенных метаморфических пород однородными интрузивными породами [Moreno et al., 2009; Delouis et al., 2010; и др.]. Другая точка зрения состояла в том, что полуостров Арауко расположен над преимущественно асейсмичным сегментом субдукционной зоны, характерным типом скольжения которого является асейсмическое проскальзывание (см., например, работу [Kapeso et al., 2010]). Однако во время землетрясения Мауле 2010 г. участок Перуанско-Чилийской субдукционной зоны, лежащий под полуостровом Арауко, претерпел как сейсмические, так и постсейсмические смещения. Результаты моделирования межплитового сцепления, приведенные в работе [Moreno et al., 2010], находятся в согласии результатами данной работы и демонстрируют крайне высокую степень сцепления (~90%) этого сегмента субдукционной зоны. Согласно работе [Lin et al., 2013], часть упругой энергии, накопленной в результате взаимодействия литосферных плит, расходуется на неупругое деформирование региона полуострова Арауко, в результате чего большие смещения во время сильных землетрясений происходят здесь реже, чем было бы ожидаемо при условии столь высокого межплитового сцепления. Основными морфоструктурными особенностями морского дна в районе очага землетрясения Мауле 2010 г. являются разломная зона Мокка, в настоящее время погружающаяся под полуостров Арауко (~38° ю.ш.), близ южной оконечности очага землетрясения Мауле, и подводный хребт Хуан Фернандес вулканического происхождения, расположенный прямо у северной границы очаговой зоны. Высота погружающегося под Южно-Американскую плиту хребта Хуан Фернандес превышает 1000 м, что, по мнению авторов работы [Sparkes et al., 2010], приводит к резкому повышению силы трения на этом участке межплитового контакта, а следовательно, к образованию здесь сейсмического барьера, воспрепятствовавшего дальнейшему развитию очага землетрясения Мауле 2010 г. на север. В то же время и сейсмическая, и постсейсмическая подвижки, вызванные землетрясением Мауле, распространились за пределы разломной зоны Мокка, что согласуется с результатами, приведенными в работе [Moreno et al., 2012]. Это свидетельствует о том, что не любая структурная

неоднородность среды может выступать в качестве сейсмического барьера.

Конфигурация межплитового сцепления перед землетрясением Икике 2014 г. ($M_W = 8.1$) выглядит существенно проще, чем таковая перед землетрясением Мауле 2010 г. ($M_W = 8.8$). А именно: степень предсейсмического сцепления в пределах очаговой зоны будущего землетрясения была в значительной степени однородна и вместе с тем достаточно высока — на большей части рассматриваемой территории она превышала 80% (рис. 6а). Сейсморазрыв зародился на северной окраине очаговой зоны и распространялся преимущественно в южном направлении. Сейсмические смещения в очаге сконцентрированы в одной области с максимумом (6 м) в центре и плавным уменьшением по краям, полностью лежащей в пределах сильно сцепленного участка межплитового контакта. Южная оконечность сейсморазрыва (~21° ю.ш.) примерно совпадает с зоной несколько пониженного межплитового сцепления. Таким образом, вопреки ожиданиям [Lay et al., 2014; Ruiz, Madariaga, 2018; и др.], во время землетрясения не произошло вспарывания сильно сцепленной южной части предполагаемой очаговой зоны. В работе [Владимирова, 2022] было показано, что отличительной особенностью землетрясения 2014 г. стал относительный дефицит афтершоков по сравнению с событиями 2010 и 2015 гг., сопровождавшийся их преимущественной концентрацией в северной части очаговой зоны. Согласно работе [Шебалин и др., 2021], такая особенность может указывать на асейсмическое проскальзывание в южной части сейсморазрыва. Это предположение подтверждается результатами моделирования постсейсмического крипа. Из рис. 6б видно, что постсейсмическая подвижка окружает область значимых сейсмических смещений в нижней части очага, частично перекрываясь с этой областью в самой северной его части. Наиболее ярко постсейсмический крип проявился именно в южной части очаговой зоны, обеспечив релаксацию напряжений в той области, где они остались высоки после землетрясения. По данным работы [Hoffmann et al., 2018], на 21° ю.ш. существует сейсмический барьер, связанный с неоднородностью физических свойств среды, который и воспрепятствовал распространению сейсмической подвижки на юг. Наличие этого барьера связывают с влиянием подводного хребта Икике, погружающегося вместе с плитой Наска под Южно-Американскую плиту в районе 21° ю.ш. [Myers et al., 2022]. По мнению авторов работ [Geersen et al., 2015;

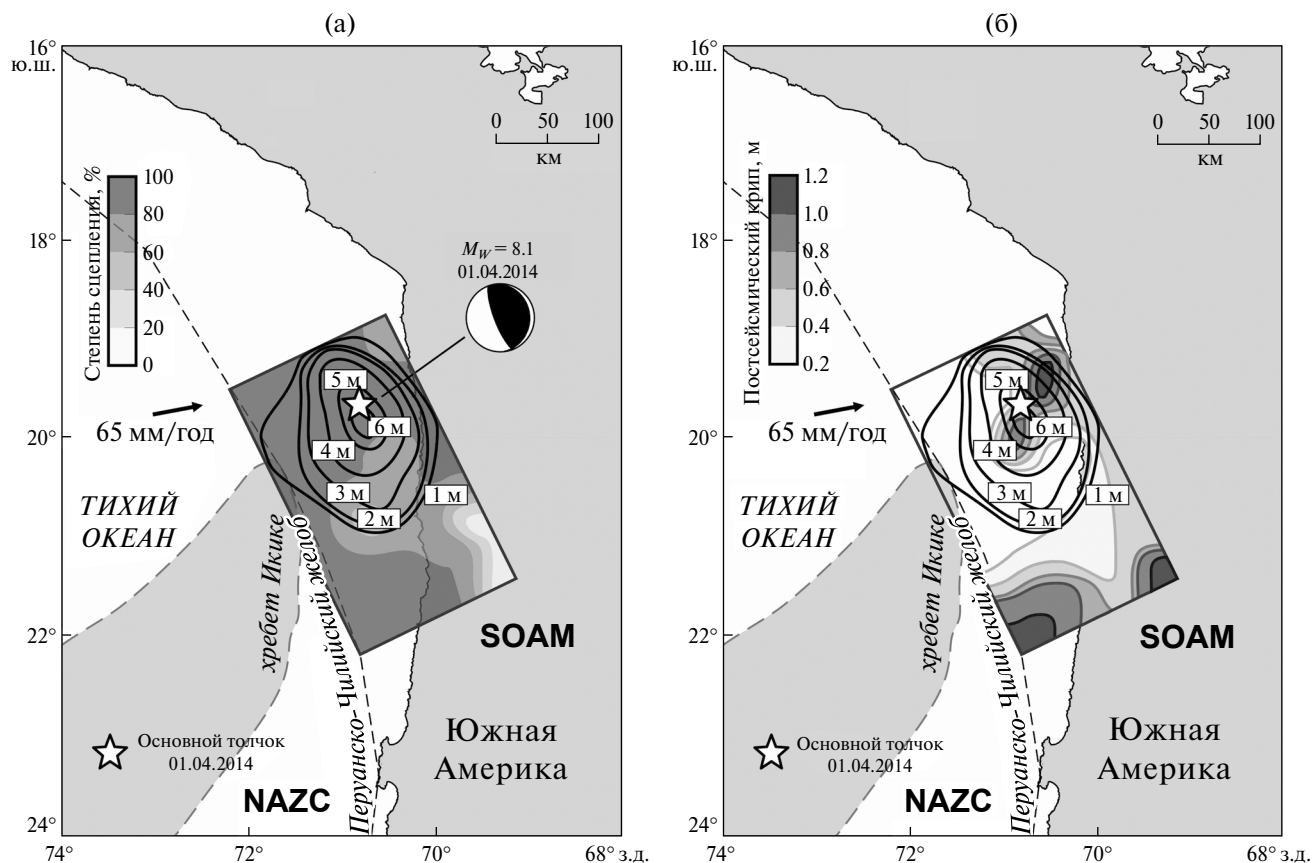


Рис. 6. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Икике 2014 г. и распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости землетрясения Икике 2014 г. и распределение постсейсмического крипа в плоскости его очага (б) NAZC – плита Наска, SOAM – Южно-Американская плита. Изолиниями показаны величины подвижек в очаговой зоне (в метрах).

Ma et al., 2023] подводные горы в зоне субдукции могут создавать условия, неблагоприятные для длительного накопления упругой энергии, либо служить физической границей распространения сейсморазрыва. Тот факт, что постсейсмический крип смог “преодолеть” сейсмический барьер на 21° ю.ш., позволяет предположить, что пониженное сцепление в субдукционной зоне способствует скорее асейсмическому проскальзыванию, а не большим мгновенным смещениям во время сильных землетрясений.

Степень предсейсмического сцепления межплитового контакта перед землетрясением Ильяпель 2015 г. ($M_w = 8.3$) была высока, как и перед землетрясением Икике 2014 г., однако ее распределение в плоскости будущего разрыва было не столь однородным (рис. 7а). Сейсморазрыв зародился в зоне перехода от крайне высокой степени сцепления ($\geq 80\%$) к умеренной (40–60%) и распространялся билатерально в северном и южном направлениях. Расположение области максимальных сейсмических смещений

в очаге (~ 6 м) в большой степени согласуется с положением участков максимального межплитового сцепления. Согласно результатам моделирования, постсейсмический крип развивался на достаточно большой площади, преимущественно вблизи нижней границы очаговой зоны. В распределении постсейсмического крипа выделяются две области максимальных смещений, положение одной из которых почти полностью совпадает с положением области максимальных сейсмических смещений в очаге, в то время как другая лежит за пределами значимой сейсмической подвижки (рис. 7б). Это означает, что после главного толчка продолжили смещаться асейсмически не только участки, соседствующие с областью максимальной подвижки, но и участок размером $\sim 60 \times 35$ км², испытавший максимальные смещения во время землетрясения. С севера очаговая зона землетрясения Ильяпель ограничена трансформным разломом Челленджер ($\sim 30^\circ$ ю.ш.), а с юга – субширотным ориентированным подводным хребтом Хуан Фернандес ($\sim 33^\circ$ ю.ш.), фактически разграничивающим

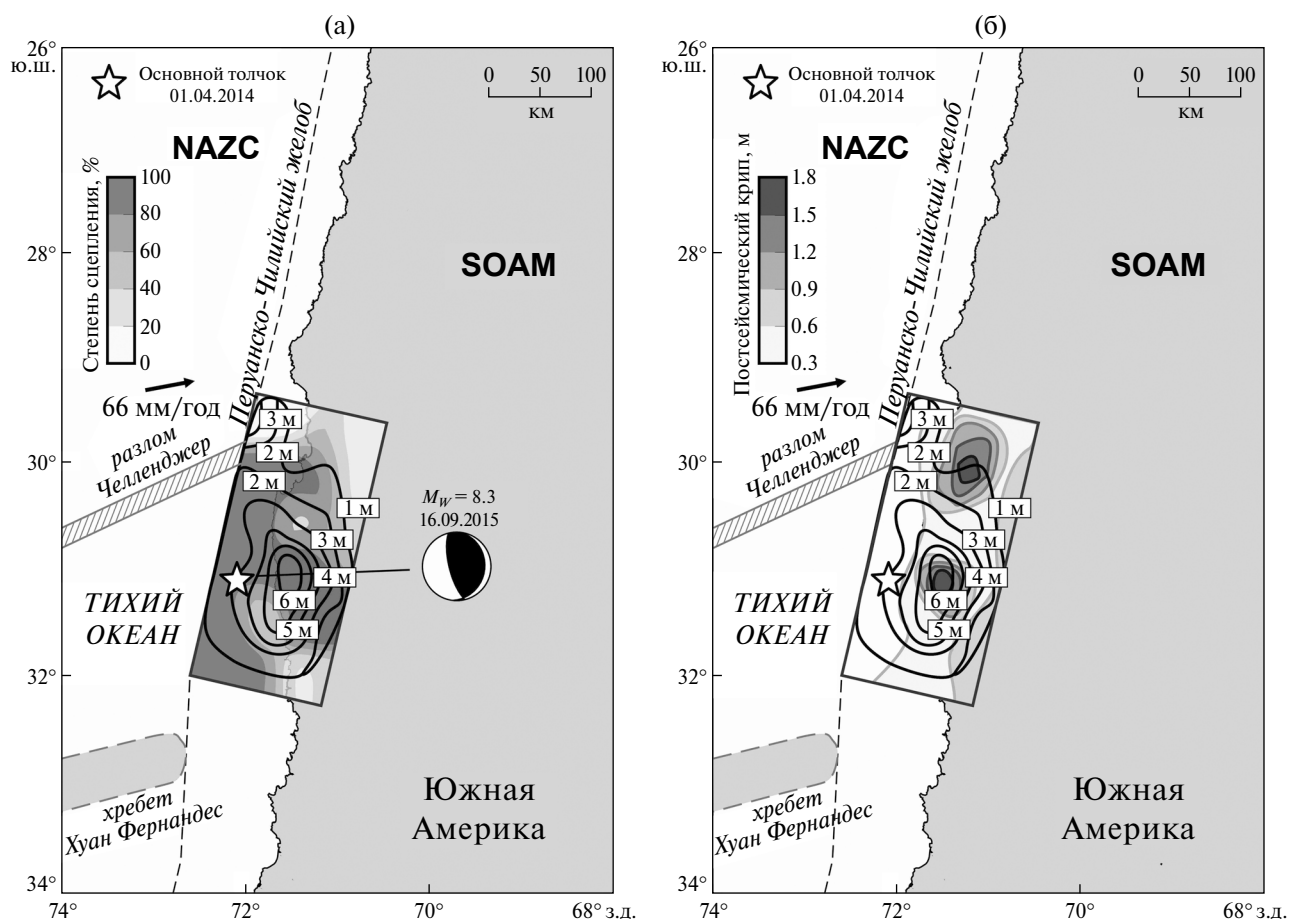


Рис. 7. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Ильяпель 2015 г. и распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости землетрясения Ильяпель 2015 г. и распределение постсейсмического крипа в плоскости его очага (б) NAZC – плита Наска, SOAM – Южно-Американская плита. Изолиниями показаны величины подвижек в очаговой зоне (в метрах).

разломные зоны землетрясений Мауле 2010 г. и Ильяпель 2015 г. (рис. 7а, 7б). Согласно работе [Poli et al., 2017], разломная зона Челленджер представляет собой сильно гидратированную структуру. Проникновение флюида в зону субдукции может существенным образом менять фрикционные свойства межплитового контакта, приводя к уменьшению сцепления, а значит – к созданию условий, благоприятствующих скорее медленным асейсмическим движениям, а не быстрым большим смещениям во время сильных землетрясений. Если принять во внимание предыдущую сейсмическую историю данного сегмента Перуанско-Чилийской зоны субдукции [Ruiz, Madariaga, 2018], можно заключить, что разлом Челленджер и хребет Хуан Фернандес выступают в роли естественных геологических границ, определяющих примерные размеры очагов возникающих здесь сейсмических событий.

3.4. Алеутская зона субдукции: Симеоновское землетрясение 2020 г., “Странное” землетрясение 2020 г. и землетрясение Чигник 2021 г.

В этом разделе рассматриваются три сильных землетрясения с M_w 7.6–8.2, произошедших в 2020–2021 гг. в пределах и в непосредственной близости от Шумагинской сейсмической брешы, располагавшейся на восточной окраине Алеутской островной дуги, которую зачастую именуют одним из самых сейсмически и тектонически активных регионов на периферии Тихого океана. Скорость конвергенции Тихоокеанской и Северо-Американской плит в самой восточной части Алеутской субдукционной зоны составляет примерно 65 мм/год, что приводит к возникновению здесь большого числа сильных землетрясений. Шумагинская брешь – участок субдукционной зоны протяженностью около 250 км (рис. 8), где сильнейшие землетрясения

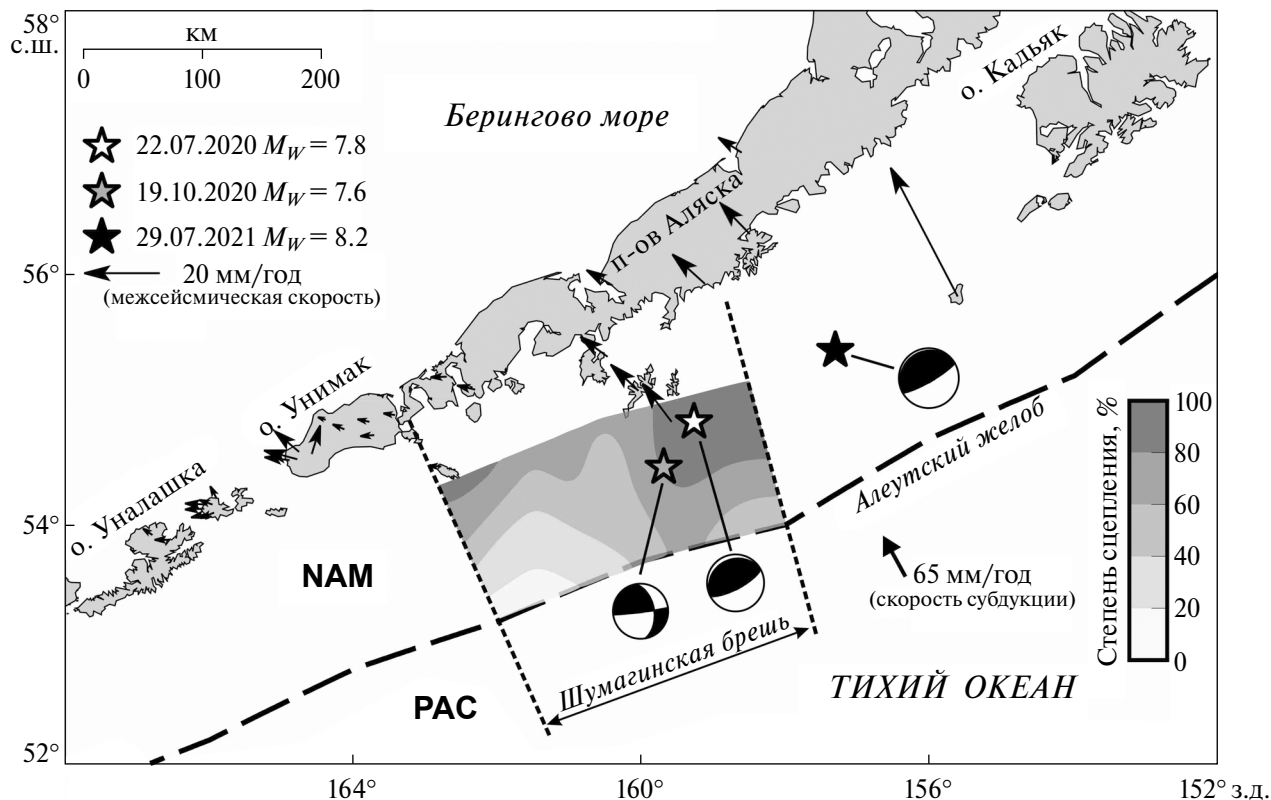


Рис. 8. Распределение степени межплитового сцепления в пределах Шумагинской брешки перед серией землетрясений 2020–2021 г. РАС – Тихоокеанская плита, НАМ – Северо-Американская плита.

с $M \sim 8$ не происходили с начала XX в., т.е. на протяжении как минимум 120 лет [Davies et al., 1981; Boyd et al., 1988]. “Сейсмическое молчание” этой зоны было прервано в 2020–2021 гг. серией из трех сильных землетрясений. Первое из них, названное впоследствии Симеоновским, произошло 22.07.2020 г. Его магнитуда составила $M_W = 7.8$, а тип механизма был определен как пологий надвиг с падением в сторону континента, что соответствует условиями сжатия, типичным для зон субдукции. Три месяца спустя, 19.10.2020 г. в том же районе произошло еще одно достаточно сильное событие с $M_W = 7.6$. Это событие, характеризующееся сдвиговым механизмом, в литературе часто называют самым сильным афтершоком Симеоновского землетрясения, что, однако, противоречит известному в сейсмологии статистическому закону Бота, согласно которому в случае сильного землетрясения магнитуда сильнейшего афтершока в среднем примерно на единицу меньше магнитуды основного толчка [Баранов, Шебакин, 2018]. Исходя из этого, сдвиговое землетрясение с $M_W = 7.6$ является “самостоятельным” событием, возникновение которого, безусловно, связано с перераспределением напряжений

вследствие Симеоновского землетрясения. Последнее событие из серии – землетрясение Чигник с $M_W = 8.2$, произошло 29.07.2021 г. немного восточнее Шумагинской брешки и имело механизм типа пологий надвиг, как и Симеоновское землетрясение 2020 г.

Период повторяемости сильных ($M \sim 8$) землетрясений в зоне Шумагинской брешки составляет примерно 50–90 лет [Davies et al., 1981; Boyd et al., 1988; Nishenko, Jacob, 1990]. Согласно работе [Davies et al., 1981], уже в 1980-х гг. здесь ожидалось событие с $M \sim 8.2$, однако длительное отсутствие в этом регионе сильных землетрясений с $M \sim 8.0$ дало основание предполагать, что в этой части Алеутской зоны субдукции происходит взаимное асейсмическое скольжение Тихоокеанской и Северо-Американской плит, не сопровождающееся накоплением упругих напряжений [Fournier, Freymueller, 2007]. Реализация трех сильных событий в течение одного года опровергла это предположение и привела к возникновению закономерного вопроса: “закрылась” Шумагинская брешь или нет? Для ответа на этот вопрос было проведено исследование пространственных отношений областей локализации сейсмических смещений

в очаговых зонах землетрясений и геометрии межплитового сцепления в пределах сейсмической брешы Шумагина.

В данном случае для восстановления конфигурации межплитового сцепления в пределах Шумагинской брешы использовались скорости смещений станций ГНСС, осредненные за девятилетний период, предшествовавший Симеоновскому землетрясению 2020 г. Как видно из рис. 8, распределение межплитового сцепления в границах Шумагинской брешы перед серией сильных событий 2020–2021 гг. было существенно неоднородным: здесь наблюдаются вариации как по падению, так и по простиранию. Так, степень сцепления на контакте плит постепенно нарастает с глубиной; преимущественно сильное сцепление (60–100%) в восточном сегменте брешы сменяется на умеренное (40–60%) и слабое в ее западной части (20–40%). Полученная модель несколько отличается от таковых, приведенных в более ранних работах [Li, Freymueller, 2018; Drooff, Freymueller, 2021], где утверждается, что межплитовое сцепление было достаточно слабым на всей площади брешы.

Симеоновское землетрясение 2020 г. с $M_W = 7.8$ зародилось на северо-восточной окраине

Шумагинской брешы в зоне, где степень межплитового сцепления превышала 80%. Согласно результатам моделирования, очаг Симеоновского землетрясения распространился почти на всю территорию Шумагинской брешы и даже немного вышел за ее пределы с восточной стороны рис. 9. В очаге обнаруживаются три области максимальных смещений, величина которых, однако, не превышает 3 м. Положение двух восточных (157.5° и 159° з.д.) областей максимальных сейсмических подвижек (~ 3 м) примерно соответствует положению области сильного межплитового сцепления ($>80\%$). Третья область почти трехметровых смещений (162.5° з.д.), расположенная на западной окраине брешы, соответствует зоне плавного нарастания степени межплитового сцепления с ростом глубины.

Сдвиговое землетрясение 2020 г. с $M_W = 7.6$, произошедшее в пределах Шумагинской брешы через три месяца после Симеоновского, получило название “Странное” землетрясение. Своим названием это событие обязано тому факту, что для возникновения внутриплитового землетрясения такой силы в зоне субдукции на погружающейся Тихоокеанской плите должен существовать поперечный островной дуге трансформный разлом

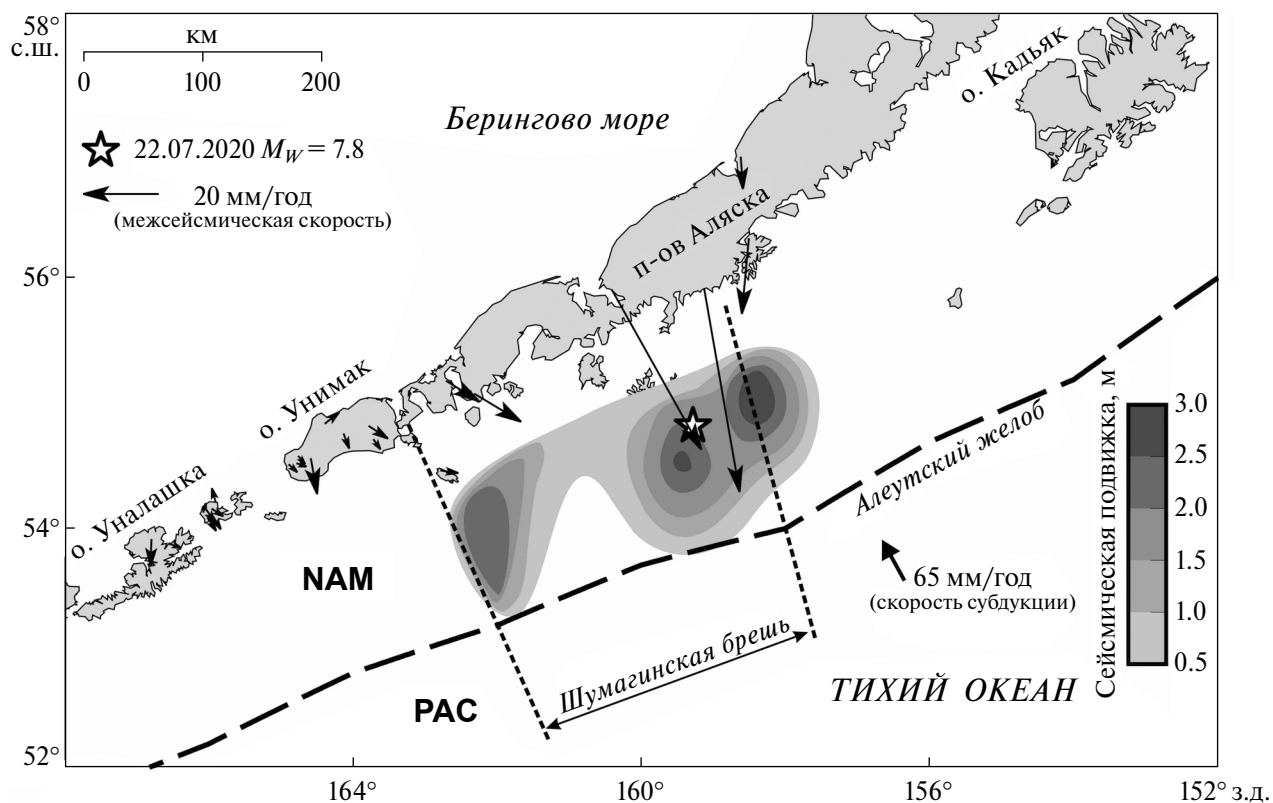


Рис. 9. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Симеоновского землетрясения 2020 г. РАС – Тихоокеанская плита, НАМ – Северо-Американская плита.

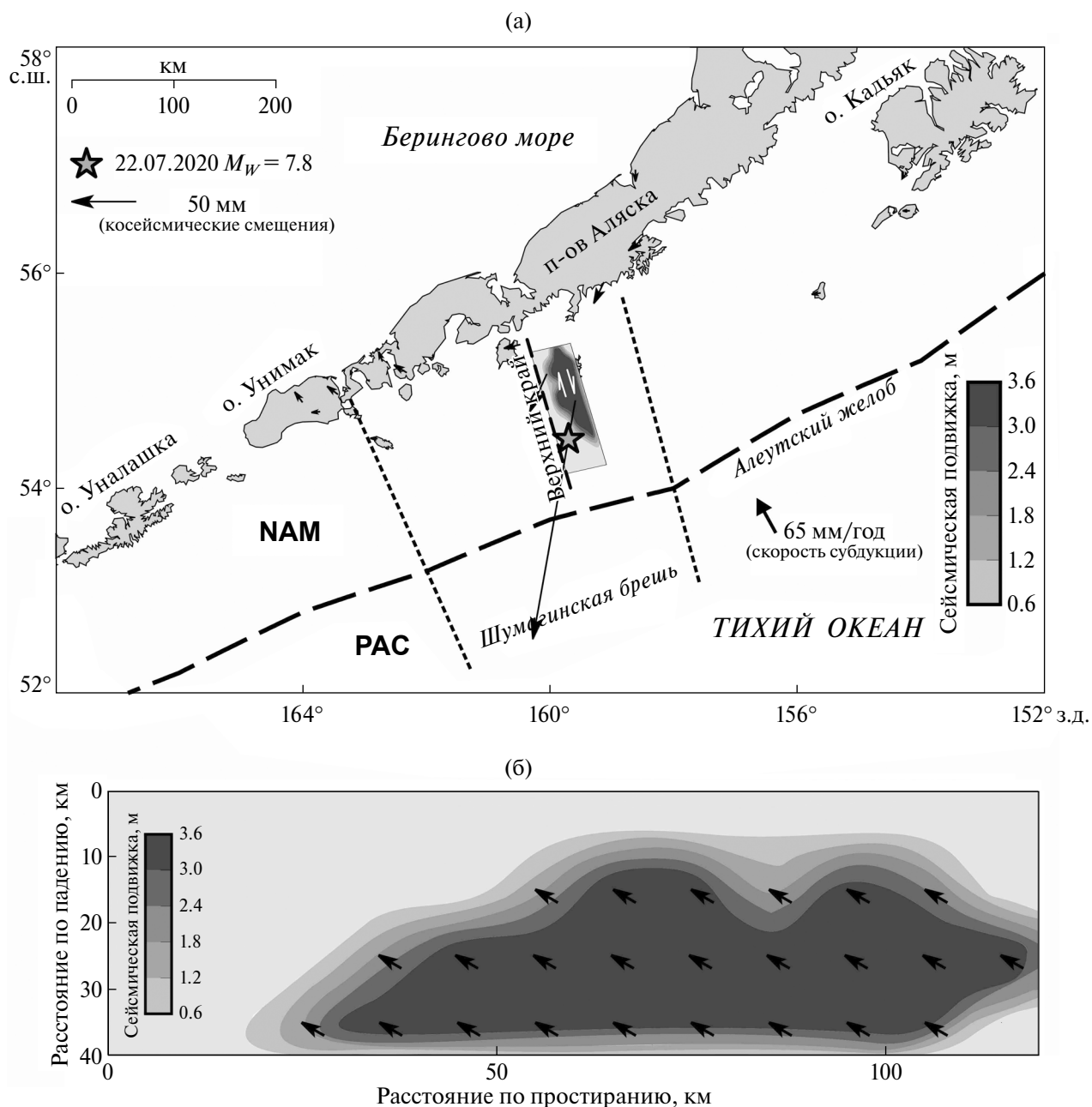


Рис. 10. Проекция плоскости очага “Странного” землетрясения 2020 г. на поверхность (а), а также распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (б), стрелками показано направление к желобу (б). РАС – Тихоокеанская плита, НАМ – Северо-Американская плита.

[Herman, Furlong, 2021]. Однако в этом сегменте субдукционной зоны подобные разломы отсутствуют, а значит, вопрос о природе “Странного” землетрясения пока остается открытым. Механизм очага “Странного” землетрясения идентифицирован как правосторонний сдвиг с падением на восток [Zhou et al., 2022]. Территориально очаг этого землетрясения приурочен к зоне высокой степени сцепления (60–100%), а его конфигурация достаточно проста – это большой участок пиковой

подвижки, достигающей 3.6 м, окруженный узкими областями меньших подвижек (рис. 10а, 10б). При этом южная часть очаговой зоны, границы которой были определены по облаку афтершоков, не испытала сейсмических смещений.

Землетрясение Чигник 2021 г. $M_W = 8.2$ зародилось примерно в 100 км к востоку от восточной границы Шумагинской брешы. Исходя из этого можно было ожидать, что сейсморазрыв

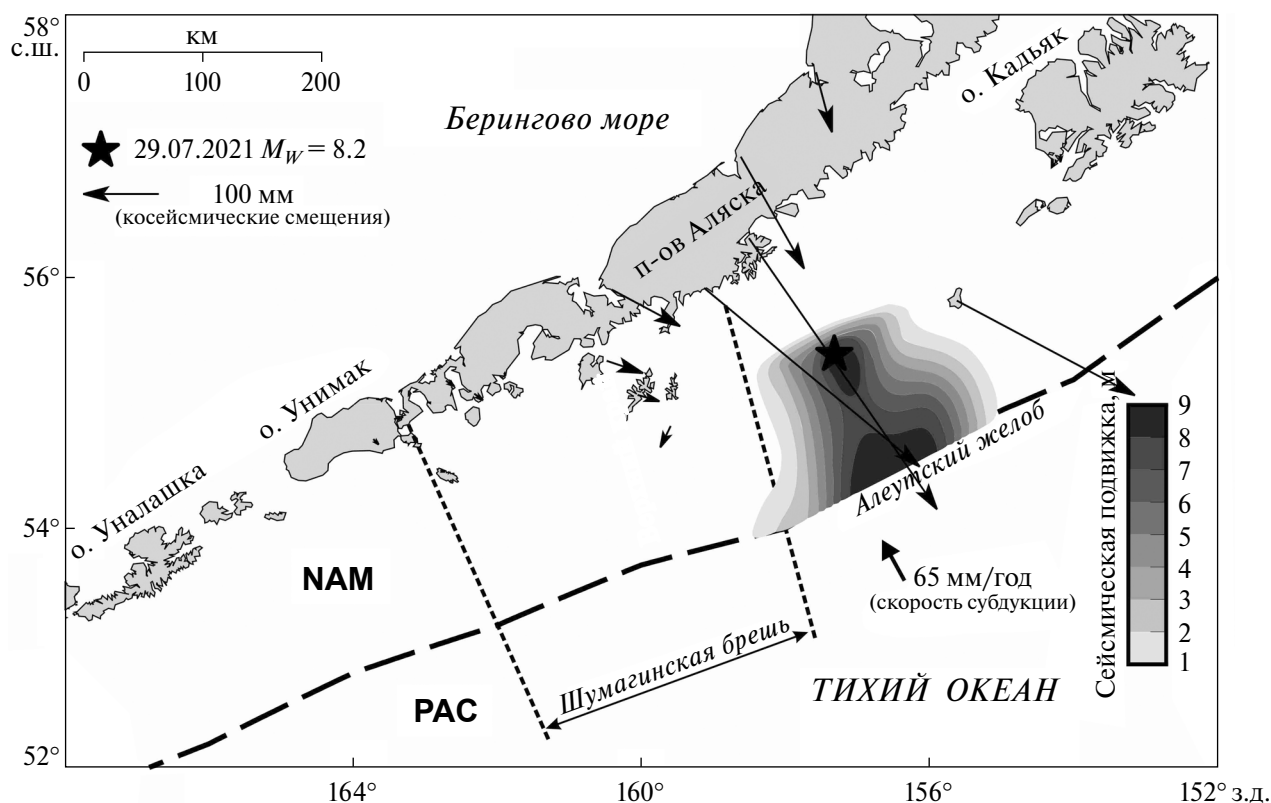


Рис. 11. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага землетрясения Чигник 2021 г. РАС – Тихоокеанская плита, НАМ – Северо-Американская плита.

распространится и на территорию брешы, однако он оказался неожиданно компактным (рис. 11). Сейсмические смещения, достигающие максимума в 9 м в достаточно узкой вытянутой области в центре очага, быстро спадают к краям. Представленная модель отличается от результатов, приведенных в работе [Конвисар и др., 2023], но согласуется с результатами, полученными, например, в работе [Liu et al., 2022]. Западная граница очага землетрясения Чигник почти точно совпадает с восточной границей Шумагинской брешы, а значит, землетрясение Чигник не внесло никакого вклада в высвобождение накопленных в пределах брешы упругих напряжений.

Возвращаясь к вопросу о том, “закрылась” Шумагинская брешь или нет, отметим, что не вся ее территория испытала смещения во время землетрясений 2020 г., а землетрясение 2021 г. и вовсе не затронуло означенную область. Накопленный к 2020 г. сейсмогенный потенциал брешы соответствовал землетрясению с $M \sim 8.2-8.3$, что приводит нас к выводу о том, что во время серии событий 2020–2021 гг., высвободилась лишь часть аккумулированной

здесь упругой энергии, и Шумагинская брешь по-прежнему представляет опасность.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные в работе оценки эффективной вязкости астеносферы ($[2-5] \cdot 10^{17}$ Па·с для средней части Курило-Камчатской зоны субдукции и $1 \cdot 10^{18}$ Па·с для Японской зоны субдукции) на 1–2 порядка ниже средних значений, установленных для субдукционных регионов ($1 \cdot 10^{19}$ Па·с). В работах [Михайлов и др., 2018; 2020], посвященных изучению постсейсмических процессов, сопровождающих сильные землетрясения, отмечено, что подобные значения вязкости астеносферы ($2 \cdot 10^{17}-1 \cdot 10^{18}$ Па·с) аномально низки для установившихся процессов. На основании результатов моделирования различных постсейсмических процессов авторы объясняют основные постсейсмические смещения постсейсмическим крипом, а вязкоупругой релаксации отводят подчиненное положение. Отметим, однако, что постсейсмические движения после сильнейших землетрясений могут длиться годами и даже десятилетиями. Так, нестационарные во времени постсейсмические

смещения наблюдались на протяжении минимум 8 лет после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. ([Лобковский и др., 2017; Vladimirova et al., 2020]); не менее 6 лет после землетрясения Мауле 2010 г. ([Владимирова, 2022]) и более 5 лет после землетрясения Тохоку 2011 г. ([Лобковский и др., 2018]). Известны случаи, когда длительность постсейсмического крипа после землетрясений умеренных магнитуд составляла ~6–12 лет [Lienkaemper, McFarland, 2017]. Возникновение столь длительного постсейсмического крипа характерно для разломов, испытывающих асейсмическое проскальзывание и в межсейсмический период. В качестве яркого примера здесь можно привести трансформный разлом Сан-Андреас, фрикционные свойства которого ослаблены за счет присутствия в разломной зоне смектитовых глин [Schleicher et al., 2012]. Для зон субдукции такое поведение характерно в существенно меньшей степени, и наблюдается в основном в пределах узкой, насыщенной гидратированными осадками полосы шириной в несколько километров в самой верхней части субдукционной зоны. Исходя из этих соображений, автор данной работы полагает, что постсейсмический крип является доминирующим процессом в первые месяцы после сильнейшего землетрясения, после чего ведущая роль все же переходит к вязкоупругой релаксации в астеносфере.

Проблема “слишком низких значений эффективной вязкости астеносферы”, вероятно, может быть решена путем учета неньютоновского характера поведения этого слоя. Задача определения эффективной вязкости астеносферы, как правило, решается в “статической” постановке, т.е. подразумевается, что астеносфера — неньютоновская жидкость, и ее вязкость остается неизменной во времени. Недавние результаты изучения сейсмической анизотропии и экспериментов по деформированию горных пород показали, что вблизи зон субдукции астеносфера может вести себя как неньютоновская жидкость [Jadamec, Billen, 2010]. Вследствие нелинейного поведения астеносферы, ее эффективная вязкость существенно снижается в результате резких изменений напряженно-деформированного состояния, вызванных сильным землетрясением (вплоть до 1–2 порядков) [Bürgmann, Dresen, 2008; Muto et al., 2019; и др.]. С течением времени вязкость астеносферы восстанавливается до исходных значений, однако закономерности, по которым происходит это восстановление, не ясны. Следовательно, наиболее перспективным подходом к изучению изменений реологических

свойств астеносферы во времени представляется получение дискретного набора оценок ее эффективной вязкости за разные временные интервалы после сейсмического события.

5. ВЫВОДЫ

На основе построенных моделей проведено исследование пространственных отношений степени межплитового сцепления перед землетрясениями и сейсмических, а также постсейсмических смещений в их очаговых зонах. Установлен факт общей согласованности конфигураций областей значимых сейсмических смещений в очаге с зонами максимального межплитового сцепления. Области максимального постсейсмического крипа зачастую соседствуют с областями наибольших сейсмических смещений в очаге, что указывает на постсейсмическую релаксацию напряжений в тех участках очаговой зоны, где они остались высоки после землетрясения.

Исследовано влияние структурных неоднородностей геосреды различного иерархического уровня, принадлежащих как субдуцирующей, так и надвигающейся плите, на процессы накопления и высвобождения напряжений. Показано, что геологические структуры различного генеза, будь то разломная зона или асейсмический подводный хребет, затягивающийся в зону субдукции вместе с океанической плитой, зачастую выступают в роли естественных границ, в пределах которых локализуется область сейсмических смещений в очаге. Замечено, однако, что те же самые геологические границы, как правило, не являются препятствием для распространения медленных постсейсмических деформаций. Что касается предсейсмического межплитового сцепления — присутствие структурных неоднородностей в зоне субдукции выражается в локальном, но достаточно заметном снижении или повышении коэффициента сцепления.

Полученные результаты свидетельствуют о наличии явной пространственной взаимосвязи между геодинамическими процессами, протекающими на разных стадиях сейсмического цикла. Установлено также, что к руководящим факторам, определяющим особенности протекания сейсмического цикла в той или иной зоне субдукции, относятся не только тип субдукционной зоны, скорость конвергенции плит, региональные реологические параметры, но и геоморфологические условия, характерные для данного региона.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института океанологии РАН (тема № FMWE-2024-0018 – “Геодинамическая эволюция деформируемой литосферы, опасные процессы и аномальные явления в коре и водной толще Мирового океана, окраинных и внутренних морей”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В., Шебалин П.Н. О прогнозировании афтершоковой активности. 3. Динамический закон Бота // Физика Земли. 2018. № 6. С. 12–136.
- Владимирова И.С. Исследование особенностей сейсмической активизации Чилийской субдукционной зоны в начале XXI в. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 309–315.
- Конвисар А.М., Михайлов В.О., Волкова М.С., Смирнов В.Б. Модель поверхности сейсмического разрыва землетрясения “Чигник” (Аляска, США) 29.07.2021 по данным спутниковой радарной интерферометрии и ГНСС // Вулканология и сейсмология. 2023. № 5. С. 74–83.
- Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я. Центральнo-Курильская “брешь”: строение и сейсмический потенциал // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 6. С. 818–821.
- Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Гаргаиш И.А., Баранов Б.В., Стеблов Г.М. Постсейсмические движения после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. на различных стадиях сейсмического цикла // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 359–364.
- Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Стеблов Г.М. Сейсмoтeктонические деформации, связанные с землетрясением Тохоку 2011 г., на разных стадиях сейсмического цикла по данным спутниковых геодезических наблюдений // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 548–552.
- Лутиков А.И., Рогожин Е.А. Вариации интенсивности глобального сейсмического процесса в течение XX – начале XXI веков // Физика Земли. 2014. № 4. С. 25–42.
- Михайлов В.О., Диаман М., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Оценка относительной роли постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии // Вестник МГУ. Сер. Физика и астрономия. 2018. № 5. С. 84–89.
- Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02.2010 г. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 38–47.
- Садовский М.А. Избранные труды: геофизика и физика взрыва. М.: Наука. 2004. 440 с.
- Стеблов Г.М., Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Баранов Б.В., Сдельникова И.А., Габсатаров Ю.В. Сейсмoтeктонические деформации Курильской островной дуги на различных стадиях сейсмического цикла, связанные с Симуширскими землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 57–69.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1974. 222 с.
- Шебалин П.Н., Воробьева И.А., Баранов С.В., Михайлов В.О. Дефицит сильных афтершоков как индикатор постсейсмического проскальзывания в очагах землетрясений зон субдукции // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 81–85.
- Baranov B.V., Ivanchenko A.I., Dozorova K.A. The Great 2006 and 2007 Kuril Earthquakes, Forearc Segmentation and Seismic Activity of the Central Kuril Islands Region // Pure and Applied Geophysics. 2015. V. 172. № 12. P. 3509–3535.
- Boyd T.M., Taber J.J., Lerner-Lam A.L., Beavan J. Seismic rupture and arc segmentation within the Shumagin Islands seismic gap, Alaska // Geophysical Research Letters. 1988. V. 15. № 3. P. 201–204.
- Bürgmann R., Dresen G. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. V. 36. P. 531–567.
- Davies J., Sykes L., House L., Jacob K. Shumagin seismic gap, Alaska peninsula: history of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B5. P. 3821–3855.
- Delouis B., Nocquet J.-M., Vallée M. Slip distribution of the February 27, 2010 $M_w = 8.8$ Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. № L17305. P. 1–7.
- Drooff C., Freymueller J.T. New constraints on slip deficit on the Aleutian megathrust and inflation at Mt. Veniaminof, Alaska from repeat GPS measurements // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48. № e2020GL091787. DOI: 10.1029/2020GL091787
- Fournier T., Freymueller J. Transition from locked to creeping subduction in the Shumagin region, Alaska // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. № L06303. DOI: 10.1029/2006GL029073
- Geersen J., Ranero C.R., Barckhausen U., Reichert C. Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area // Nature Communications. 2015. V. 6. P. 1–6. DOI: 10.1038/ncomms9267
- Herman M.W., Furlong K.P. Triggering an unexpected earthquake in an uncoupled subduction zone // Sci. Adv. 2021. V. 7. № 13. DOI: 10.1126/sciadv.abf7590
- Hoffmann F., Metzger S., Moreno M., Deng Z., Sippl C., Ortega-Culaciati F., Oncken O. (2018). Characterizing afterslip and ground displacement rate increase following the 2014 Iquique-Pisagua Mw 8.1 earthquake, Northern Chile // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. P. 4171–4192. DOI: 10.1002/2017JB014970

- Jadamec M.A., Billen M.I.* Reconciling surfaceplate motions with rapid three-dimensional mantle flow around a slab edge // *Nature*. 2010. V. 465. P. 338–341.
- Kaneko Y., J.-P. Avouac, Lapusta N.* Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling // *Nat. Geosci.* 2010. V. 3. № 5. P. 363–369. DOI:10.1038/NGEO843
- Kato H.* Fossa Magna – A masked border region separating southwest and northeast Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1992. V. 43. P. 1–30.
- Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblov G.M., Levin B.W., Prytkov A.S.* The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № L06304. P. 3691–3706.
- Lay T., Yue H., Brodsky E.E., An C.* The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 3818–3825.
- Lay T.* The surge of great earthquakes from 2004 to 2014 // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 409. P. 133–146. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.10.047
- Lévêque J.-J., Rivera L., Wittlinger G.* On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 115. P. 313–318.
- Li S., Freymueller J.T.* Spatial variation of slip behavior beneath the Alaska Peninsula along Alaska-Aleutian subduction zone // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. P. 3453–3460.
- Lienkaemper J.J., McFarland F.S.* Long-term afterslip of the 2004 M 6.0 Parkfield, California, earthquake – implications for forecasting amount and duration of afterslip on other major creeping faults // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2017. V. 107. № 3. P. 1082–1093.
- Lin Y.N., Sladen A., Ortega-Culaciati F., Simons M., Avouac J.-P., Fielding E.J., Brooks B.A., Bevis M., Genrich J., Rietbrock A., Vigny C., Smalley R., Socquet A.* Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 3142–3159.
- Liu C., Lay T., Xiong X.* The 29 July 2021 MW 8.2 Chignik, Alaska Peninsula Earthquake Rupture Inferred From Seismic and Geodetic Observations: Re-Rupture of the Western 2/3 of the 1938 Rupture Zone // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. № 4. DOI: 10.1029/2021GL096004
- Liu J., Zhou Y.* Predicting Earthquakes: The Mw9.0 Tohoku Earthquake and Historical Earthquakes in Northeastern Japan // *International Journal of Disaster Risk Science*. 2012. V. 3. № 3. P. 155–162.
- Ma Bo., Geersen J., Klaeschen D., Contreras-Reyes E., Riedel M., Xia Y., Tréhu A.M., Dietrich Lange D., Kopp H.* Impact of the Iquique Ridge on structure and deformation of the north Chilean subduction zone // *Journal of South American Earth Sciences*. 2023. V. 124. 104262. DOI: 10.1016/j.jsames.2023.104262
- Marone C.J., Scholz C.H., Bilham R.G.* On the mechanics of earthquake afterslip // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B5. P. 8441–8452.
- Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y., Iwashita T.* The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan // *J. Nat. Disaster Sci.* 2001. V. 23. № 2. P. 83–88.
- Moreno M. S., Bolte J., Klotz J., Melnick D.* Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 16. DOI:10.1029/2009GL039276
- Moreno M., Rosenau M., Oncken O.* 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone // *Nature*. 2010. V. 467. P. 198–202.
- Moreno M., Melnick D., Rosenau M., Baez J., Klotz J., Oncken O., Tassara A., Chen J., Bataille K., Bevis M., Socquet A., Bolte J., Vigny C., Brooks B., Ryder I., Grund V., Smalley B., Carrizo D., Bartsch M., Hase H.* Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake // *EPSL*. 2012. № 321–322. P. 152–165.
- Muto J., Moore J.D.P., Barbot S., Iinuma T., Ohta Y., Iwamori H.* Coupled Afterslip and Transient Mantle Flow after the 2011 Tohoku Earthquake // *Sci. Adv.* 2019. V. 5. № 9: eaaw1164. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw1164>
- Myers E., Roland E.C., Tréhu A., Davenport K.* Crustal Structure of the Incoming Iquique Ridge Offshore Northern Chile // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. V. 127. № 2. DOI: 10.1029/2021JB023169
- Neo J.C., Huang Y., Yao D., Wei S.* Is the Aftershock Zone Area a Good Proxy for the Mainshock Rupture Area? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 111. № 1. P. 424–438.
- Nishenko S.P., Jacob K.H.* Seismic potential of the Queen Charlotte-Alaska-Aleutian seismic zone // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 2511–2532.
- Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T.* Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // *Nature*. 2011. V. 475. P. 373–377.
- Poli P., Maksymowicz A., Ruiz S.* The Mw 8.3 Illapel earthquake (Chile): Preseismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures // *Geology*. 2017. V. 45. DOI: 10.1130/G38522.1
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 1–14.
- Pollitz F.F.* Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B8. P. 17921–17941.
- Reid H.* The California earthquake of April 18, 1906. V. 2: The mechanics of the earthquake. Washington, DC: Carnegie Institution of Washington. 1910. 206 p.
- Ruiz S.A., Madariaga R.* Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile // *Tectonophysics*. 2018. V. 733. P. 37–56.
- Savage J. C.* A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № B6. P. 4984–4996.

- Sparkes R., Tilmann F., Hovius N., Hillier J.* Subducted sea floor relief stops rupture in South American great earthquakes: Implications for rupture behaviour in the 2010 Maule, Chile earthquake // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 298. № 1–2. P. 89–94.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I.* Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L22306. P. 1–5.
- Steblov G., Vladimirova I.* Geodetic Inversions and Applications in Geodynamics / A. Ismail-Zadeh, F. Castelli, D. Jones, S. Sanchez (eds.). *Applications of Data Assimilation and Inverse Problems in the Earth Sciences (Special Publications of the International Union of Geodesy and Geophysics*. 2023. Cambridge: Cambridge University Press. P. 278–292). DOI:10.1017/9781009180412.019
- Schleicher A., Van der Pluijm B., Warr L.* Chlorite-smectite clay minerals and fault behavior: New evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core // *Lithosphere*. 2012. № 3. P. 209–220.
- Tsuji Y., Satake K., Ishibe T., Harada T., Nishiyama A., Kusumoto. S.* Tsunami heights along the Pacific coast of Northern Honshu recorded from the 2011 Tohoku and previous great earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2014. V. 171. P. 3183–3215.
- Vladimirova I.S., Lobkovsky L.I., Gabsatarov Y.V., Steblov G.M., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I.* Patterns of the seismic cycle in the Kuril island arc from GPS observations // *Pure and Applied Geophysics*. 2020. V. 177. № 8. P. 3599–3617.
- Zelt C.A., Azaria A., Levander A.* 3D seismic refraction travel time tomography at a ground water contamination site // *Geophysics*. 2006. V. 71. № 5. P. H67–H78.
- Zhou Y., Wang W., He J., Wang X., Pan Z., Zhao G.* The 19 October 2020 Mw 7.6 Earthquake in Shumagin, Alaska: An Unusual Dextral Strike-Slip Event // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. P. 3527–3542.

A Study of Seismic Cycles of the Strongest Earthquakes in Subduction Zones by Satellite Geodesy Methods

I. S. Vladimirova^{a,b,*}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117218 Russia*

^b*Federal Research Center “Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences,” Obninsk, 664033 Russia*

*e-mail: *ir.s.vladimirova@yandex.ru*

Received February 15, 2024

revised February 27, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The work is devoted to modeling and studying geodynamic processes occurring in the vicinity of focal zones of the strongest ($M \geq 8$) subduction earthquakes at different stages of the seismic cycle based on satellite geodetic data. The processes of preparation and realization of a number of powerful events that occurred in the Kuril–Kamchatka, Chilean, Japanese, and Aleutian subduction zones at the beginning of the 21st century were studied. Apparent spatial relationships have been identified between geodynamic processes occurring at different stages of the seismic cycle. It is shown that structural inhomogeneities of the medium have a direct impact on the processes of accumulation and release of elastic stresses.

Keywords: seismic cycle, subduction zones, strongest earthquakes, seismotectonic deformations, focal zone, numerical modeling