

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЕЙ СМЕЩЕНИЙ МЕТОДАМИ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ В ПРИМОРЬЕ

© 2023 г. В. Ю. Тимофеев^{1, *}, Д. Г. Ардюков¹, А. В. Тимофеев¹, М. Г. Валитов²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

*E-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 28.03.2022 г.

После доработки 08.08.2022 г.

Принята к публикации 27.08.2022 г.

В работе представлены результаты GPS-наблюдений (2003–2020 гг.), выполненных в Приморском и Хабаровском краях на юго-востоке России. Целями наших исследований являлись получение значений скоростей смещения, тестирование связи современных скоростей с сейсмичностью, с особенностями геологической структуры Приморья, изучение реологических параметров коры и астеносферы на окраине континента. В статье проанализированы результаты измерений в Приморье на Центральном Сихотэ-Алиньском разломе. В дальней зоне исследованы последствия Японского землетрясения Тохоку-Оки магнитудой $M = 9$, случившегося 11.03.2011 г. Зона косейсмических и постсейсмических смещений простирается на расстояние свыше 1000 км от эпицентра. Постсейсмические затухания многолетних горизонтальных и вертикальных смещений позволяют оценить время релаксации для упруго-вязкой модели. При значениях времени затухания от 4 до 8 лет, в рамках двухслойной реологической модели получены значения вязкости для нижнего слоя: $8 \times 10^{18} - 3 \times 10^{19}$ Па · с. Используя модель изгиба земной поверхности и дна Японского моря, в зоне контакта континент–океан сделана оценка мощности (20–25 км) упругой верхней части земной коры.

Ключевые слова: космическая геодезия, континентальная окраина, смещения на разломе, косейсмические смещения, постсейсмическая релаксация, Японское землетрясение 11.03.2011 г. (Тохоку-Оки), мощность упругой коры, астеносфера, вязкость по Максвеллу.

DOI: 10.31857/S0002333723010076, EDN: CAQUUK

ВВЕДЕНИЕ

Зона контакта континента и океана, расположенная в восточной части Азии, является ареной активной сейсмической активности, изучение которой является весьма актуальным для геофизики. Здесь расположено сочленение трех главных тектонических плит Земли (Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской) (рис. 1). Отметим, что положение границ и существование микроплит (Амурской и Охотоморской) является предметом дискуссий и активных современных исследований [Стеблов, 2004; Jin et al., 2007; Kogan, Steblov, 2008; Стеблов и др., 2010; Argus et al., 2010; DeMets et al., 2010; Василенко и др., 2011; Тимофеев и др., 2008; 2012; 2018].

Высокая сейсмическая активность зон субдукции обусловлена происходящими здесь современными геодинамическими процессами, а именно погружением одной тектонической плиты под другую. Так Тихоокеанская плита, представленная океанической корой, со скоростью

около 8 см в год пододвигается под плиту Евразия. Напряжения, накопленные в земной коре, концентрируются и активно разгружаются на границах плит. Это отражается как в мозаике распределения зон разломов в восточной части Евразии [Karsakov, 2001; Малышев и др., 2007], так и в характере смещений по разломам, выделяемому по геологическим данным (рис. 2). Одним из элементов восточной окраины континента является хребет Сихотэ-Алинь. Здесь с юго-востока на северо-запад простирается сдвиговая зона — Центральный Сихотэ-Алиньский разлом.

Сильнейшие землетрясения, возникающие в субдукционных зонах, часто характеризуются очень протяженными очагами и возникновением длительных постсейсмических процессов вследствие высвобождения энергии накопленных упругих напряжений [Kogan, Steblov, 2008; Shestakov et al., 2011; 2012; 2014]. Такие землетрясения проявляются в смещениях земной поверхности, которые могут достигать десятков метров вблизи

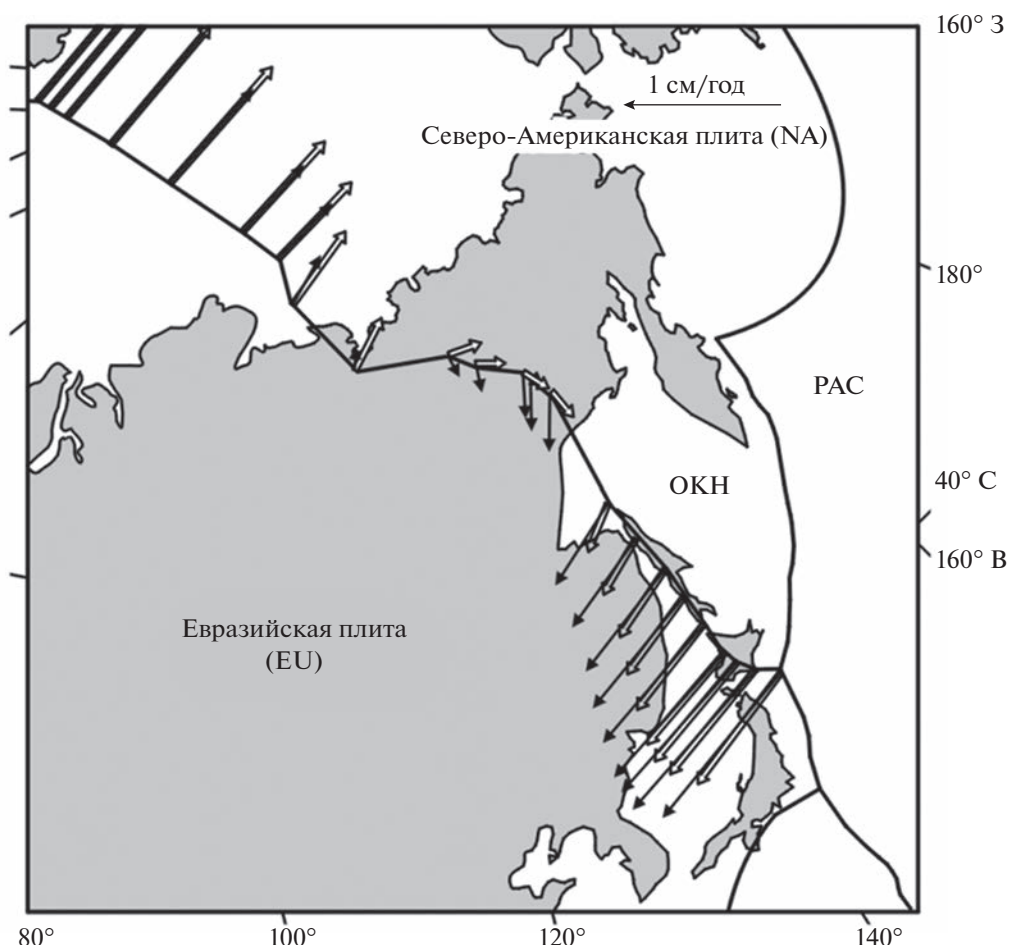


Рис. 1. Смещение на границе плит по различным моделям взаимного вращения Северо-Американской и Евразийской плит. Стрелками показана величина и направление смещений на границах плит. Широта и долгота в градусах, скорость горизонтального смещения в сантиметрах в год. РАС – Тихоокеанская плита, ОКН – Охотоморская плита в составе Северо-Американской.

очага землетрясения и сантиметров в тысяче километрах от эпицентра

Задачами наших исследований являлись анализ современных полей смещения, полученных методами космической геодезии в Приморье, тестирование связи современных скоростей с сейсмичностью и с особенностями геологической структуры. Вопрос о реологических свойствах астеносферы в этом регионе относится к числу дискуссионных [Владимирова и др., 2011; Сдельникова и др., 2016], однако исследование постсейсмических процессов, вызванных сильнейшими землетрясениями, позволяет надеяться на получение новых знаний о вязкости этого слоя.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Глобальные навигационные спутниковые системы (VLBI, GPS, DORIS и SLR) за многие десятилетия своего развития вывели на новый каче-

ственный уровень методы исследования и привели к существенным изменениям в подходах к изучению различных геодинамических процессов. Наиболее массовое применение в геодинамических измерениях получила система GPS (глобальная система позиционирования), отличающаяся компактностью и сравнительной легкостью установки. Сетевые GPS-измерения в Приморском и Хабаровском краях начаты в 2003 г. с закладки широтного профиля из 5 пунктов, пересекающего хребет Сихотэ-Алинь с запада на восток (рис. 2). Закладка северных пунктов в Хабаровском крае проводилась начиная с 2007 г. Пункты оборудовались на коренных породах, бетонирование реперов выполнялось за 2–3 мес. до начала измерений. При измерениях применялись двухчастотные приемники космической геодезии типа Trimble 4700 с жесткой центровкой антенн Microcentered TRM33429.00+GP. Одновременно использовались два комплекта приемников. На временной региональной станции ZMEY выпол-

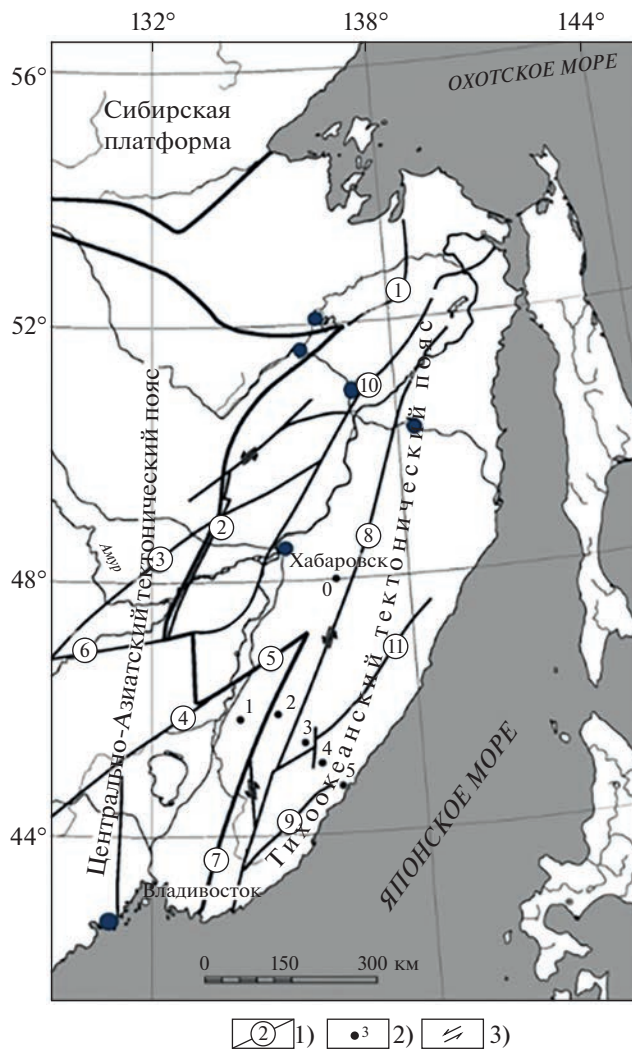


Рис. 2. Положение пунктов GPS-измерений и разломная сеть в восточной части Евразии на территории Приморского и Хабаровского краев [Karsakov, 2001].

1) – основные разломы региона: 1 – Пауканский, 2 – Куканский, 3 – Итунь-Иланский (Тан-Лу), 4 – Дун Ми, 5 – Алчинский, 6 – Наолихэ, 7 – Арсеньевский, 8 – Центральный Сихотэ-Алиньский, 9 – Прибрежный, 10 – Амурский, 11 – Колумбинский; 2) – пункты GPS-наблюдений, в том числе Сихотэ-Алиньский широтный профиль (временный базовый пункт: 0 – ZMEY, высота пункта $H = 129$ м, сетевые пункты профиля: 1 – MALI, $H = 189$ м; 2 – EAST, $H = 404$ м; 3 – BURS, $H = 687$ м; 4 – NEBO, $H = 838$ м; 5 – PLST, $H = 112$ м); 3) – характер смещений по разломам по геологическим данным.

нялось накопление данных за весь период сетевых измерений (две–три нед.). На отдельных сетевых пунктах наблюдения продолжались от 48 до 72 ч. Для исключения сезонных искажений наблюдения проводились ежегодно в сентябре. При анализе материалов использовались специальные программные пакеты, наиболее распространенные в работе международных научных центров: GAMIT-GLOBK [Herring et al., 2006a; 2006b] и BERNESE [Dach et al., 2007]. Данные сетевых измерений обрабатывались с использованием результатов по мировой сети постоянных станций Евразии и ее окружения (коды станций в сети IGS: TNML, TCMS, PIMO, TWIF, SHAO, SUWN, DAEJ, TIXI, YAKT, MAGO, HETP, BILI, YSSK, USUD, TSKB, KSMU, MIZU, NVSK, BJFS, WUHN, IRKT, KUNM, LHAS, NRIL, URUM, HYDE, IISC, BAN2, SELE, POL2, KIT3, ARTU, BANR, ZWE2, MOBN, ELAT, ANKR, GLSV). Пример определения широты пункта и средне-квадратичной ошибки определения приведен в табл. 1. Ошибка определений долготы такая же для отдельной эпохи, определения вертикальной компоненты обычно происходят с ошибкой в три раза больше.

Изменение величины ошибки в отдельные периоды наблюдений связано с погодными условиями, прохождением тайфунов и циклонов. Использование результатов наблюдений при изучении относительного смещения плит проиллюстрировано на рис. 3. Величина вектора скорости горизонтального смещения пункта GORA относительно пункта YSSK, расположенного на окраине г. Южно-Сахалинск на юго-востоке острова Сахалин, достигает 15 мм в год, что на порядок превышает ошибку определения (табл. 1) и соответствует модельным представлениям (рис. 1).

Используя многолетние данные о ежегодных определениях координат, получаем годовую скорость смещения пункта. Исключая плитное движение Евразийской плиты определяем аномальную скорость. Смещения на сфере описывают через параметры вращения. Скорость плитного движения V , используя угловую скорость вращения плиты Ω (градус/миллион лет), вычисляется по формулам:

$$V = 11.12 \sin \gamma \Omega,$$

$$\gamma = \arccos[\sin \varphi \sin \Phi + \cos \Phi \cos(\Lambda - \lambda)], V_N = V \sin \beta; V_E = V \cos \beta;$$

$$\beta = \arctg\{\sin(\lambda - \Lambda) / [(\sin(90 - \varphi) / \operatorname{tg}(90 - \Phi)) - \cos(90 - \varphi) \cos(\lambda - \Lambda)]\},$$

Таблица 1. Значения широты пункта GORA на полигоне “Мыс Шульца” по ежесуточным определениям с помощью программного пакета GAMIT-GLOBK версии 10.7: А) по определению 2012 г., Б) – 2013 г.

А)				
Дата	Час, мин, с.	Широта в градусах	Отклонение от среднего в градусах $\times 10^{10}$	Отклонение в миллиметрах
2012.08.28	115900	42.5824009581	423	4.7
2012.08.29	115900	42.5824010137	979	11.0
2012.08.30	115900	42.5824009507	349	3.8
2012.08.31	115900	42.5824008725	433	4.8
2012.09.01	115900	42.5824009248	90	1.0
2012.09.02	115900	42.5824008451	707	7.8
2012.09.03	115900	42.5824008983	175	1.9
2012.09.04	115900	42.5824008636	522	5.8
Среднее значение		42.5824009158		
Среднеквадратичная		Ошибка	± 201	± 2.2
Б)				
Дата	Час, мин, с.	Широта в градусах	Отклонение от среднего в градусах $\times 10^{10}$	Отклонение в миллиметрах
2013.09.11	115900	42.5824008011	18	0.2
2013.09.12	115900	42.5824008010	19	0.2
2013.09.13	115900	42.5824008065	36	0.4
Среднее значение		42.5824008029		
Среднеквадратичная		Ошибка	± 18	± 0.2

где: φ – широта пункта наблюдений; λ – долгота пункта; Φ – широта полюса Эйлера; Λ – долгота полюса. Для Евразийской плиты по модели SOPAC-2008 широта полюса вращения плиты 55.851° с.ш., долгота 262.622° в.д., угловая скорость вращения 0.263 градуса в миллион лет. Линейная скорость смещения по формуле (1) получается в сантиметрах в год при среднем радиусе Земли 6371 км.

Получив график смещений пункта и исключив плитное движение, можно анализировать региональные аномалии, например, смещения на разломах или затухание смещений после сильных землетрясений. Постсейсмические смещения земной поверхности в рамках вертикально стратифицированной модели с упругими и вязкоупругими слоями в двумерном случае рассчитываются аналитически [Segall, 2002], а в трехмерном пространственном варианте – обычно с помощью вычислительных методов и специальных программных средств [Pollitz, 2006]. Процесс подготовки землетрясения и постсейсмические процессы в зоне субдукции можно описать как блокировку смещений на контакте океанической и континентальной плит, что сопровождается накоплением энергии деформации. Потом следует образование разрыва и быстрого смещения верх-

ней упругой части коры (момент землетрясения). Далее наблюдаются медленные постсейсмические смещения, связанные с вязким прилипанием и крипом в зоне контакта плит. Известно, что косейсмические и постсейсмические распределения смещений точек на поверхности отличаются введением в решение, используемое для описания эффектов, времени. Т.е. в этом случае от решения с упругим полупространством переходим к двухслойным и многослойным моделям с упругим и вязко-упругим слоями. Первая часть решения описывает деформацию поверхности упругого слоя с внутренней краевой дислокацией. Вторая часть связана с существованием нижнего вязко-упругого полупространства. Получаем зависимость от времени деформацию как отклик на мгновенную деформацию, вызванную смещением (дислокацией) в момент времени $t = 0$. Внезапное появление краевой дислокации приводит к начальному смещению поверхности, подобным по величине результатам на упругом полупространстве. Но со временем деформация изменяется как результат релаксации в нижнем полупространстве, поверхностная деформация распространяется от поверхности разрыва и меняет со временем картину смещений на поверхности. Продолжительность медленной деформации в

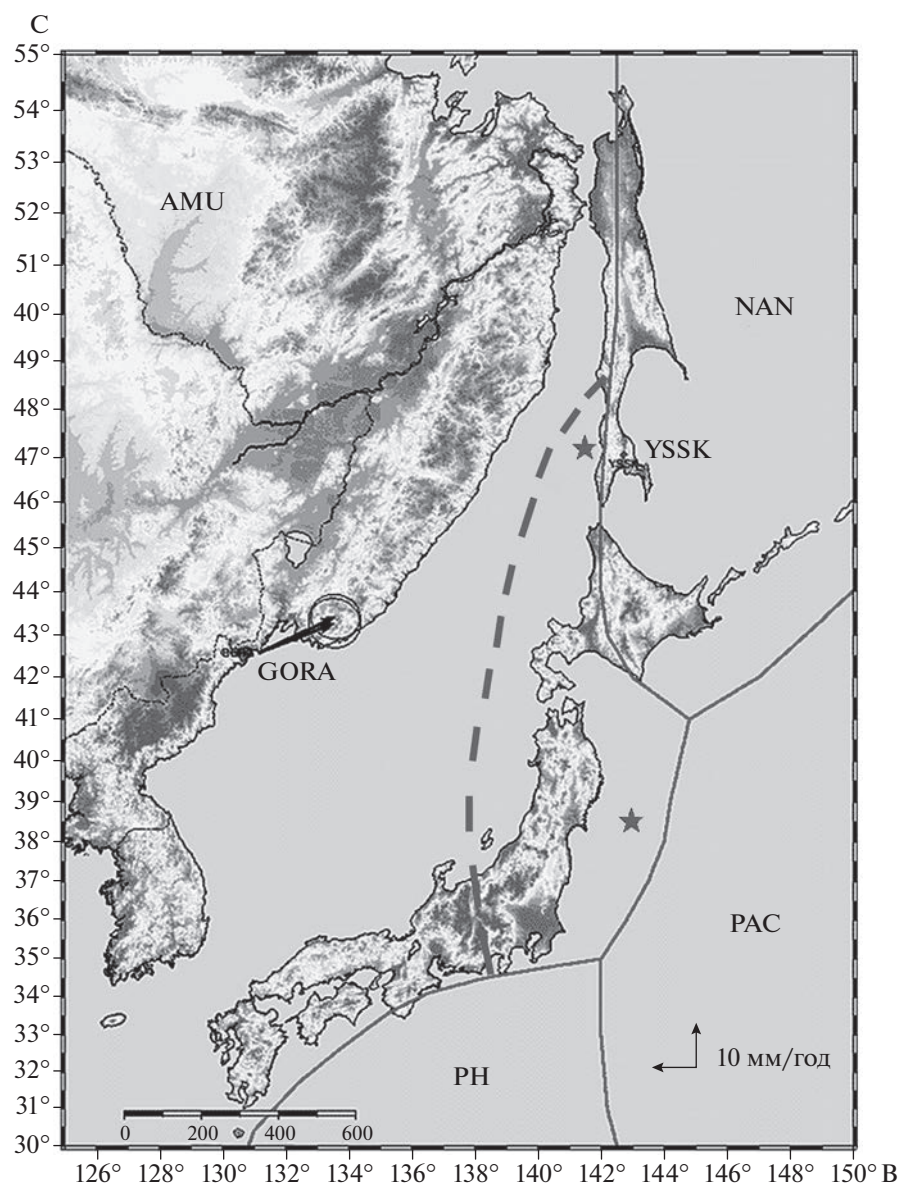


Рис. 3. Вектор скорости смещение пункта измерений GORA на полигоне “Мыс Шульца” и границы тектонических плит. Границы тектонических плит (сплошные линии) приведены согласно глобальной модели NUVEL-1A и по современным моделям (---) [DeMets et al., 2010; Kreemer et al., 2014]. Стрелкой показано смещение пункта GORA относительно пункта Южно-Сахалинск – YSSK, расположенного на Охотоморской плите. Эпоха измерений: 2012–2013 гг. Звездочками показано положение эпицентра катастрофического землетрясения в Японии 11.03.2011 г. магнитудой $M = 9.0$ восточнее о. Хонсю и Невельского землетрясения у юго-западного побережья о. Сахалин 02.08.2007 г., $M = 6.5$. AMU – Амурская плита в составе Евразийской, NA (OKH) – Охотоморская плита в составе Северо-Американской, PAC – Тихоокеанская плита, PH – Филиппинская плита.

реологической модели тела Максвелла характеризуется параметром – временем релаксации T , которое связано следующим соотношением с вязкостью η и модулем сдвига μ нижней коры или астеносферы. Одно из первых определений приведено в работе [Nur, Mavko, 1974], при этом использовано соотношение:

$$T = (\alpha\eta)/2\mu, \quad (2)$$

где параметр α изменяется в пределах: $1 < \alpha < 10$.

Таким образом, в рамках модели, используя экспериментальные данные, появляется возможность определения вязкости нижнего слоя.

Проводя исследования на окраине континента, можно проанализировать особенности формы рельефа земной поверхности и дна океана. Используя модель изгиба, можно определить мощность верхнего упругого слоя. Известно, что уни-

Таблица 2. Горизонтальные скорости для станций Сихотэ-Алиньской сети и региональных станций с ошибками в системе ITRF2008 (плитное смещение относительно центра масс Земли) и относительно Евразии-EUR. Эпоха 2003–2004–2005–2006 гг.

Код станции	Широта в градусах	Долгота в градусах	Скорость V_N , мм/год с ошибкой	Скорость V_E , мм/год с ошибкой	Скорость относительно EUR V_N , мм/год	Скорость относительно EUR V_E , мм/год
ZMEY	48.100	135.590	-13.0 ± 0.4	23.0 ± 0.4	$+0.6 \pm 0.4$	1.1 ± 0.4
KHAJ	48.521	135.046	-13.8 ± 0.2	22.8 ± 0.2	-0.3 ± 0.2	0.9 ± 0.2
EAST	46.000	135.060	-13.1 ± 1.0	22.4 ± 0.5	$+0.4 \pm 1.0$	0.0 ± 0.5
BURS	45.400	135.440	-13.3 ± 0.7	23.1 ± 0.8	0.3 ± 0.7	0.7 ± 0.8
NEBO	45.110	135.820	-10.0 ± 0.8	24.0 ± 0.7	3.6 ± 0.8	1.6 ± 0.7
PLST	44.730	136.310	-12.8 ± 0.9	23.6 ± 1.0	0.9 ± 0.9	1.2 ± 1.0
SMHK	44.346	135.818	-12.7 ± 0.4	22.5 ± 1.1	0.9 ± 0.4	0.0 ± 1.1
TERN	45.062	136.601	-11.2 ± 0.9	23.4 ± 0.4	2.5 ± 0.9	1.2 ± 0.4

версальный профиль изгиба, вызванный деформацией земной поверхности в зоне контакта континент–океан, описывается следующей кривой [Turcotte, Schubert, 2001]:

$$\omega/\omega_b = 2^{1/2} e^{\pi/4} \exp[-(\pi/4)(x - x_0)/(x_b - x_0)] \times \sin[\pi/4(x - x_0)/(x_b - x_0)], \quad (3)$$

где: $x_h - x_0 = \pi\Delta/4$ [Turcotte, Schubert, 2001]; x_0 – точка на береговой линии; x_h – самая верхняя точка профиля.

Параметр кривизны Δ записывается в виде:

$$\Delta = 4(x_h - x_0)/\pi. \quad (4)$$

Используя соотношение (4), получаем параметр кривизны профиля $\Delta = 51$ – 64 км. Параметр изгиба Δ связан с изгибной жесткостью пластины D -соотношением:

$$\Delta = [4D/(\rho_m - \rho_w)g]^{1/4}, \quad (5)$$

где: ρ_m – плотность мантии; ρ_w – плотность воды; g – гравитационное ускорение.

Из соотношения (5) получаем выражение для изгибной жесткости в виде:

$$D = \Delta^4(\rho_m - \rho_w)g/4. \quad (6)$$

Связь изгибной жесткости, коэффициента Пуассона ν , модуля Юнга слоя E и его мощности h записывается в виде [Turcotte, Schubert, 2001]:

$$D = Eh^3/[12(1 - \nu^2)]. \quad (7)$$

Отсюда получаем выражение для мощности упругого слоя:

$$h = \{D[12(1 - \nu^2)/E]\}^{1/3}. \quad (8)$$

Далее, используя описание рельефа и батиметрию дна моря в зоне контакта континент–океан, можно оценить мощность упругой части коры в регионе.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассмотрим интерпретацию результатов измерений. Анализ данных за период 2003–2006 гг. показывают ежегодное смещение края Евразийской (Амурской плиты) относительно края Охотоморской плиты в среднем на 10 мм на восток. Для контроля результата данные по Сихотэ-Алиньскому профилю на этом периоде наблюдений были дополнены и обработаны с использованием программного комплекса BERNES-5.0. Результаты обработки данных многолетних измерений представлены в табл. 2 [Тимофеев и др., 2008; Shestakov et al., 2011]. Здесь приведены годовые скорости смещения пунктов на юг (V_N) и на восток (V_E) относительно центра масс Земли и аномальные смещения при исключении плитного движения Евразийской плиты.

Измерения, выполняемые с 2007 г., включали наблюдения на пунктах, расположенных на севере Хабаровского края. Периодичность измерений на отдельных пунктах сети составляла от 2 до 5 лет. Период измерений 2007–2014 гг. включает эпохи сильнейших землетрясений региона: Симуширских 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. с магнитудами 8.0 и 8.1; Невельского 02.08.2007 г., $M = 6.5$; Японского 11.03.2011 г., $M = 9.0$ и Охотоморского 24.05.2013 г., $M = 8.3$), которые отразились в результатах непрерывных измерений как на региональных станциях [Владимирова и др., 2011; Василенко и др., 2011; Ozawa et al., 2011; Стеблов и др., 2010; Шестаков и др., 2011; Сдельникова, Стеблов; 2016], так и на сетевых пунктах. Наиболее ярко косейсмические смещения проявились в эпоху Японского землетрясения 11.03.2011 г., $M = 9.0$. Даже в дальней зоне на расстояниях более 1000 км от эпицентра скачок смещений достигал сантиметров (рис. 4). Отметим, что значение вектора смещений убывает с расстоянием и ориентирова-

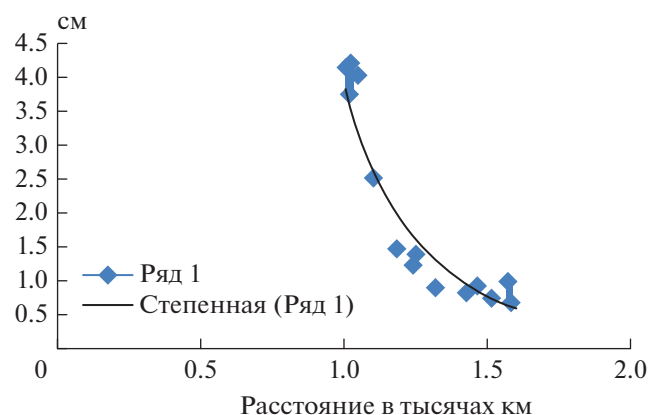


Рис. 4. Зависимость косейсмического горизонтального смещения (в см) от расстояния до эпицентра в тысячах километров (горизонтальная шкала). Ряд 1 — экспериментальные данные, полученные в Приморье и в Хабаровском крае, и линия тренда ($1/x^2$).

но на эпицентр землетрясения [Тимофеев и др., 2018].

Начиная с 2010 г. измерения были дополнены ежегодными наблюдениями на научном полигоне “Мыс Шульца” (рис. 2, рис. 3), который расположен в дальней зоне на расстоянии 1000 км от эпицентра Японского землетрясения 11.03.2011 г. (координаты 38.1° N , 142.9° E) [Japan Met., 2011; Ozawa et al., 2011]. Ежегодные наблюдения на полигоне (координаты 42.58° N , 131.16° E) позволили зарегистрировать косейсмические и постсейсмические эффекты — изменение 3D-смещений во времени, начиная с 2010 г., по 2020 г. Смеще-

ния в дальней зоне, показанные на рис. 5, получены в результате ежегодных определений в сентябре. Для горизонтальных смещений зарегистрирован скачок в момент катастрофического Японского землетрясения. Для вертикальных движений косейсмического скачка в момент землетрясения не отмечено. Постсейсмическое опускание пункта за 10 лет составило 22 миллиметра. Для горизонтальных смещений постсейсмический эффект, связанный с катастрофическим Японским землетрясением, можно оценить, исключив плитное смещение пункта. Изменение положения пункта GORA за период 2010–2020 гг. и модельное плитное смещение показаны на рис. 5.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Современные смещения на разломе

Рассмотрим возможности метода космической геодезии при исследовании структуры северной и восточной окраины Евразии. Относительные скорости на границах Евразийской и Северо-Американской плит (рис. 1) меняются от 2–4 мм в год на севере в районе Тикси, до 10–15 мм в год в районе Приморье–Сахалин [Стеблов, 2004; Тимофеев и др., 2008; 2012]. Возможно, меньшие по протяженности внутриконтинентальные структурные границы — зоны разломов должны иметь и меньшие относительные скорости. В Приморье один из значимых структурных элементов — это Центральный Сихотэ-Алиньский разлом. Геологические оценки величины сдвига на разломе неоднозначны [Karsakov, 2001; Малышев и др., 2007]. Проанализируем данные,

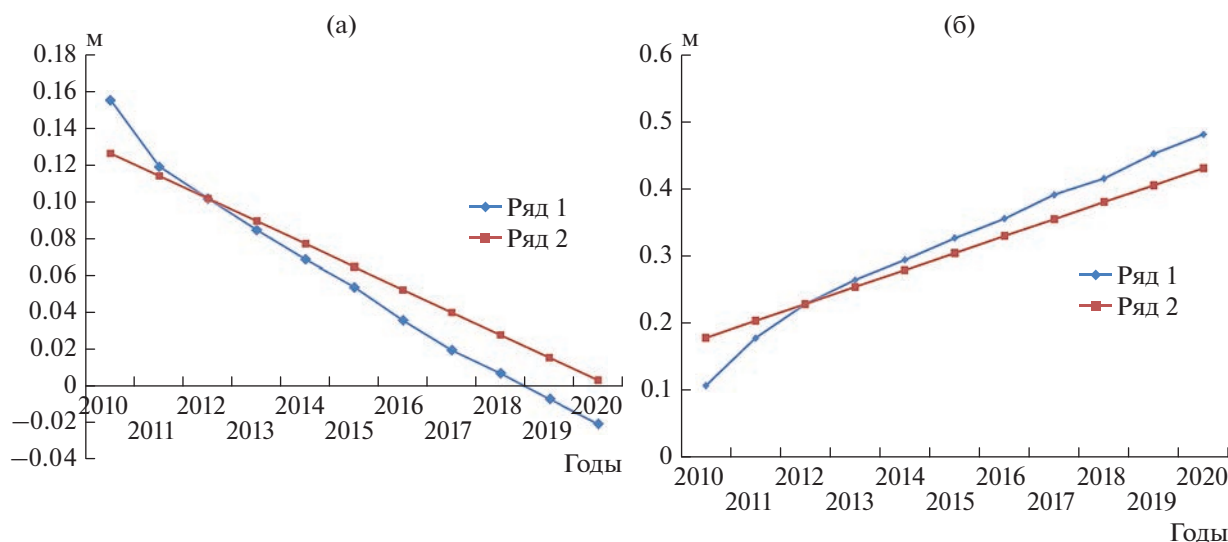


Рис. 5. Смещение на юг (а) и на восток (б) пункта GORA на полигоне мыс Шульца за период 2010–2020 гг. Вертикальная шкала в метрах. Ряд 1 — наблюдаемые значения смещений; Ряд 2 — расчетное плитное смещение по модели Евразии SOPAC-2008 (координаты полюса Эйлера $55.851^\circ \text{ с.ш.}$, $262.622^\circ \text{ в.д.}$; $\omega = 0.263^\circ/\text{миллион лет}$) [<http://sopac.ucsd.edu>].

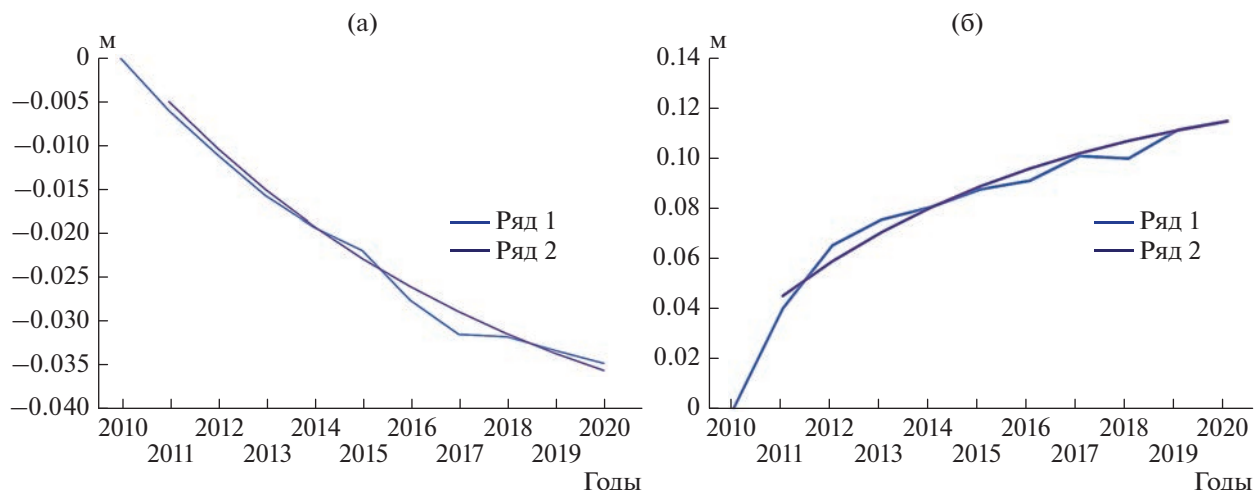


Рис. 6. Аномальное смещение на юг (а) и на восток (б) пункта GORA в метрах за период 2010–2020 гг., снято плитное движение по модели SOPAC-2008. Ряд 1 – экспериментальные данные; Ряд 2 – модельная кривая, начало осень 2011 г. Горизонтальная шкала – время, годы. Кривая затухания смещений $w_1 = A_1[1 - \exp(-t/T)]$ построена при значении времени $T_1 = 8$ лет (на юг) и $T_2 = 6$ лет (на восток).

полученные в период отсутствия сильных землетрясений в регионе. В эпоху 2003–2006 гг. средняя скорость горизонтального смещения (табл. 1) относительно Евразии для пунктов (ZMEY, KHAJ, EAST), расположенных к западу от Центрального Сихотэ-Алиньского разлома (ЦСАР) составила $V_N = 0.23$ мм/год, $V_E = 0.66$ мм/год [Тимофеев В.Ю. и др., 2008; Shestakov et al., 2011]. Для пунктов к востоку от разлома (BURS, NEBO, PLST, SMHK, TERN) средняя скорость достигала $V_N = 1.64$ мм/год, $V_E = 0.94$ мм/год. Вектор скорости смещения восточного фланга ЦСАР относительно западного достигал 1.4 ± 1.0 мм/год на ССВ. То есть, получено левостороннее относительное смещение. Можно отметить, что знак смещения соответствует геологическим представлениям (рис. 2). Большая ошибка определения и малая экспериментальная величина скорости, видимо, дают лишь качественную оценку эффекта левостороннего сдвига на разломе, а о количественной оценке лишь отметим, что относительная скорость здесь не превышает 1 мм в год. Для более точных определений необходим продолжительный период определений с тщательным исключением влияния косейсмических и постсейсмических эффектов.

Косейсмические и постсейсмические эффекты в дальней зоне Японского землетрясения 11.03.2011 г.

На восточной окраине Евразийской тектонической плиты наиболее сильным землетрясением за последние десятилетия является Японское землетрясение 11.03.2011 г. с магнитудой 9.0 (координаты 38.1° N, 142.9° E) [Japan Met., 2011].

В дальней зоне Японского землетрясения на расстояниях от 1000 до 1600 км косейсмические смещения изменяются от 43 до 7 мм. Для описания косейсмических смещений существует дислокационная модель землетрясения с аналитическим решением и программной реализацией [Okada 1992; Coulomb 3, 2003–2009]. В работе [Shestakov et al., 2012] показана возможность определения координат землетрясения (38.98° N, 143.47° E) по GPS-данным, полученным в дальней зоне. Быстрая косейсмическая объемная деформация дальней зоны (Приморский край и Хабаровский край) достигла уровня $+1.7 \times 10^{-8}$ [Тимофеев и др., 2018].

Многолетние наблюдения позволяют выделить постсейсмический сигнал от землетрясения. При изучении постсейсмических эффектов можно рассматривать пространственные распределения скорости смещений и сравнивать их с модельными расчетами [Pollitz, 2006], с другой стороны, можно проанализировать многолетнюю кривую затухания смещений, исключая косейсмическую часть. Согласно результатам сетевых GPS-измерений в дальней зоне Японского землетрясения 11.03.2011 г., косейсмический эффект описывается в рамках теории упругости [Шестаков и др., 2011]. Постсейсмические смещения (2011–2020 гг.) ориентированы так же, как и косейсмические. Постсейсмические смещения (рис. 6) получены исключением плитного движения пунктов относительно Евразии (модель SOPAC-2008) и описываются кривой релаксации типа:

$$w = A \exp(-t/T) \quad (9)$$

с различным временем затухания Максвелла T , временем t , начиная со следующего года после

времени основного события (для исключения эффектов афтершоков и пороупругости) и коэффициентом A , зависимым от величины косейсмического скачка в момент землетрясения.

Модель вязко-упругой релаксации смещений наиболее реальна для описания постсейсмического эффекта дальней зоны Японского землетрясения. Согласно экспериментальным данным по горизонтальным смещениям (рис. 5), время релаксации T можно оценить в 8 и 6 лет. В отличие от соотношения (2) в современных работах [Segall, 2002; Pollitz, 2006] для тела Максвелла время релаксации обычно представлено следующим соотношением:

$$T = \eta/2\mu, \quad (10)$$

где: μ — упругий модуль сдвига; η — вязкость нижнего слоя.

$$\eta = 2\mu T. \quad (11)$$

Используя значение времени релаксации $T_1 = 8$ лет и при упругом модуле для нижнего слоя $\mu = 30\text{--}55$ ГПа, получаем величину вязкости: $1.5 \times 10^{19}\text{--}2.8 \times 10^{19}$ Па · с. Для следующего значения $T_2 = 6$ лет получаем величину вязкости нижнего слоя: $1.1 \times 10^{19}\text{--}2.1 \times 10^{19}$ Па · с. Для опускания земной поверхности (рис. 7) кривая затухания соответствует времени релаксации $T_3 = 4$ года, что приводит к оценке вязкости $7.5 \times 10^{18}\text{--}1.4 \times 10^{19}$ Па · с. Возможно, в этом случае следует рассматривать более сложную модель процесса затухания смещений. В итоге мы проанализировали кривые затухания смещений, полученные на одном пункте в дальней зоне Японского землетрясения, и получили следующие значения вязкости нижнего слоя, лежащие в следующих пределах: $7.5 \times 10^{18}\text{--}2.8 \times 10^{19}$ Па · с.

Известно, что для пунктов, расположенных, в основном, в северо-восточном Китае, из пространственного решения для распределения постсейсмических скоростей смещений [Zhao Qian et al., 2019] получены оценки значения вязкости нижнего слоя, лежащие в диапазоне от 8×10^{18} до 2×10^{19} Па · с, что соответствует нашим оценкам. В случае пространственного анализа по сети пунктов, в рамках модели вязкой релаксации смещений для периода от 2.5 до 4.5 лет после Японского землетрясения, авторами работы [Zhao Qian et al., 2019] выполнена также оценка мощности упругой части литосферы. Величина мощности оказалась на уровне 20–30 км.

Мощность упругой части земной коры

С другой стороны, мощность верхней упругой части земной коры может быть оценена, используя упругую модель изгиба и кривизны земной

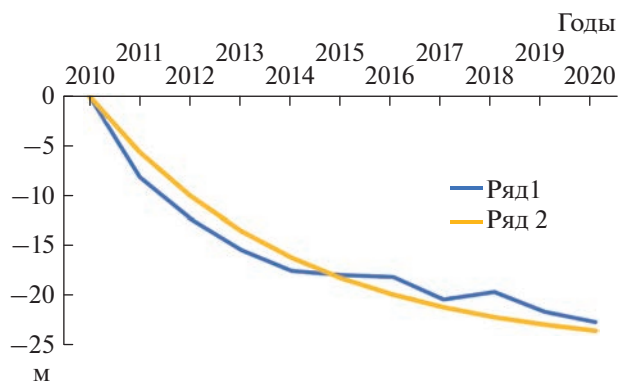


Рис. 7. Вертикальное многолетнее опускание пункта GORA в миллиметрах. Ряд 1 — экспериментальная кривая; Ряд 2 — модельная кривая затухания. Горизонтальная шкала — время, годы. Модельная кривая затухания смещений $w_3 = A_3 \exp(-t/T_3)$ построена при времени Максвелла $T_3 = 4$ года.

поверхности в зоне контакта континент—океан (рис. 8).

Изгиб поверхности, вызванный взаимодействием тектонических плит в зоне контакта континент—океан, отражается в рельефе земной поверхности юга Приморья и в данных батиметрии дна Японского моря. На континенте профиль начинается в районе невысокого (около 400 м) Нарвинского перевала Сухореченского хребта и далее на юг (рис. 8) и юго-восток (рис. 9) по дну Японского моря. В рамках теории упругости мы интерпретируем кривизну профиля по линии север—юг, проходящего по поверхности континента на расстоянии 40–50 км до побережья, здесь высоты уменьшаются от +0.3 до 0 км, а далее от береговой линии Японского моря по морскому дну до Японской котловины, где глубина монотонно увеличивается от 0 км до –2.5 км (максимальная глубина котловины 3669 м).

Для интерпретации данных об изгибе поверхности используем соотношения (3)–(8), при $(x_b - x_0) = 40\text{--}50$ км, где x_0 — точка на береговой линии; x_b — самая верхняя точка профиля. Используя соотношение (4), получаем параметр кривизны профиля $\Delta = 51\text{--}64$ км. При плотности мантии $\rho_m = 3400$ кг/м³, плотности воды $\rho_w = 1000$ кг/м³ и ускорении силы тяжести $g = 10$ м/с², используя соотношения (6) и (7), получаем величину изгибной жесткости $D = (0.4\text{--}1.0) \times 10^{23}$ Н · м. Используя соотношение (8) для мощности h упругого слоя ($h = \{D[12(1 - \nu^2)/E]\}^{1/3}$), при значении коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$, модуля Юнга $E = 75$ ГПа, для юга Приморья получаем оценку мощности упругой верхней коры 20–25 км.

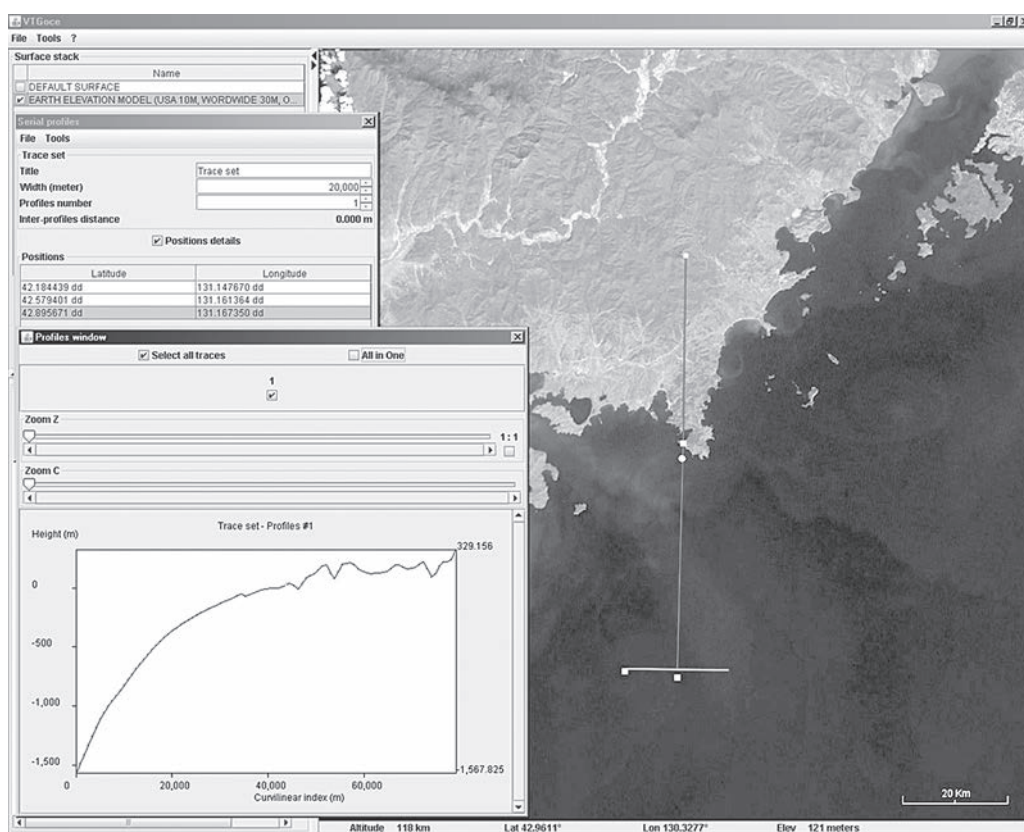


Рис. 8. Профиль рельефа по направлению с севера (континент) на юг (дно Японского моря) (версия GOCE, [ESA Basic ...]).

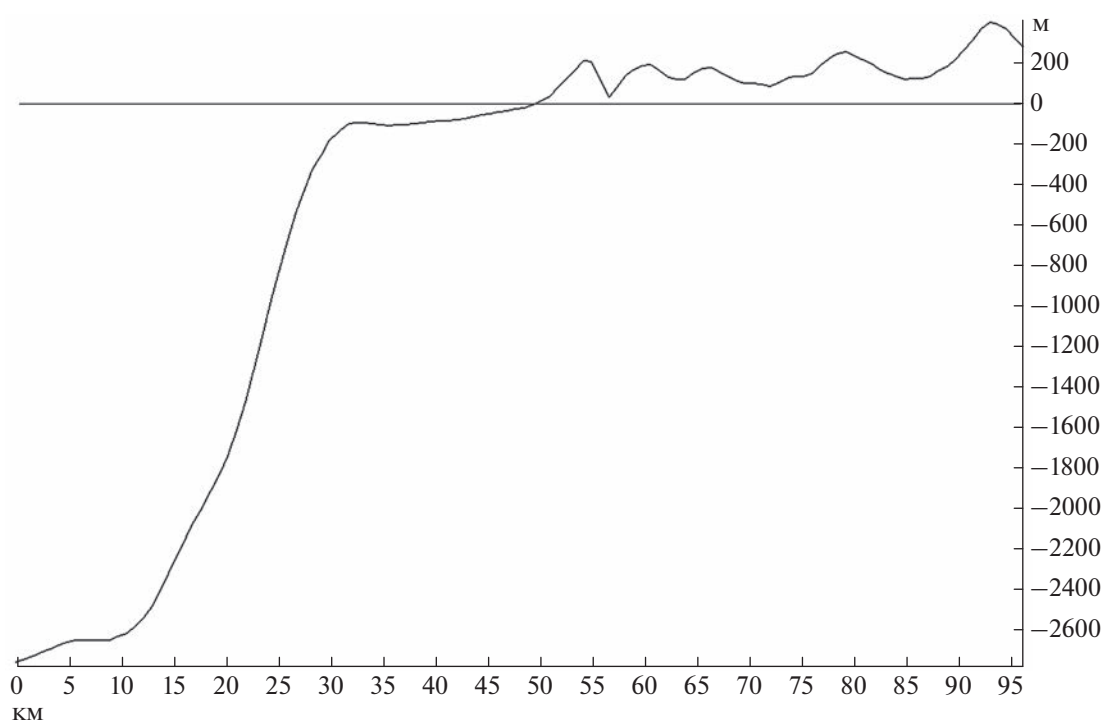


Рис. 9. Изгиб поверхности по профилю в направлении с юго-востока на северо-запад (дно Японского моря — побережье) [ESA Basic ...]. Вертикальная шкала в метрах, горизонтальная в километрах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение 2003–2020 гг. в Приморском и в Хабаровском краях проводились регулярные наблюдения методом космической геодезии с использованием двухчастотных геодезических GPS-приемников. Здесь создана геодинамическая сеть, на которой проводятся периодические опросы. В Приморье анализ современной кинематики Центрального Сихотэ-Алиньского разлома показал качественное соответствие геологическим представлениям о левостороннем сдвиговом движении по разлому. Точная количественная оценка величины относительного смещения на разломе вследствие ее малой величины, требует более продолжительного периода наблюдений и тщательного учета сейсмических эффектов. В результате измерения величина скорости оказалась порядка миллиметра в год, что сравнимо с ошибкой определения. В регистрируемых на пунктах сети многолетних смещениях выделяются косейсмические эффекты, связанные с сильными землетрясениями региона (магнитудой от 7 до 9, в зависимости от расстояния до эпицентра). Так величина наблюдаемых быстрых смещений в дальней зоне (более 1000 км от эпицентра) Японского землетрясения (11.03.2011 г., $M = 9$) достигала 40 мм. Косейсмические эффекты хорошо описываются в рамках теории упругости для дислокационной модели землетрясения. В период 2011–2020 гг. в дальней зоне Японского землетрясения наблюдались постсейсмические смещения, для описания которых использована двухслойная упруго-вязкая модель. Кривая релаксации, полученная для горизонтального смещения, приблизительно соответствует оценке для времени Максвелла от 6 до 8 лет. Для вертикального опускания величина времени затухания составила 4 года. В итоге, в рамках модели, вязкость нижней слоя (астеносферы) оценивается в диапазоне: 7.5×10^{18} – 2.8×10^{19} Па · с. В зоне взаимодействия тектонических плит в рамках упругой модели, используя данные об изгибе земной поверхности на окраине континента, получена оценка мощности упругой части коры. Она составляет 20–25 км. Полученные значения мощности верхнего упругого слоя и величины вязкости нижнего коррелируют с известными оценками для северо-восточного Китая [Zhao Qian et al., 2019] и могут применяться при моделировании сейсмических процессов и их последствий. Экспериментально полученные значения скоростей смещений пунктов региона могут быть использованы для коррекции местной системы координат, экспериментальные величины быстрых и медленных смещений земной поверхности важны для прогноза катастроф на нефте- и газопроводах, электролиниях, на железных дорогах, мостах и туннелях региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Владимирова И.С., Стеблов Г.М., Фролов Д.И. Исследование вязкоупругих деформаций после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. // Физика Земли. 2011. № 11. С. 75–80.
- Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сапрыгин С.М. Горизонтальные движения и генерация сильных землетрясений в недрах северного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 3. С. 76–79.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 3–17.
- Сдельникова И.А., Стеблов Г.М. Мониторинг цунами-генных землетрясений методами спутниковой геодезии // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 1. С. 46–55.
- Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 689–692.
- 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.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS-измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 4. С. 39–49.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS-измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 4. С. 489–507.
- Тимофеев В.Ю., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф., Ардюков Д.Г., Валитов М.Г., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Сизиков И.С., Бойко Е.В., Горнов П.Ю., Кулинич Р.Г., Колтащикова Т.Н., Прошкина З.Н., Назаров Е.О., Колмогоров В.Г. Вариации силы тяжести и смещений в зонах сильных землетрясений на Востоке России // Физика Земли. 2018. Т. 54. № 3. С. 45–59.
- Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохуку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений. // Геодезия и картография. 2011. № 8. С. 35–43.
- Шестаков Н.В., Охзоно М., Такахашаи Х., Герасименко М.Д., Быков В.Г., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Титков Н.Н., Сероветников С.С., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сорокин А.А., Серов М.А., Кондратьев М.Н., Пупатенко В.В. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013 г., $M = 8.3$ // Докл. РАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 471–476.
- Argus D.F., Gordon R.G., Heflin M.B., Ma C., Eanes R.J., Willis P., Pelletier W.R., Owen S.E. The angular velocities of the plates and the velocity of the Earth's centre from space geodesy // Geophysical Journal International. 2010. V. 18. P. 1–48.
- Coulomb 3. Graphic-rich deformation & stress-change software for earthquake [Электронный ресурс] / USGS Earthquake Hazards Program – Northern California. Shinji Toda, Ross Stein, Jian Lin and Volkan Sevilgen.

- Электрон. дан.: США, 2003–2009. Режим доступа: <http://quake.usgs.gov> свободный.
- Dach R., Hugentobler U., Fridez P., Meindl M. Bernese GPS Software Version 5.0. AIUB. University of Bern. 2007. 612 p.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically recent plate motions // *Geophysical J. International*. 2010. V. 181. P. 1–80.
- ESA Basic dataset for VTGoce, <http://eo-virtual-archive1.esa.int/GOCEGravityModels.html>
- Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GAMIT Reference Manual, GPS analysis in MIT, Release 10.3. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. Massachusetts Institute of Technology, USA. 2006a.
- Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GLOBK Reference Manual. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.3. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. Massachusetts Institute of Technology, USA. 2006b.
- <http://sopac.ucsd.edu>; SOPAC -Scripps Orbit and Permanent Array Center [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://sopac-csrc.ucsd.edu/index.php/sopac/>
- Japan Meteorological Agency (JMA). The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, first report // http://www.jma.go.jp/jma/en/News/2011_Earthquake_01.html
- Jin S., Park P., Zhu W. Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // *Earth planet. Sci. Lett.* 2007. V. 257. P. 486–496.
- Karsakov L.P. Tectonic Map of the Central Asian-Pacific Belts Junction Area Transition Zone (scale 1 : 1500000), Khabarovsk-Shenyang, ITG FEB RAS, Khabarovsk. 2001.
- Kreemer C., Blewitt G., Klein E.C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. № 10. P. 3849–3889.
- Kogan M.G., Steblov G.M. Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. B04416. <https://doi.org/10.1029/2007JB005353>
- Nur A., Mayko G. Postseismic viscoelastic rebound // *Science*. 1974. № 183. P. 204–206.
- Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1992. V. 82. № 2. P. 1018–1040.
- 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. 373–376.
- Pollitz F.F. VISCO1D. Version 3. Tutorial [Электронный ресурс] / F.F. Pollitz (ed.). Reston: USGS. 2006. 36 p. Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/research/software/VISCO1D/manual.pdf>
- Segall P. Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the San Andreas fault system // *International Geology Review*. 2002. V. 44(1). P. 62–82. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.1.62>
- Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V.A., Bykov V.G., Kolomiets A.G., Gerasimov G.N., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations // *Geophysical Journal International*. 2011. V. 184(2). P. 529–540. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04871.x>
- Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M., Prytkov A.S., Bykov V.G., Gerasimenko M.D., Serov M.A. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // *Tectonophysics*. 2012. V. 524–525. P. 76–86. doi:10.1016/j.tecto.2011.12.019
- Turcotte D.L., Schubert D. *Geodynamics*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press. 2001. 528 p.
- Zhao Qian, Fu Guangyu, Wu Weiwei Spatial-temporal evolution and corresponding mechanism of the far-field post-seismic displacements following the 2011 M_W 9.0 Tohoku earthquake. Congress IUGG. 2009. G06p-311.

Study of the Crustal Displacement Fields by Space Geodesy Method at the Primorie

V. Yu. Timofeev^{a,*}, D. G. Ardyukov^a, A. V. Timofeev^a, and M. G. Valitov^b

^aTrofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

^bIlyichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science, Vladivostok, Russia

*e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

This work presents the results of GPS observations (2003–2020) carried out in Primorsky Krai (aka the Primorie) and Khabarovsk Krai in southeastern Russia. The objectives of our study were to obtain displacement velocities, to test the relation of current velocities with seismicity, with the specific features of the geological structure of the Primorie, and to study the rheological parameters of the crust and asthenosphere at the continental margin. This paper analyzes the results of measurements made in the Primorie at the Central Sikhote-Alin fault. The study includes the effects of the Tohoku-Oki earthquake in Japan with magnitude $M = 9$, which occurred on March 11, 2011. The zone of coseismic and postseismic displacements extends to a distance of over 1,000 km from the epicenter. The postseismic attenuations of the multi-year horizontal and vertical displacements allow us to estimate the relaxation time for the elastic-viscous model. With attenuation times of 4 to 8 years, the following viscosity values were obtained for the lower layer according to the two-layer rheological model: 8×10^{18} – 3×10^{19} Pa s. Using the bending model of the Earth's surface and the bottom of the Sea of Japan, we estimated the thickness (20–25 km) of the elastic upper part of the Earth's crust in the continent–ocean contact zone.

Keywords: space geodesy, continental margin, displacements at the fault, coseismic displacements, postseismic relaxation, the March 11, 2011 Japan earthquake (Tohoku-Oki), thickness of the elastic crust, asthenosphere, Maxwell viscosity