

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА КУРИЛЬСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

А.С. Прытков¹, Н.Ф. Василенко¹, Д.И. Фролов²

¹ ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1б, г. Южно-Сахалинск, 693022;
e-mail: nauka@imgg.ru

² ФГБУН Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, ул. Политехническая 26, г. Санкт-Петербург,
194021; e-mail: post@mail.ioffe.ru

Поступила в редакцию 4 апреля 2016 г.

По данным GPS/ГЛОНАСС наблюдений получены новые данные о современной геодинамике Курильской островной дуги. Интенсивное накопление тектонических напряжений происходит на юге и севере района исследований, тогда как в центральной части после Симуширских землетрясений 2006 г. $M_w = 8.3$ и 2007 г. $M_w = 8.1$ продолжается затухающий переходный процесс постсейсмических смещений. Установлена геометрия современного механического сцепления Тихоокеанской и Североамериканской (Охотской) литосферных плит, что позволило оценить сейсмический потенциал различных участков Курильской зоны субдукции.

Ключевые слова: современная геодинамика, GPS/ГЛОНАСС измерения, моделирование, Курильская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

Курило-Камчатская зона субдукции является одним из наиболее сейсмоактивных регионов северо-восточной Евразии, где скорость пододвигания Тихоокеанской литосферной плиты под Североамериканскую (Охотскую) достигает 8 см/год. Взаимодействие литосферных плит сопровождается тектоническими деформациями, которые проявляются как на границе плит, так и в ее окрестностях. В зоне субдукции происходят наиболее крупные цунамигенные (с магнитудой более 8) и глубокие (более 600 км) землетрясения.

В 2006 г. на Курильских островах развернута сеть непрерывных и периодических GPS/ГЛОНАСС наблюдений. На основе полученных данных выполнено моделирование очагов землетрясений: дуплета Симуширских землетрясений 2006 г. $M_w=8.3$ и 2007 г. $M_w=8.1$, землетрясения Тохоку 2011 г. $M_w=9.0$, Охотского глубокофокусного землетрясения 2013 г. $M_w=8.3$. Это позволило определить параметры сейсморазрывов, изучить особенности распределения поверхностных смещений и их изменения во времени [11, 12, 14, 15, 16].

Инструментальные наблюдения дали обширный материал для изучения современной геодинамики всего региона и оценки сейсмического потенциала различных участков Курильской зоны субдукции.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОМЕТРИЯ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Геометрия зоны субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Североамериканскую (Охотскую) отражается в особенностях пространственного распределения очагов землетрясений (рис. 1). Угол падения сейсмофокальной зоны изменяется от нулевых значений в районе глубоководного желоба, достигая $45\text{--}50^\circ$ на глубинах более 100 км.

Эпицентры большинства курильских землетрясений, включая самые сильные (с магнитудой более 8.0), располагаются между Тихоокеанским побережьем островов и осью глубоководного желоба. Напряжения в очагах этих землетрясений ориентированы преимущественно в горизонтальном направлении перпендикулярно простирацию дуги [2]. Очаги сейсмических событий отчетливо маркируют сейсмофокальную зону мощностью около 70 км, падающую под острова [4]. В поперечном разрезе эта зона имеет клиновидную форму, где подавляющее большинство землетрясений сосредоточено на глубинах до 100 км.

Глубокофокусные землетрясения региона, регистрируемые на глубинах более 200 км, составляют ~ 10 % от общего числа сейсмических событий и протягиваются широкой полосой от западного побережья п-ова Камчатка до Приморья.

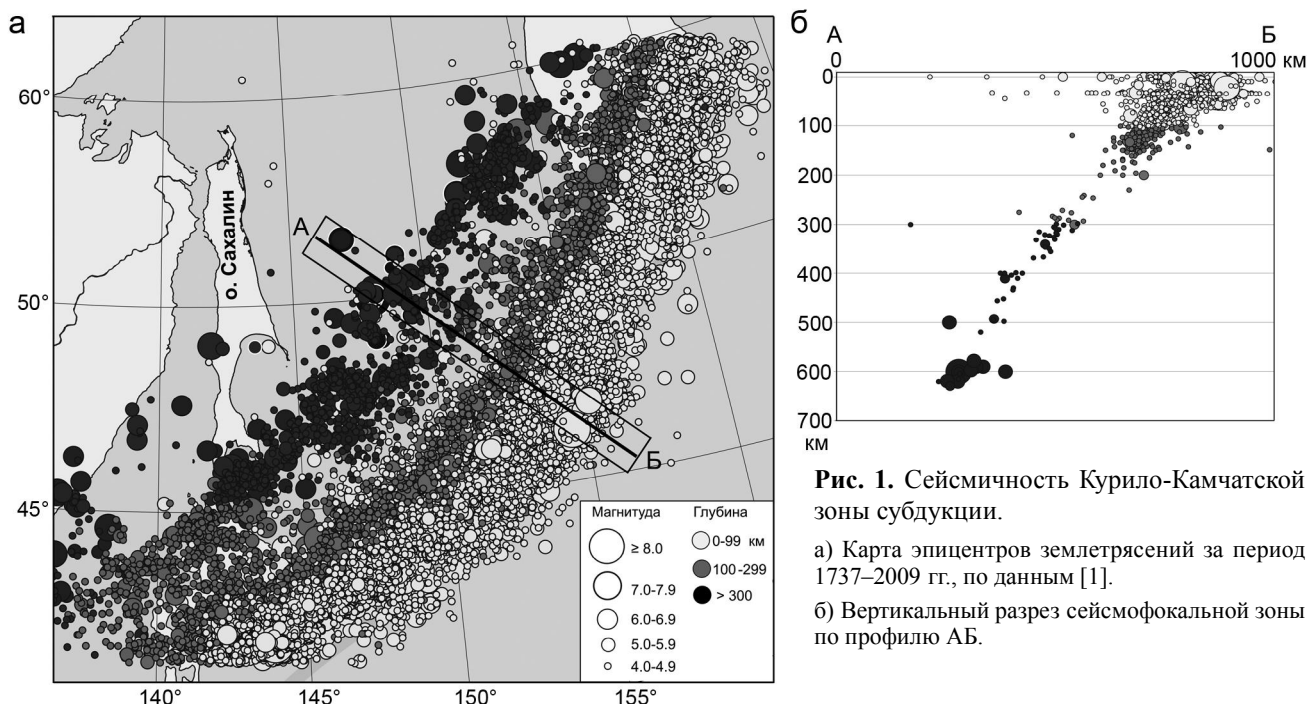


Рис. 1. Сейсмичность Курило-Камчатской зоны субдукции.

а) Карта эпицентров землетрясений за период 1737–2009 гг. по данным [1].

б) Вертикальный разрез сейсмофокальной зоны по профилю АБ.

На основе анализа сейсмичности Курило-Камчатской зоны субдукции за период 1900–2012 гг. в работе [8] построена трехмерная модель геометрии взаимодействия литосферных плит Slab1.0. В южной части зоны субдукции наблюдается более пологий наклон погружающейся литосферной плиты: сейсмофокальная зона простирается на расстояние ~1200 км от глубоководного желоба, тогда как на севере и в центральной части это расстояние не превышает 850 км (рис. 2). Ширина сейсмогенной зоны (зоны механического контакта литосферных плит) на всем протяжении зоны субдукции варьируется в пределах 137–150 км при среднем угле наклона 17–18°.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В 2006 г. на Курильских островах развернута сеть геодинимических GPS/ГЛОНАСС наблюдений. В настоящее время сеть состоит из 11 пунктов непрерывной и периодической регистрации, которые достаточно равномерно покрывают островную дугу. На рис. 3 показаны скорости пунктов геодинимической сети относительно Североамериканской литосферной плиты.

В центральной части островной дуги после дуплета Симуширских землетрясений 2006 г. $M_w=8.3$ и 2007 г. $M_w=8.1$ наблюдаются постсейсмические смещения земной поверхности, направленные в сторону глубоководного желоба. Затухающий переходный процесс, обусловленный вязкоупругой релаксацией напряжений в астеносфере и верхней мантии [11, 12], продолжается уже в течение 9 лет. На начальном эта-

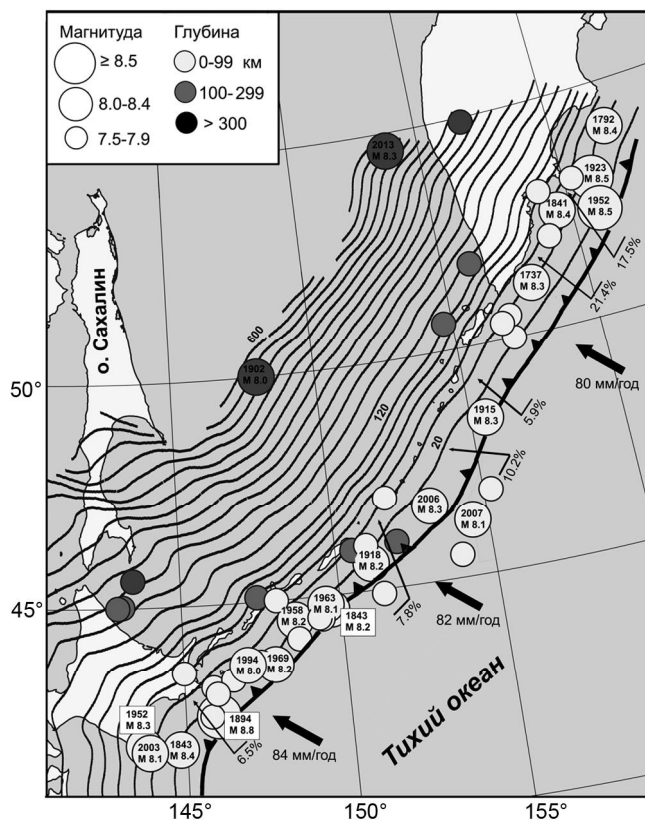


Рис. 2. Геометрия Курило-Камчатской зоны субдукции.

Цифрами над изолиниями показана глубина погружения Тихоокеанской литосферной плиты (для глубин 20–120 км – интервал 20 км, для глубин 120–600 – 40 км) по данным работы [8]. Сейсмические события с $M \geq 7.5$ приведены за период 1737–2013 гг. [1, 9]. Жирными стрелками показаны направление и скорость схождения плит. В процентах указаны прогнозные области возможных землетрясений с $M \geq 7.7$ (с вероятностью более 5%) на период 2010–2015 гг. по данным работы [6].

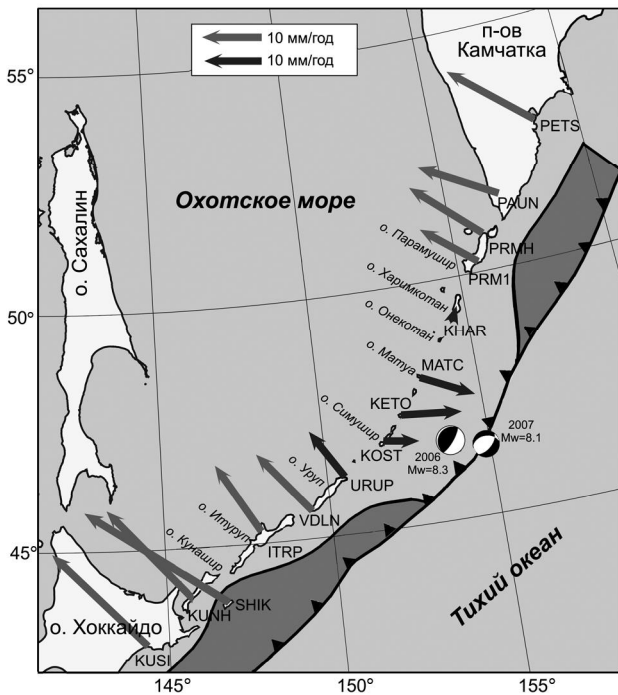


Рис. 3. Скорости GPS/ГЛОНАСС пунктов Курильской геодинамической сети и сопредельных районов.

Светлыми стрелками изображены межсейсмические скорости станций Курильской геодинамической сети за период 2007–2015 гг., скорости пунктов KUSI, PAUN приведены по данным работы [7]. Темными стрелками показаны смещения станций за период 06.2014–06.2015 гг. Среднеквадратические ошибки определения скоростей не превышают 2 мм. Решение геометрии сцепления литосферных плит представлено в виде ширины наклонной зоны контакта, аппроксимированной сплайном. В центральной части островной дуги показаны механизмы очагов Симуширских землетрясений.

посейсмический процесс наблюдался, по крайней мере, на протяжении 450 км (от севера о. Уруп до о. Харимкотан). Максимальные скорости релаксации в ближайших окрестностях эпицентральной зоны достигали 10 см/год, ежегодно уменьшаясь на ~ 30 % (рис. 4а). В 2014 г. постсейсмические смещения земной поверхности закончились на пунктах URUP (о. Уруп) и KНAR (о. Харимкотан). Максимальные скорости постсейсмической релаксации на пунктах KETO (о. Кетой) и MATC (о. Матуа) за последний годовой период составили ~10 мм/год.

Пункты юга и севера Курильской сети за 2007–2015 гг. имеют северо-западное направление смещений, что свидетельствует о процессе накопления тектонических напряжений в этих районах зоны субдукции. Величины межсейсмических скоростей изменяются от 12 мм/год на станции PAR1 (о. Парамушир) до 32 мм/год на станции SHIK (о. Шикотан) (рис. 4б). Межсейсмические скорости смещений отражают процесс субдукции Тихоокеанской литосферной плиты

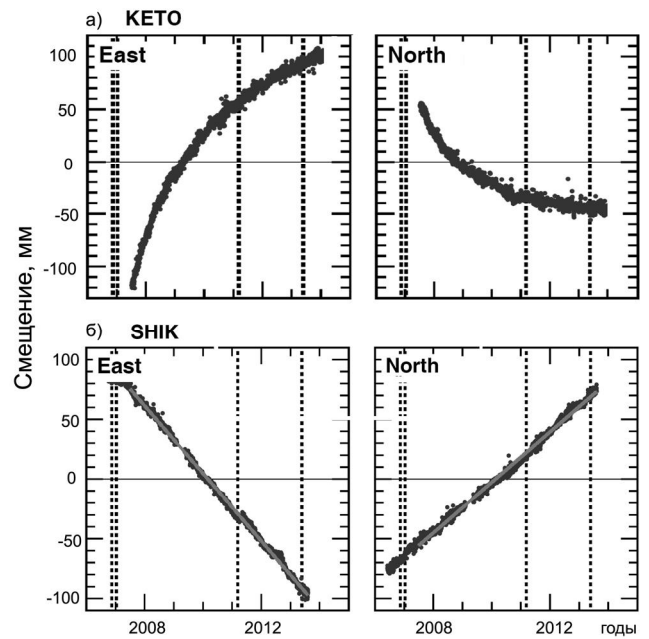


Рис. 4. Графики суточной повторяемости восточной (East) и северной (North) компонент координат станций: а) KETO (о. Кетой), б) SHIK (о. Шикотан).

Вертикальным пунктиром показаны даты Симуширских землетрясений 15.11.2006 г. Mw=8.3 и 13.01.2007 г. Mw=8.1, землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. Mw=9.0, Охотского глубокофокусного землетрясения 24.05.2013 г. Mw=8.3.

под Североамериканскую (Охотскую) в условиях механически сомкнутой зоны контакта.

Моделирование глубины контакта литосферных плит

Распределение межсейсмических деформаций земной поверхности, обусловленных пододвиганием океанической плиты и ее сцеплением с континентальной, описывается моделью упругого полупространства, разделенного наклонной плоскостью, вдоль которой происходит деформирование двух его частей (рис. 5а) [13]. Пододвигающаяся океаническая плита движется как единое целое с постоянной скоростью u , изменяя направление от горизонтального вблизи желоба до максимального наклона на глубинах в сотни километров.

Решение прямой задачи в виде профиля скоростей V на поверхности (вдоль оси x , перпендикулярной желобу) для однородной изотропной упругой среды имеет вид [13]:

$$V(x) = (-u / \pi) \left\{ [s - (x+c) \cos \delta] s \sin \delta / \left[(x+c)^2 + s^2 - 2(x+c)s \cos \delta \right] + \cos \delta \cdot \left[\arctan [(x+c-s \cos \delta) / (s \sin \delta)] - \pi / 2 \right] \right\},$$

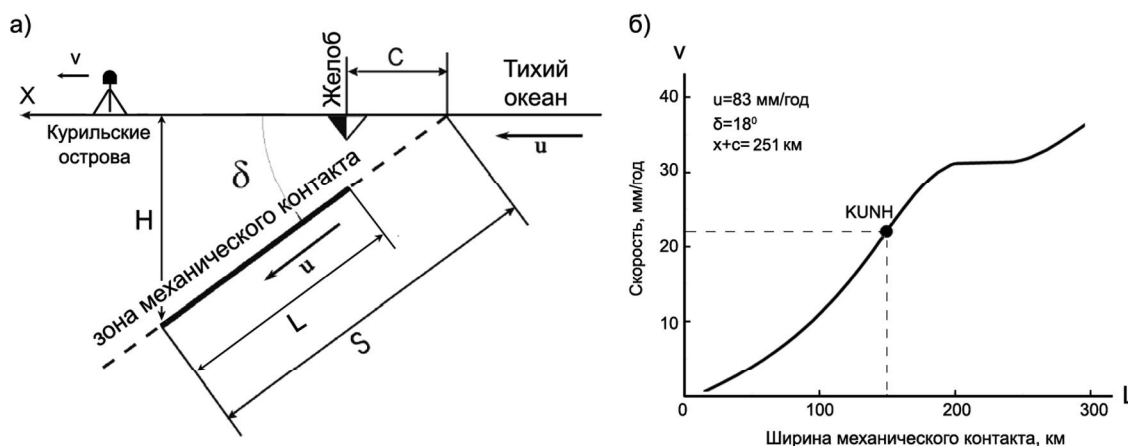


Рис. 5. а) Параметрическая модель глубинного строения зоны субдукции.

Ось x направлена перпендикулярно желобу, δ – угол субдукции, u – скорость субдукции, C – расстояние до желоба, L – ширина механического контакта, H – глубина контакта, S – наклонная глубина контакта, v – межсейсмическая скорость станции.

б) Модельное решение ширины контакта Тихоокеанской и Североамериканской (Охотской) литосферных плит для станции KUNH (о. Кунашир).

Сплошной линией показана зависимость ширины контакта от межсейсмической скорости станции KUNH.

где δ – угол наклона контактной плоскости между плитами, u – скорость субдукции, c – расстояние до желоба, s – наклонная глубина контакта.

Решение обратной задачи поиска ширины механического контакта литосферных плит на разных участках района исследований выполнено численными методами. В качестве исходных параметров использованы межсейсмические скорости пунктов Курильской геодинимической сети и сопредельных территорий (рис. 3), угол наклона контактной плоскости (средний угол наклона сейсмогенной зоны [8]) и скорость схождения Тихоокеанской и Североамериканской (Охотской) литосферных плит). Скорость схождения вычислена из модели взаимодействия плит, построенной на основе анализа глобальной GPS сети [10]. При азимуте движения Тихоокеанской плиты 303° для северной части островной дуги скорость субдукции составляет 80 мм/год, увеличиваясь на юге до 84 мм/год (рис. 2).

Пример модельного решения ширины контакта литосферных плит для станции KUNH (о. Кунашир) показан на рис. 5б.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Моделирование современной геометрии сцепления литосферных плит выполнено для станций юга и севера района исследований (табл.). Максимальный контакт Тихоокеанской и Североамериканской (Охотской) литосферных плит выявлен в южной части зоны субдукции, где наблюдается наибольшая ширина сей-

смогенной зоны. Глубина механического сцепления достигает 64 км, а ее размер (по падению) составляет 183 км. К центральной части островной дуги (до станции URUP) происходит уменьшение области контакта плит. В настоящее время контакт литосферных плит отсутствует от острова Симушир до о. Харимкотан. После Симуширских землетрясений здесь продолжается затухающий процесс постсейсмических смещений. На севере района исследований размер зоны контакта увеличивается от 75 км на станции PRM1 (о. Парамушир) до 126 км на станции PETS (г. Петропавловск-Камчатский).

Полученные решения для разных участков Курило-Камчатской зоны субдукции представлены в виде наклонной ширины контакта литосферных плит, аппроксимированной сплайном (рис. 3). На юге и севере зоны субдукции геометрия сцепления литосферных плит практически не претерпела изменений относительно модельного решения, предшествующего Симуширским землетрясениям [3]. Небольшое увеличение ширины контакта плит произошло только в окрестности о. Итуруп. Существенное отличие наблюдается в центральной части зоны субдукции. Эпицентральная зона Симуширских землетрясений находилась в достаточно обширной области сцепления плит, которая в настоящее время отсутствует на простирации 320 км.

На севере Курильской островной дуги и юге полуострова Камчатка максимальная глубина современного механического контакта составляет 44 км,

Таблица. Модельные параметры контакта Тихоокеанской и Североамериканской (Охотской) литосферных плит.

Станция	Расстояние от желоба (x) км	Проекция межсейсмической скорости на направление субдукции (v) мм/год	Скорость субдукции (u) мм/год	Средний угол субдукции (δ) град.	Ширина зоны контакта (L) км	Глубина контакта (H) км
KUSI	194	24.6	84	18	131	48
KUNH	227	22.0	83	18	144	52
SHIK	158	31.9	83	18	183	64
ITRP	219	17.5	82	18	118	44
VDLN	180	14.9	82	18	85	34
URUP	193	9.5	82	18	62	27
KOST	185	–	82	18	0	0
KETO	183	–	82	18	0	0
MATC	186	–	82	18	0	0
KNAR	179	–	81	18	0	0
PRM1	185	12.2	81	18	75	28
PARM	208	15.6	81	18	104	40
PAUN	238	14.3	80	17	117	42
PETS	218	18.0	79	17	126	44

Примечание. В модельных расчетах принято расстояние до желоба $C=24$ км.

что несколько меньше сейсмологических оценок [8]. В долгосрочном сейсмологическом прогнозе на период 2010–2015 гг. [6] этот район обозначен как одно из наиболее вероятных мест землетрясений с $M \geq 7.7$ (рис. 2), находящихся в завершающей стадии значительного накопления энергии (суммарная вероятность в 2 прилегающих участках равна 38.9%). За прогнозный период здесь произошли только два землетрясения $M_w=6.8$ и $M_w=6.5$ [9].

В южной части Курильской зоны субдукции глубина механического контакта литосферных плит совпадает с размером сейсмогенной зоны в модели slab 1.0, что свидетельствует о процессе накопления тектонических напряжений по всей глубине сейсмогенной зоны. В долгосрочном прогнозе практически весь юг зоны субдукции находится в стадии стабильного накопления упругой энергии: суммарная вероятность возникновения землетрясений с $M \geq 7.7$ не превышает 12 % [6]. С другой стороны, на район Южных Курильских островов до июля 2016 г. существует среднесрочный прогноз землетрясения $M \sim 8.0$ [5]. Предвестники катастрофического землетрясения проявляются в наличии с 1999 г. зоны длительного сейсмического затихья (с $M \geq 5.9$) протяженностью около 370 км юго-восточнее островов Итуруп и Уруп. Последнее сильное сейсмическое событие на южных Курильских островах (Шикотанское землетрясение $M_w = 8.2$) произошло в 1994 г. [9].

Центральная часть островной дуги от о. Уруп до о. Онекотан, за исключением эпицентральной зоны Симуширских землетрясений 2006–2007 гг., отнесе-

на к стадии стабильного накопления упругой энергии, переходящей в завершающую стадию накопленных напряжений [6]. Вероятности возникновения землетрясений с $M \geq 7.7$ для юга и севера этого района составляют 7.8 % и 16.1 %, соответственно (рис. 2). Однако по геодезическим данным процесс постсейсмической релаксации напряжений на флангах эпицентральной зоны закончился только в 2014 г. Значимого накопления упругих напряжений не происходило. Поэтому возникновение сильных сейсмических событий в ближайших окрестностях эпицентральной зоны Симуширских землетрясений маловероятно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

GPS/ГЛОНАСС наблюдения на Курильских островах дали обширный материал для изучения современной геодинамики региона. В результате проведенных исследований получены новые данные о скоростях деформирования земной поверхности всей Курильской островной дуги. Установлена геометрия современного механического сцепления Тихоокеанской и Североамериканской (Охотской) литосферных плит, что позволило оценить сейсмический потенциал различных участков Курильской зоны субдукции.

В настоящее время интенсивное накопление деформационных напряжений по всей глубине сейсмогенной зоны происходит в южной части Курильской зоны субдукции, где ширина контакта литосферных плит достигает 183 км. Существенное расширение зоны контакта литосферных плит до 126 км отмечено в окрестности о. Парамушир и южной части полу-

острова Камчатка. В долгосрочном и среднесрочном сейсмологических прогнозах эти районы относятся к наиболее вероятным местам возникновения землетрясений $M \geq 7.7$.

В центральной части островной дуги инструментальные наблюдения позволили изучить динамику переходного затухающего процесса, обусловленного вязкоупругой релаксацией напряжений после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. В настоящее время сцепление литосферных плит отсутствует на простирании 320 км от о. Симушир до о. Онекотан, тогда как на начальном этапе зона постсейсмических деформаций простиралась на 450 км. В течение 9 лет после землетрясений значимого накопления упругих напряжений в центральной части зоны субдукции не происходило, поэтому возникновение сильных сейсмических событий маловероятно.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31168-мол.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева М.Ю., Ким Ч.У. Землетрясения Курило-Камчатского региона (1737–2009). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 384 с.
2. Балакина Л.М. Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений // Физика Земли. 1995. № 12. С. 48–57.
3. Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. 2010. № 5. С. 77–82.
4. Тараканов Р.З. Размеры очаговых зон сильных землетрясений Курило-Камчатского региона и Японии и проблема максимально возможных магнитуд // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 76–89.
5. Тихонов И.Н., Левин Б.В. Прогноз сильных землетрясений Сахалинской области: история, результаты и перспективы // Материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска». Южно-Сахалинск, 2015. С. 41–45.
6. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010–VII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 3–27.
7. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G. et al. Independent active microplate tectonics of Northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L11303, doi: 10.1029/2006GL026077.
8. Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L. Slab1.0: A three dimensional model of global subduction zone geometries // J. Geophys. Res. 2012. V. 117, B01302. P. 1–15.
9. <http://iris.edu>
10. 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. B04416, doi:10.1029/2007JB005353.
11. Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I. et al. The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // Geophys. Res. Lett. 2011, doi: 2011GL046855.
12. Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I. et al. Rapid postseismic relaxation after the great 2006–2007 Kuril earthquakes from GPS observations in 2007–2011 // J. Geophys. Res. 2013 V. 118. P. 1–16, doi:10.1002/jgrb.50245.
13. Savage J.C., Svarc J.L., Prescott W.H. Deformation across the Alaska-Aleutian Subduction Zone near Kodiak // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. P. 2117–2120.
14. Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M. et al. 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.
15. Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.W. et al. Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L22306, doi:10.1029/2008GL035572.
16. Steblov G.M., Ekström G., Kogan M.G. et al. First geodetic observations of a deep earthquake: the 2013 Sea of Okhotsk M_w 8.3 event // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41, N. 11. P. 3826–3832, doi: 10.1002/2014GL060003

Рекомендована к печати Б.В. Левиным

A.S. Prytkov, N.F. Vasilenko, D.I. Frolov

Recent geodynamics of the Kuril subduction zone

The collected GPS/GLONASS data allowed us to reveal the new information on recent geodynamics of the Kuril island arc. The maximal deformation stress accumulates at the southern and northern parts of the study area, while the long fading transition process of the postseismic motions is observed in the central segment of the Kuril arc as a result of the 2006–2007 great Simushir earthquakes $M_w=8.3$ and $M_w=8.1$. We have succeeded in revealing the recent interplate coupling geometry of the Pacific and the North American lithospheric plates and also in estimating the seismic potential of different segments of the Kuril subduction zone.

Key words: recent geodynamics, GPS/GLONASS measurements, modeling, Kuril Island arc.