

**FOCAL MECHANISMS OF EARTHQUAKES IN THE SUBDUCTION ZONE OF THE WESTERN PACIFIC PLATE**N.A. Bushenkova , O.A. Kuchay 

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. Deformation features of the subducting Pacific lithospheric plate are considered according to the data on earthquake focal mechanisms. The territory includes the convergent boundaries between the Pacific Plate and the North American (in the Aleutian arc region), the Okhotsk, the Eurasian and the Philippine plates.

It has been shown that the angle of subducting Pacific Plate in the Aleutian subduction zone affects the focal mechanisms of earthquakes that occurred in the upper, 35 km part of the oceanic plate in the zone of its bending. There occur normal-fault earthquakes at a steep-angle subduction and rare thrust earthquakes at a shallow-angle subduction. The azimuthal orientation of P-axes of the focal mechanism solutions in the upper (1–70 km) contact zone corresponds to the Pacific Plate displacement vector when the plate fragments are subducting west-northwestwards. There occurs a change in azimuthal orientation of the compression axes in the subducting plate at a depth of more than 70 km: the axes occupy different azimuthal sectors showing difference in the orientation of their slope, with the orientations of the T-axes become multidirectional.

The calculation of seismotectonic deformations was carried out based on the data on focal mechanisms of 7768 earthquakes. It was revealed that the Exx and Ezz deformation fields are the most homogeneous at depths of 1–70 km. The pattern of seismotectonic deformations changes abruptly for deep parts of the subducting plate (105–200, 200–400, and 400–700 km), there are observed heterogeneous deformation fields Exx, Eyy and Ezz with alternating episodes of extension and shortening.

There has been proposed the author's scheme of the influence of the upper mantle convection structure on the geometry of the subducting plate (slab) as a potential catalyst for the processes responsible for the separation of seismic activity zones and the change of earthquake types with depth and in different parts of the extended subduction zone.

KEYWORDS: earthquake focal mechanism; Pacific lithospheric plate; Aleutian arc; Kuril-Kamchatka arc; Japanese arc; Filipino arc; seismicity of convergent boundary zones

FUNDING: This study is supported by FWZZ-2022-0017 and FWZZ-2022-0021 projects of the Program of Fundamental Scientific Research.

RESEARCH ARTICLE

Received: July 15, 2021

Revised: December 8, 2021

Accepted: December 13, 2021

Correspondence: Natalia A. Bushenkova, BuschenkovaNA@ipgg.sbras.ru

FOR CITATION: Bushenkova N.A., Kuchay O.A., 2022. Focal Mechanisms of Earthquakes in the Subduction Zone of the Western Pacific Plate. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (3), 0639. doi:10.5800/GT-2022-13-3-0639

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЗОНЕ СУБДУКЦИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ОСОБЕННОСТЕЙ ЕЕ ПОГРУЖЕНИЯ

Н.А. Бушенкова, О.А. Кучай

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. Исследуются особенности деформирования погружающейся Тихоокеанской литосферной плиты по данным механизмов очагов землетрясений. Территория включает зоны конвергентных границ Тихоокеанской плиты с Северо-Американской (в районе Алеутской дуги), Охотоморской, Евразийской и Филиппинской плитами.

Показано, что угол наклона Тихоокеанской плиты в зоне субдукции Алеутской дуги оказывает влияние на механизмы очагов землетрясений, произошедших в верхней части (до 35 км) океанической плиты в области ее изгиба. При крутом наклоне погружения плиты возникают сбросовые смещения в очагах, при пологом – редкие надвиговые землетрясения. Азимутальная ориентация Р-осей механизмов очагов землетрясений верхней части зоны контакта (1–70 км) соответствует направлению вектора смещения Тихоокеанской плиты при погружении ее фрагментов к западу-северо-западу. Глубже 70 км в погружающейся плите происходит изменение азимутальной ориентации осей сжатия: они занимают разные азимутальные секторы и, фиксируется разнообразная ориентация их наклона, ориентации осей Т становятся разнонаправленными.

На основе данных о механизмах очагов 7768 землетрясений выполнен расчет сейсмотектонических деформаций. Выявлено, что поля деформаций E_{xx} и E_{zz} наиболее однородны для глубин 1–70 км. Картина сейсмотектонических деформаций резко меняется для глубоких частей погружающейся плиты (105–200, 200–400 и 400–700 км), наблюдаются неоднородные поля деформаций E_{xx}, E_{yy}, E_{zz} с перемежающимися участками удлинений и укорочений.

Предложена авторская схема влияния структуры конвекции в верхней мантии на геометрию погружающейся плиты (слэба) как вероятного катализатора процессов, ответственных за раздельность зон сейсмоактивности и смену типов землетрясений с глубиной и в разных частях протяженной зоны субдукции.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: механизм очага землетрясения; Тихоокеанская литосферная плита; Алеутская дуга; Курило-Камчатская дуга; Японская дуга; Филиппинская дуга; сейсмичность зон конвергентных границ

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при поддержке проектов ФНИ № FWZZ-2022-0017 и FWZZ-2022-0021.

1. ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена исследованию характеристик деформирования нисходящей литосферной плиты по механизмам очагов землетрясений и выявлению особенностей распределения Р- и Т-осей механизмов землетрясений в зависимости от направления вектора смещения Тихоокеанской плиты. Наряду с этим проанализированы связи между типами подвижек в очагах землетрясений в зоне изгиба плиты и особенностями ее погружения.

Исследуемая территория включает зоны конвергентных границ Тихоокеанской плиты с Северо-Американской (в районе Алеутской дуги), Охотоморской и Филиппинской плитами. Эти зоны контакта являются в основном территориями островных дуг, возникших над зоной субдукции. Вдоль зоны контакта Тихоокеанской и Северо-Американской плит простирается Алеутский желоб, Тихоокеанской и Охотоморской – Курило-Камчатский желоб, Тихоокеанской и Евразийской – Японский желоб, Тихоокеанской и Филиппинской – Идзу-Бонинский и Марианский желобы (рис. 1).

Как известно, пограничные области литосферных плит являются сейсмически активными. Наибольшее

количество землетрясений сосредоточено в зонах конвергентных границ. Для зон субдукции характерно то, что по мере погружения литосферной плиты количество сейсмических событий сокращается. Максимальная глубина землетрясений в разных латеральных фрагментах погружающейся Тихоокеанской плиты существенно меняется.

Алеутская зона субдукции имеет дугообразную конфигурацию. Направление вектора смещения Тихоокеанской плиты меняется от почти перпендикулярного по отношению к простиранию Алеутского желоба на востоке до параллельного на западном фланге дуги. Скорость смещения Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении составляет 6.7–7.5 см/год [Beavan et al., 2002]. Следует отметить, что на протяжении короткого периода времени в пределах Алеутской дуги зарегистрировано три крупнейших землетрясения с M=8.6–8.7 (1946, 1957 и 1965 гг.).

Конвергентная граница Тихоокеанской и Охотоморской плит проходит вдоль Курило-Камчатского и Японского желобов. На зону их взаимодействия оказывает влияние северо-западное направление движения Тихоокеанской плиты и юго-восточное – Охотоморской

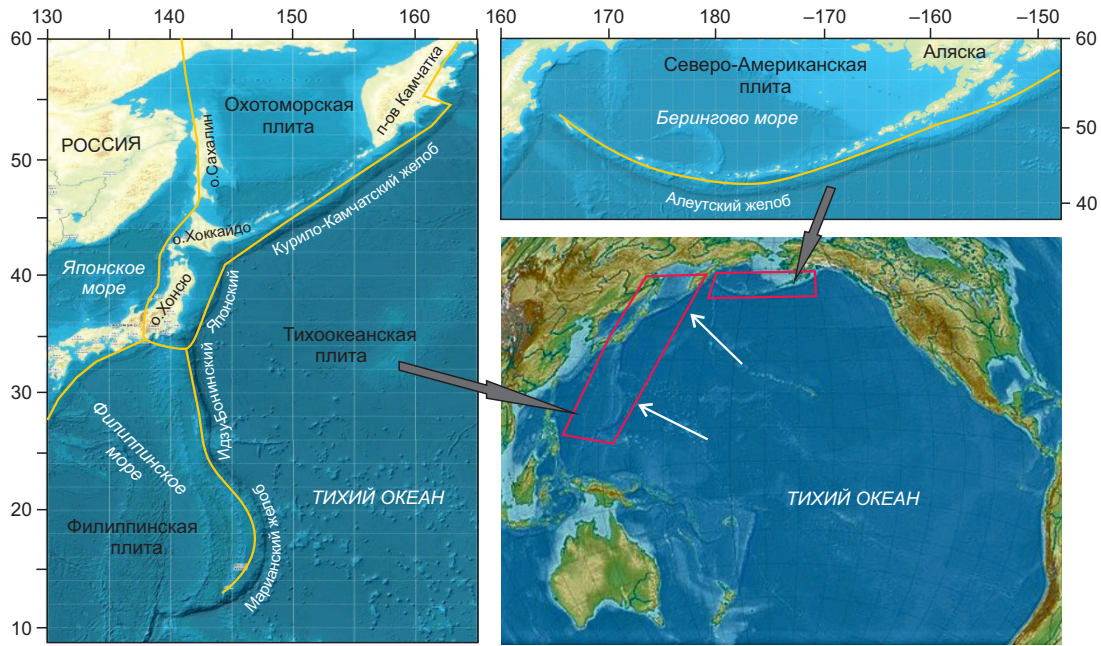


Рис. 1. Зоны конвергентных границ Тихоокеанской плиты с Северо-Американской, Охотоморской и Филиппинской [Bird, 2003], расположение желобов в зоне контактов (белыми стрелками показано направление смещения Тихоокеанской плиты) [Beavan et al., 2002; Apel et al., 2006].

Fig. 1. Convergent boundary zones between the Pacific Plate and the North American, Okhotsk and Philippine plates [Bird, 2003]; location of troughs in the contact zone (white arrows show the direction of the Pacific Plate displacement) [Beavan et al., 2002; Apel et al., 2006].

(Евразийской) [Seno et al., 1996; Timofeev et al., 2012; Apel et al., 2006]. Курило-Камчатская дуга простирается более чем на 2000 км от полуострова Камчатка и его сочленения с Алеутской дугой в районе Командорских островов, вдоль Курильских островов до о. Хоккайдо. Движение Тихоокеанской плиты происходит примерно вкрест Курило-Камчатской зоны контакта, а его скорость соответствует 7–8 см/год [Steblov et al., 2010]. В пределах этой зоны наблюдается высокая сейсмичность и возникают землетрясения с магнитудой около 8. Японский желоб, длина которого около 1000 км, является продолжением Курило-Камчатского. Сегмент Тихоокеанской плиты погружается под о. Хоккайдо, где контактирует с Охотоморской плитой, и под северную часть о. Хонсю, где граничит с Евразийской плитой. Как известно, этот район является наиболее сейсмически активным участком Земли, где возникают разрушительные землетрясения. Самое мощное землетрясение за инструментальный период наблюдения произошло 11 марта 2011 г. ($M_w=9.1$).

Вдоль Идзу-Бонинской и Марианской конвергентных зон уровень сейсмичности ослабевает и практически не возникают землетрясения с магнитудой 8. Векторы смещения Тихоокеанской и Филиппинской плит направлены к западу-северо-западу, но скорости разные. Азимут вектора смещения Тихоокеанской плиты составляет около 120° [Seno, 1977; Beavan et al., 2002] в районе Идзу-Бонинской, Марианской и Японской зон субдукции, а его скорость соответствует среднему значению 7 см/год.

2. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДЫ АНАЛИЗА, РЕЗУЛЬТАТЫ

Особенности распределения механизмов очагов землетрясений в зоне изгиба погружающейся плиты. Достаточно давно известно о возникновении землетрясений сбросового типа в зонах изгиба погружающихся океанических плит [Craig et al., 2014; Hayes et al., 2012]. В опубликованных работах, как правило, приводятся разрезы распределения гипоцентров землетрясений вкрест простираения океанических желобов и рассматривается ориентация векторов напряжений, действующих в зоне конвергентных границ в пределах слэба [Hayes et al., 2012; Andreeva, Rodkin, 2017]. Ранее было показано, что при условии крутого погружения сегмента плиты Кокос в области ее изгиба в очагах возникают сбросовые типы смещений. При уменьшении угла падения слэба сбросовые подвижки в очагах отсутствуют [Dyadkov et al., 2020].

В настоящей работе для анализа распределения типов подвижек в очагах землетрясений в зоне контакта плит использованы землетрясения с $M_w=4.7-8.0$ из каталогов Международного сейсмологического центра (ISC, <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/fmechanisms>) за период наблюдений 1977–2019 гг. Полученные материалы разделены на два типа по характеру смещения в очагах. Первый тип состоит из землетрясений с надвиговой и сдвиго-надвиговой подвижками в очагах, второй – со сбросовыми и сдвиго-сбросовыми. Надвиговые и сдвиго-надвиговые подвижки характеризуются близгоризонтальным расположением оси сжатия при

изменяющихся от вертикальных до близгоризонтальных ориентациях осей растяжения. Сбросовые и сдвигосбросовые подвижки имеют близгоризонтальные оси растяжения, а оси сжатия при этом меняют направление от близвертикального до близгоризонтального.

Для выявления особенностей погружения субдуцирующей Тихоокеанской плиты проанализированы профили распределения землетрясений с $M \geq 4$ по глубине,

построенные через глубоководные желобы Алеутский, Курило-Камчатский, Японский, Идзу-Бонинский и Марианский по данным каталогов ISC за период наблюдения 1973–2019 гг.

Алеутская дуга была разделена на сегменты по два градуса, и разрезы строились по гипоцентрам, расположенным в полосе до 100 км по обе стороны от плоскости разреза. В пределах $165-180^\circ$ в.д. и $181-144^\circ$ з.д.

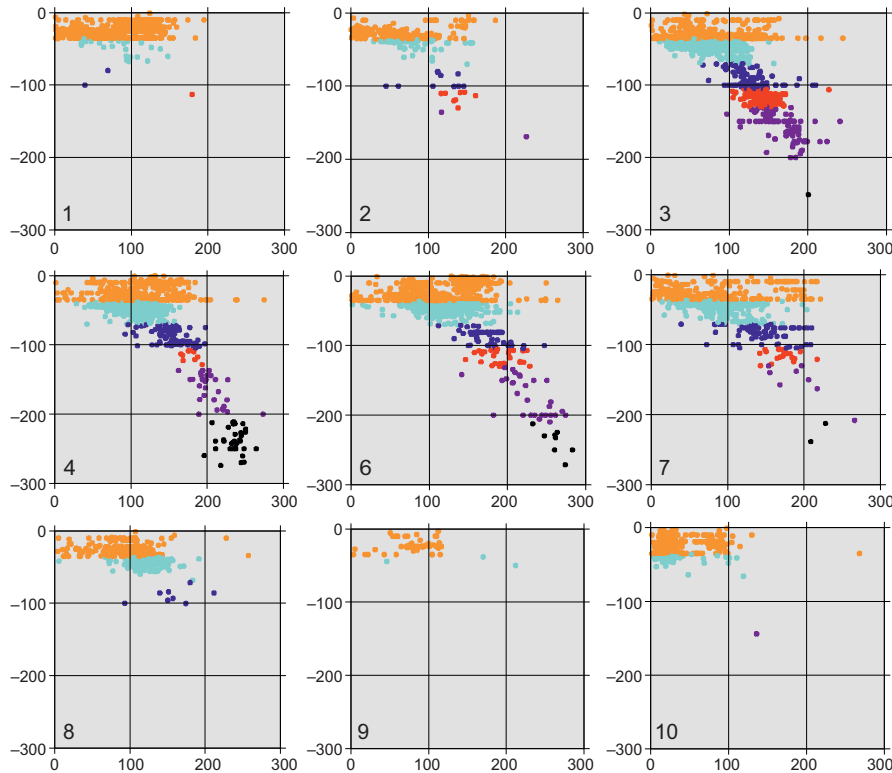


Рис. 2. Распределение гипоцентров землетрясений по глубине в зоне конвергентной границы Тихоокеанской плиты с Северо-Американской. Профили построены вкрест простираения Алеутского желоба (цветом выделены гипоцентры разной глубины; цифрой в левом нижнем углу указан номер профиля).

Fig. 2. Depth distribution of the earthquake hypocenters in the convergent boundary zone between the Pacific Plate and the North American Plate. The profiles are drawn across the strike of the Aleutian trough (color indicates hypocenters at different depths; the profile number is shown on the bottom left).

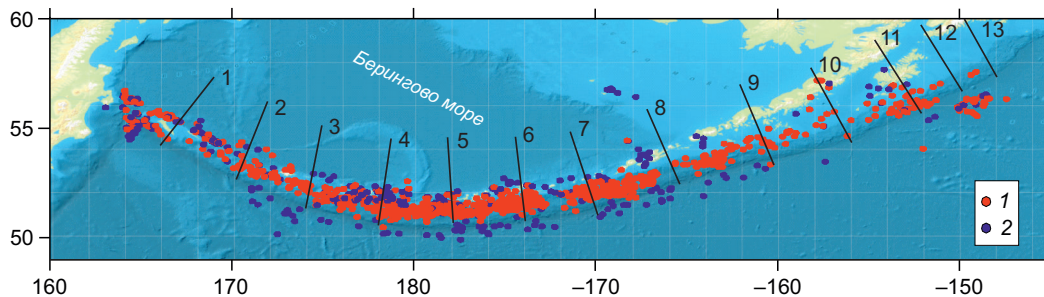


Рис. 3. Типы подвижек в очагах землетрясений района Алеутской дуги, произошедших за период 1977–2019 гг. в диапазоне глубин 1–35 км. Синим обозначены эпицентры со сбросовыми и сдвигосбросовыми подвижками в очагах землетрясений, красным – с надвиговыми и сдвигонадвиговыми подвижками; линиями с номерами показаны профили, разрезы по отдельным из них представлены на рис. 2.

Fig. 3. Types of motions in the earthquake sources of the Aleutian Arc area for the period 1977–2019 in the depth range of 1–35 km. Blue color indicates normal fault and strike-slip fault earthquakes, red stands for thrusts and strike-slip thrusts; the lines with numbers show the profiles with some of their sections presented in Fig. 2.

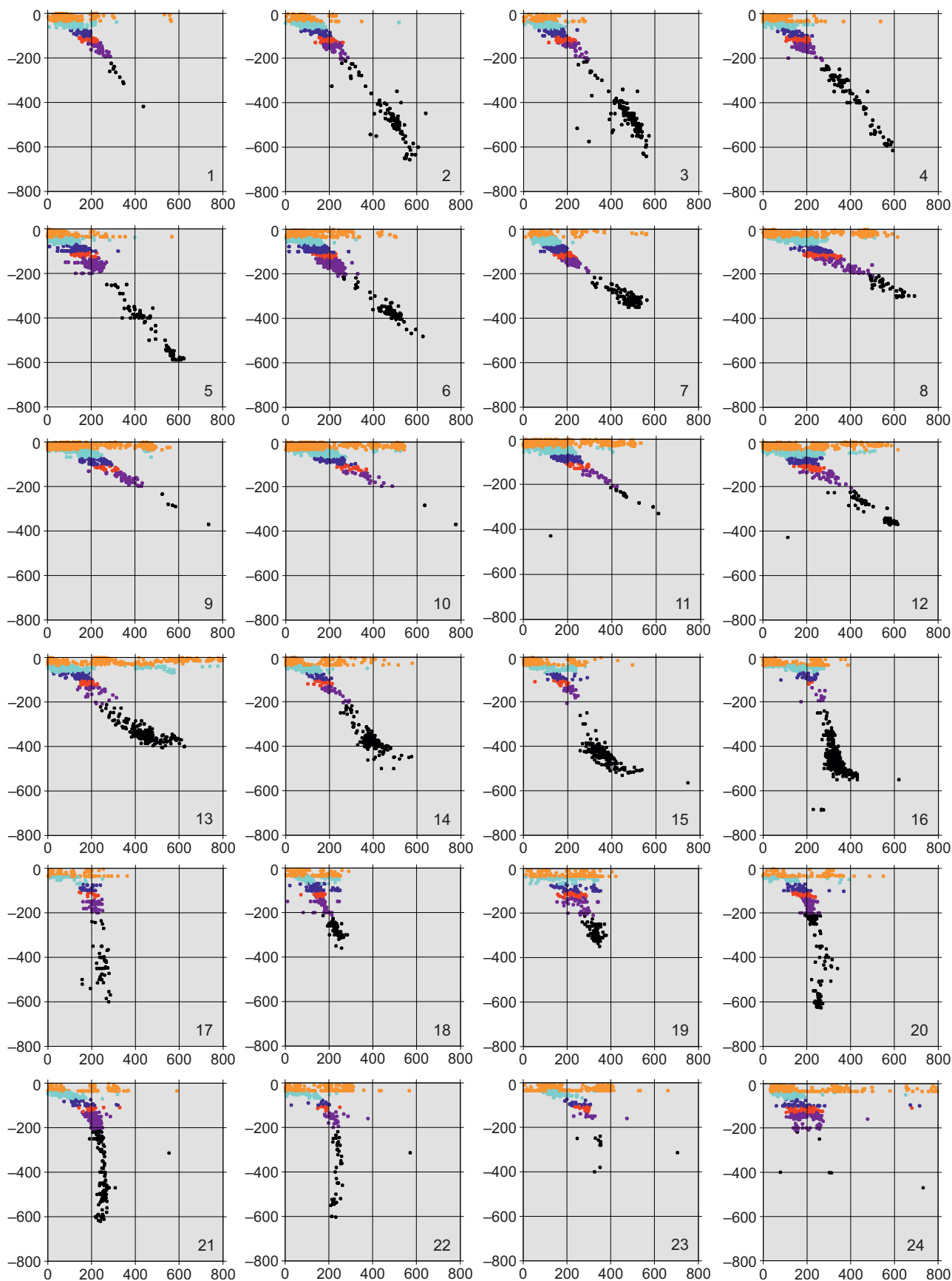


Рис. 4. Разрезы вкрест Курило-Камчатского (1-6), Японского (7-13), Идзу-Бонинского (14-18) и Марианского желобов (19-24) для фрагментов погружающейся Тихоокеанской плиты.

Fig. 4. Cross sections across the Kuril-Kamchatka (1-6), Japan (7-13), Izu-Bonin (14-18), and Mariana troughs (19-24) for the subducting fragments of the Pacific Plate.

были построены 13 профилей. На рис. 2 приводятся некоторые из профилей, наиболее ярко демонстрирующих особенности распределения сейсмичности для разных участков зоны контакта Тихоокеанской и Северо-Американской плит.

Погружение Тихоокеанской плиты, судя по расположению гипоцентров очагов на профилях, происходит таким образом, что в западной части Алеутской дуги в диапазоне 165–170° в.д. область, занятая землетрясениями с глубиной эпицентров 36–70 км, простирается на большие расстояния к северу (рис. 2, профили 1 и 2).

Начиная с 172° в.д. вдоль Алеутской дуги по направлению к востоку происходят землетрясения с глубиной очага более 70 км (рис. 2, профили 3, 4, 6), увеличивается их количество и наблюдается более крутое погружение фрагментов слэба. Такое изменение распределения гипоцентров сейсмических событий фиксируется до 157-го меридиана.

Очаги землетрясений на профилях 8–10 (рис. 2), расположенных восточнее 157° з.д., показывают значительное горизонтальное простираение слоя гипоцентров в диапазоне глубин 36–150 км. Появление горизонтального слоя большой протяженности к северу от линии желоба свидетельствует о выполаживании угла наклона погружающейся плиты. При этом в области изгиба плиты, в диапазоне глубин 1–35 км, происходят немногочисленные землетрясения надвигового типа [Craig et al., 2014] (рис. 3). Крутое погружение Тихоокеанской плиты способствует возникновению цепочки землетрясений сбросового типа, которая регистрируется в верхнем слое (1–35 км) области изгиба в пределах 172° в.д. – 157° з.д. Таким образом, угол наклона погружающейся Тихоокеанской плиты в зоне субдукции Алеутской дуги оказывает влияние на механизмы

очагов землетрясений, происходящих в верхней части (до глубины 35 км) океанической плиты в области ее изгиба. При крутом наклоне погружения плиты возникают сбросовые смещения в очагах, при пологом – редкие надвиговые землетрясения.

Чтобы проследить изменения наклона фрагментов погружающейся Тихоокеанской плиты вдоль ее западной границы, были построены разрезы (рис. 4, 5) вкrest глубоководных желобов, в среднем через два градуса по широте. Как и для Алеутской дуги, сечения строились по гипоцентрам, расположенным в полосе до 100 км по обе стороны от плоскости разреза.

Полученные разрезы при сопоставлении с актуальными материалами исследований соответствующих территорий [Smoczyk et al., 2013; Rhea et al., 2010a, 2010b; Hayes et al., 2012; Benz et al., 2011; Gorbatov et al., 1997] показали хорошую согласованность. Характерные для разных зон разрезы приведены на рис. 4.

Так, угол погружения литосферной плиты в районе Курило-Камчатского желоба меняется незначительно [Christova, 2015] и остается примерно одинаковым на всем протяжении (см. рис. 4, профили 1–6). В районе Японского желоба (см. рис. 4, профили 7–12) угол оказывается более пологим [Christova et al., 2006] по сравнению с углом погружения предыдущего фрагмента плиты.

В диапазоне широт 41–43° с.ш. в районе стыковки Курило-Камчатского и Японского желобов в зоне изгиба плиты не отмечено землетрясений сбросового типа. В южной части Японского желоба угол погружения становится несколько круче (см. рис. 4, профиль 13). В зоне контакта Филиппинской и Тихоокеанской плит (Идзу-Бонинский желоб) погружающийся сегмент плиты принимает все более крутое положение (см. рис. 4, профили 14–18) и почти вертикально опускается в области

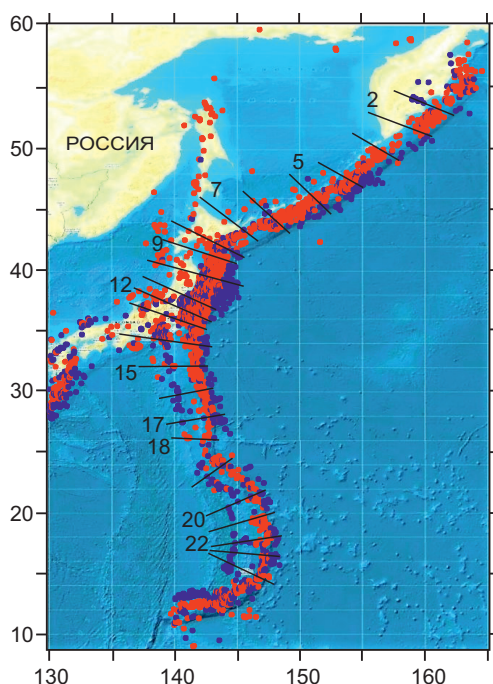


Рис. 5. Типы подвижек в очагах землетрясений, произошедших за период 1977–2019 гг. в диапазоне глубин 1–35 км в западной части Тихого океана.

Синим цветом обозначены эпицентры со сбросовыми и сдвиго-сбросовыми подвижками в очагах землетрясений, красным – с надвиговыми и сдвиго-надвиговыми подвижками; линиями показаны профили, некоторые разрезы по ним представлены на рис. 4, указаны номера отдельных из них.

Fig. 5. Types of motions in earthquake sources for the period 1977–2019 in the depth range of 1–35 km in the western Pacific.

Blue color indicates normal and strike-slip faulting, red stands for thrusts and strike-slip thrusts; lines show the profiles with some of their sections in Fig. 4 and some of their numbers.

Марианского желоба (см. рис. 4, профили 19–24) [Christova, 2005]. Анализ имеющихся данных показывает, что, несмотря на значительные изменения углов наклона погружающихся фрагментов Тихоокеанской плиты в зоне субдукции в районе Курило-Камчатского, Японского, Идзу-Бонинского и Марианского желобов, механизмы очагов землетрясений (рис. 5), произошедших в верхней части (до 35 км) океанической плиты в области ее изгиба, являются сбросовыми. Возможно, это связано с тем, что углы падения фрагментов слэба в этом районе более крутые, чем в восточной части Алеутской дуги. Единственное исключение составляет область контакта в зоне Камчатского полуострова, где сбросовые подвижки в очагах встречаются в незначительном количестве.

Исследование ориентации осей механизмов очагов землетрясений. Важно проследить, как меняется ориентация осей сжатия (P) и растяжения (T) механизмов очагов землетрясений в разных слоях погружающейся Тихоокеанской плиты в зависимости от горизонтального вектора смещения плиты относительно разных зон контакта (с другими плитами). Для такого анализа P- и T-оси использовались следующим образом: при надвиговых и сдвиго-надвиговых подвижках

в очагах учитывались только P-оси механизмов очагов, при сбросовых и сдвиго-сбросовых – только T-оси. Такая выборка позволяет использовать близгоризонтальные оси P и T и оси со средними углами с горизонтом, оставляя в стороне ориентацию близвертикальных (угол с вертикалью 0–30°) осей P и T, азимут которых при построении решений механизмов очагов значительно меняется при малых изменениях положения нодальных плоскостей.

Рассмотрим азимутальное распределение P- и T-осей в зоне Алеутской дуги (рис. 6). Ориентация осей построена по механизмам очагов землетрясений на диаграммах для нижней полусферы. Максимальное количество землетрясений с надвиговой и сдвиго-надвиговой подвижкой в очагах регистрируется в слое 1–70 км. Азимуты P-осей располагаются в пределах 120–180° при максимуме в секторе 150–180°. В диапазоне глубин 70–105 км возрастает количество землетрясений со сбросовой и сдвиго-сбросовой подвижкой в очаге.

В следующем подстилающем слое (105–200 км) их уже значительно больше, чем землетрясений надвигового и сдвиго-надвигового типа, оси P меняют азимутальное направление относительно осей в верхних слоях, азимуты T-осей не имеют стабильной ориентации

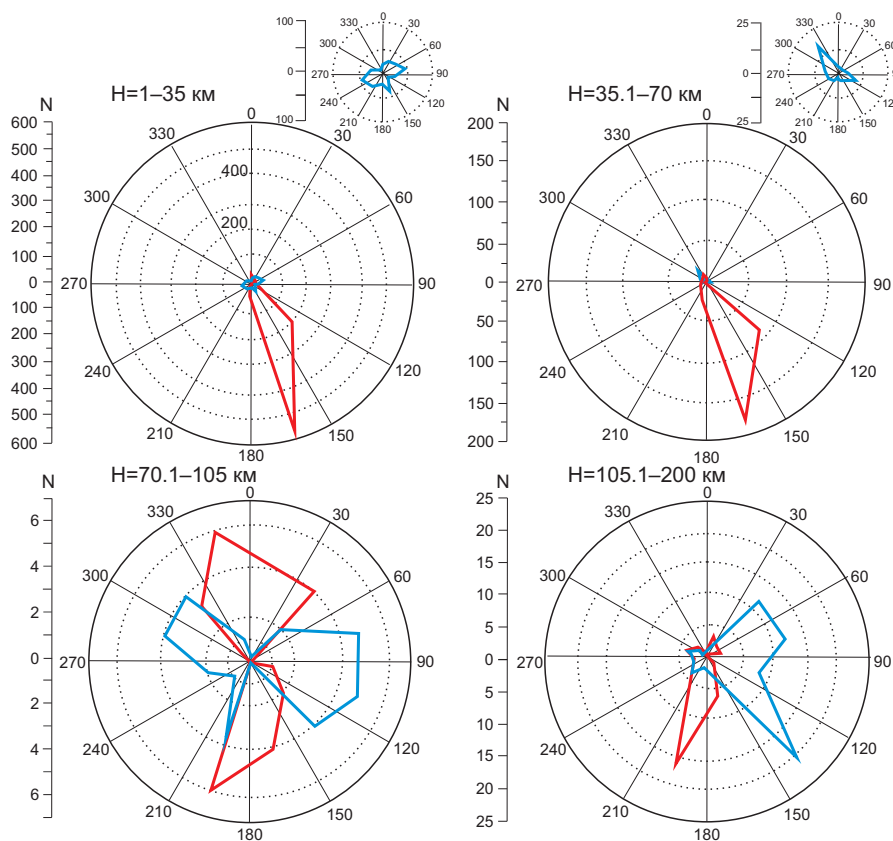


Рис. 6. Азимутальное распределение осей сжатия (P – красный цвет) и растяжения (T – синий цвет) в зоне Алеутской дуги в пределах разных диапазонов глубин; на врезке дополнительно показано распределение осей растяжения (ориентация осей P и T построена по механизмам очагов землетрясений для нижней полусферы).

Fig. 6. Azimuthal distribution of compression (P – red) and extension (T – blue) axes in the Aleutian arc zone within different depth ranges; the inset also shows the distribution of extension axes (with the orientation of P and T axes based on the earthquake focal mechanism solutions for the lower hemisphere).

(рис. 6). Падение осей сжатия (P) на глубинах до 70 км происходит с северо-северо-запада на юго-юго-восток, в более глубоких слоях (70–105 км) – к северу и югу, в диапазоне глубин 105–200 км – с северо-востока на юго-запад (рис. 6). Таким образом, азимутальная ориентация P-осей механизмов очагов в слое 1–70 км в значительной мере согласуется с направлением вектора смещения Тихоокеанской плиты, характерного для восточной части Алеутской дуги [Freymueller et al., 2008].

В районе полуострова Камчатка, Курильских островов и острова Хоккайдо для глубин 1–70 км отмечается преимущественно надвиговый и сдвиго-надвиговый типы подвижки в очагах землетрясений [Zlobin et al., 2011], в следующем подстилающем слое (70–105 км) возрастает количество сбросов по сравнению с надвигами. В диапазоне глубин 105–200 км число сбросов уже превышает число надвигов, но в следующем слое, 200–700 км, вновь происходит возрастание землетрясений надвигового типа (рис. 7). В диапазоне глубин 1–200 км азимуты осей сжатия (P) располагаются между 90° и 150° при падении этих осей к юго-востоку относительно дневной поверхности, в слое 70–200 км,

кроме юго-восточного направления; отмечается и северо-западное падение осей P. На глубинах 200–700 км падение P-осей имеет западно-северо-западное направление (рис. 7). Таким образом, направление вектора смещения рассмотренного сегмента (Камчатка-Хоккайдо) погружающейся Тихоокеанской плиты [Steblov et al., 2010] коррелирует с направлением P-осей механизмов очагов землетрясений для слоя 1–200 км.

В зоне контакта Филиппинской и Тихоокеанской плит надвиговые и сдвиго-надвиговые подвижки в очагах на глубинах 1–70 км преобладают над сбросовыми и сдвиго-сбросовыми. Основная масса надвиговых землетрясений имеет азимутальную ориентацию осей P в диапазоне 90–120° с направлением падения к востоку-юго-востоку (рис. 8).

Большие глубины (интервалы 70–105, 105–200 и 200–400 км) характеризуются примерно близким количеством подвижек надвигового и сбросового типа в очагах, при этом азимутальные ориентации P- и T-осей меняются в широком диапазоне, так же как и направления их падения. В слое 400–700 км значительно возрастает число землетрясений со сбросовыми подвижками,

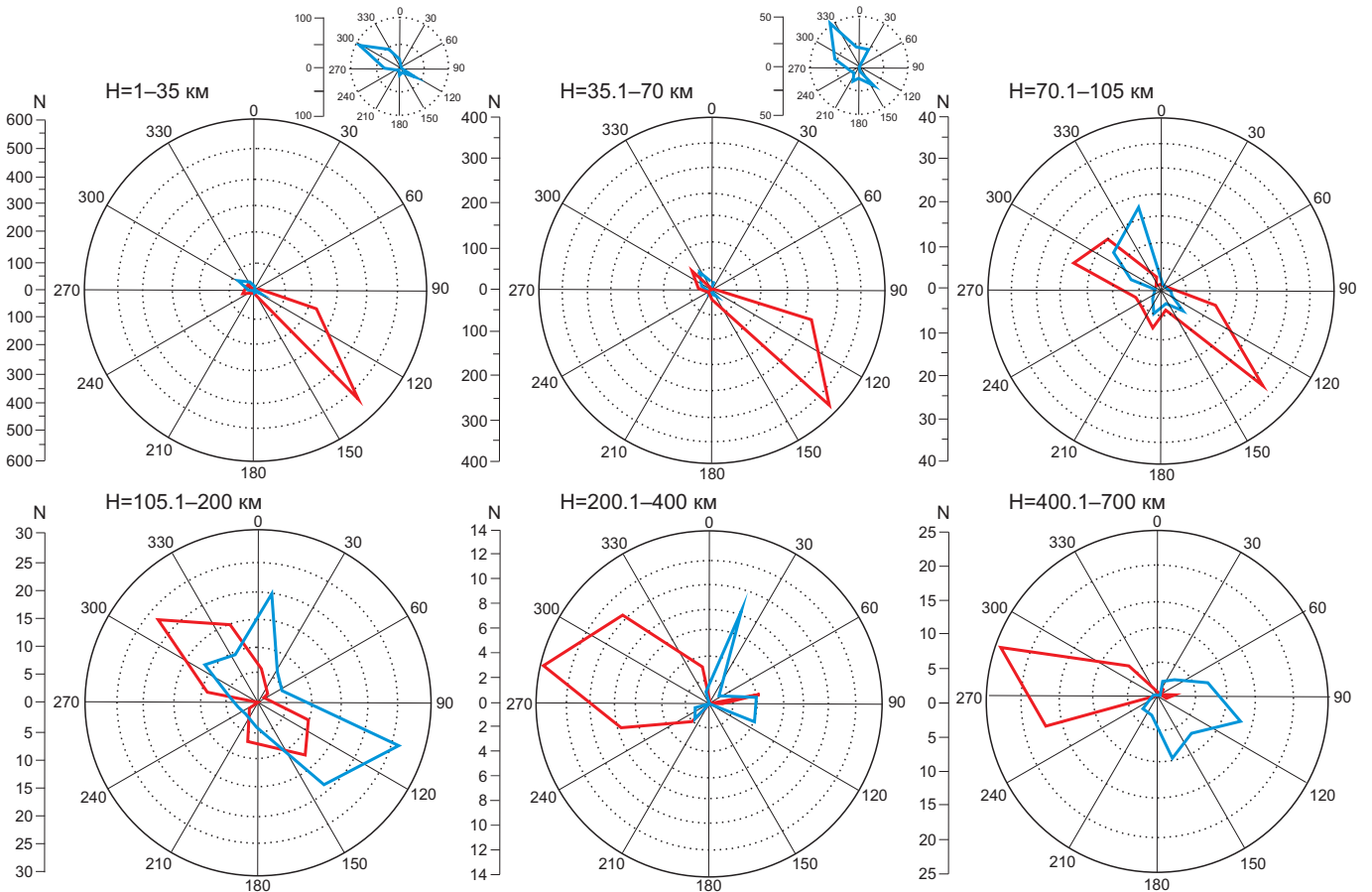


Рис. 7. Азимутальное распределение осей сжатия (P – красный цвет) и растяжения (T – синий цвет) в районе полуострова Камчатка, Курильских островов и острова Хоккайдо; на врезке дополнительно показано распределение осей растяжения (ориентация осей P и T построена по механизмам очагов землетрясений для нижней полусферы).

Fig. 7. Azimuthal distribution of compression (P – red) and extension (T – blue) axes in the region of the Kamchatka Peninsula, Kuril Islands and Hokkaido Island; the inset also shows the distribution of extension axes (with the orientation of P and T axes based on the earthquake focal mechanism solutions for the lower hemisphere).

ориентация осей растяжения которых практически не имеет превалярующего азимутального простираения и направления падения (рис. 8).

Направление вектора смещения фрагмента Тихоокеанской плиты в зоне контакта с Филиппинской плитой [Seno, 1977] хорошо соотносится с направлением Р-осей механизмов очагов землетрясений в слое 1–70 км. Таким образом, азимутальная ориентация Р-осей механизмов очагов землетрясений в верхней части зоны контакта (1–70 км) соответствует направлению вектора смещения Тихоокеанской плиты при погружении ее фрагментов к западу-северо-западу. Глубже 70 км происходит изменение азимутальной ориентации осей сжатия в погружающейся плите: оси имеют разнообразную ориентацию наклона и занимают разные азимутальные секторы. Оси Т ведут себя аналогично осям Р. Такое изменение происходит в диапазоне глубин 70–105 км для Алеутской дуги, в диапазоне 70–200 км в районе Камчатки, Курил и Хоккайдо и в диапазоне 70–400 км для восточной части Филиппинской плиты. В нижнем слое каждого фрагмента Тихоокеанской плиты происходит следующий разворот осей Р:

в диапазонах глубин 105–200 км в районе Алеутской дуги, 200–700 км для Камчатки, Курил и Хоккайдо и в диапазоне 400–700 км для Филиппинской плиты. В этих слоях увеличивается число землетрясений со сбросовыми подвижками в очагах [Rebetsky, Polets, 2014], а ориентации осей Т принимают неупорядоченные направления.

Методика расчета сеймотектонических деформаций (СТД). Ориентация главных осей СТД рассчитана по данным параметров механизмов очагов землетрясений с использованием методики, описанной в работах [Rebetsky, 2007; Rebetsky et al., 2013; Riznichenko, 1985; Kostrov, 1975; Christova, 2005; Christova et al., 2006; Kuchai, Kozina, 2015; Dyadkov et al., 2017; Safonov, 2019, 2020]. Ранее были опубликованы результаты определения полей напряжений для п-ва Камчатка и Японии [Christova, Tsapanos, 2000; Rebetsky, 2009; Rebetsky, Polets, 2014; Polets, 2018; Safonov, 2019, 2020] и проведен анализ поля глобальных коровых напряжений Земли [Rebetsky, 2020].

В настоящей работе восстановление поля СТД осуществлялось по данным о 7768 механизмах очагов

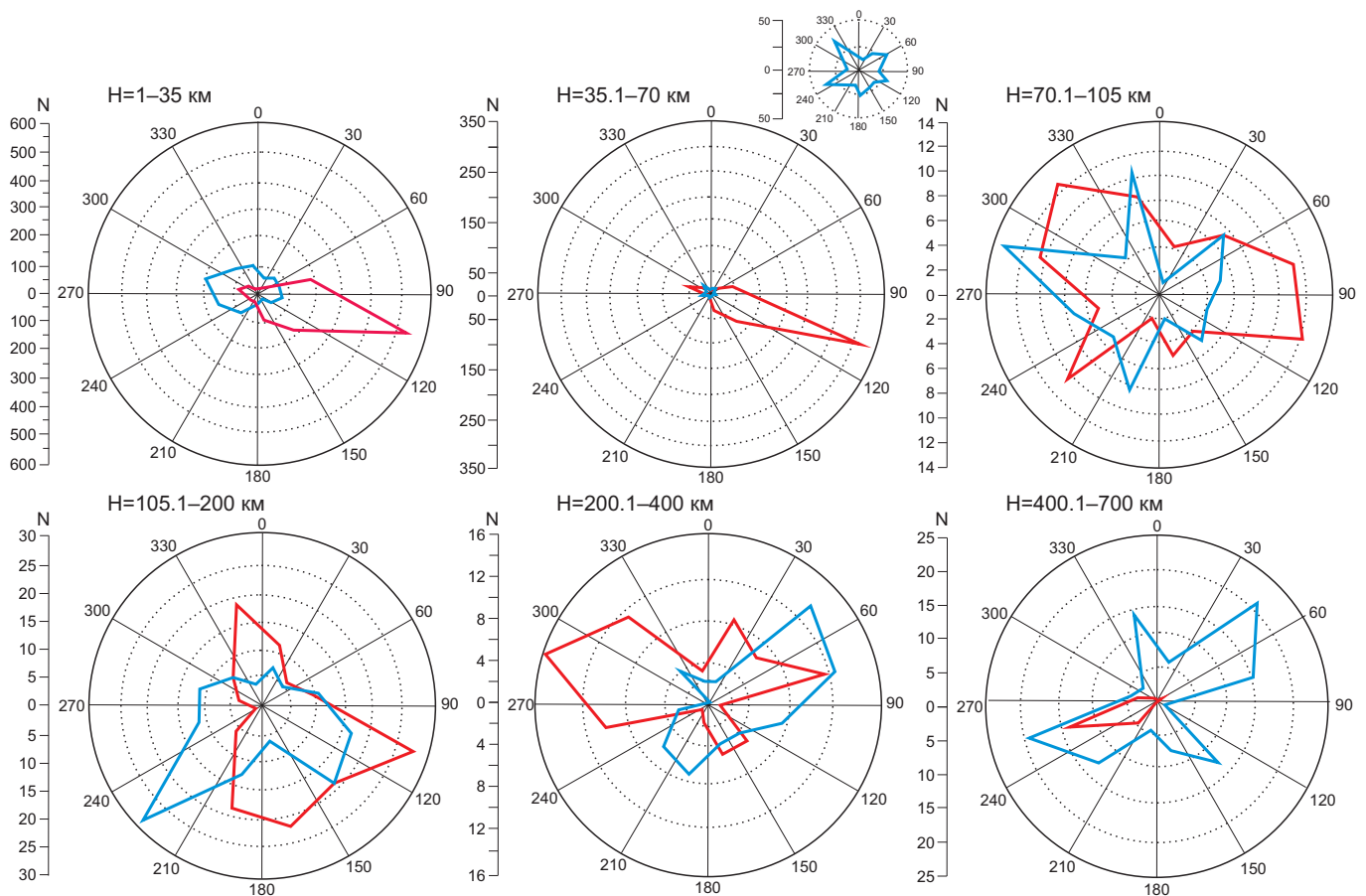


Рис. 8. Азимутальное распределение осей сжатия (Р – красный цвет) и растяжения (Т – синий цвет) в районе контакта Филиппинской и Тихоокеанской плит. На врезке дополнительно показано распределение осей растяжения (ориентация осей Р и Т построена по механизмам очагов землетрясений для нижней полусферы).

Fig. 8. Azimuthal distribution of compression (P – red) and extension (T – blue) axes in the contact area between the Philippine and Pacific plates. The inset also shows the distribution of extension axes (with the orientation of P and T axes based on the earthquake focal mechanism solutions for the lower hemisphere).

землетрясений, произошедших в районе исследования в период 1977–2019 гг. с $M_w=4.7-8.0$, отобранным из каталогов ISC. STD восстановлены с учетом величины сейсмического момента каждого землетрясения. Неравномерное распределение очагов землетрясений в пределах территории с координатами 8–60° с.ш. и 123–164° в.д., а также для Алеутской зоны контакта (48–60° с.ш., 165–180° в.д. и 180–150° з.д.) потребовало

выбора размера площадок осреднения в 1° по широте и долготе и разделения сейсмоактивного слоя по интервалам глубин: 1–35, 35–70, 71–105, 105–200, 201–400 и 401–700 км. Выбор мощности слоя определялся наличием данных о механизмах очагов землетрясений. При разбиении на слои учитывалась глубина очагов, полученная при расчете механизмов землетрясений из каталога CMT (www.globalcmt.org). Расчеты

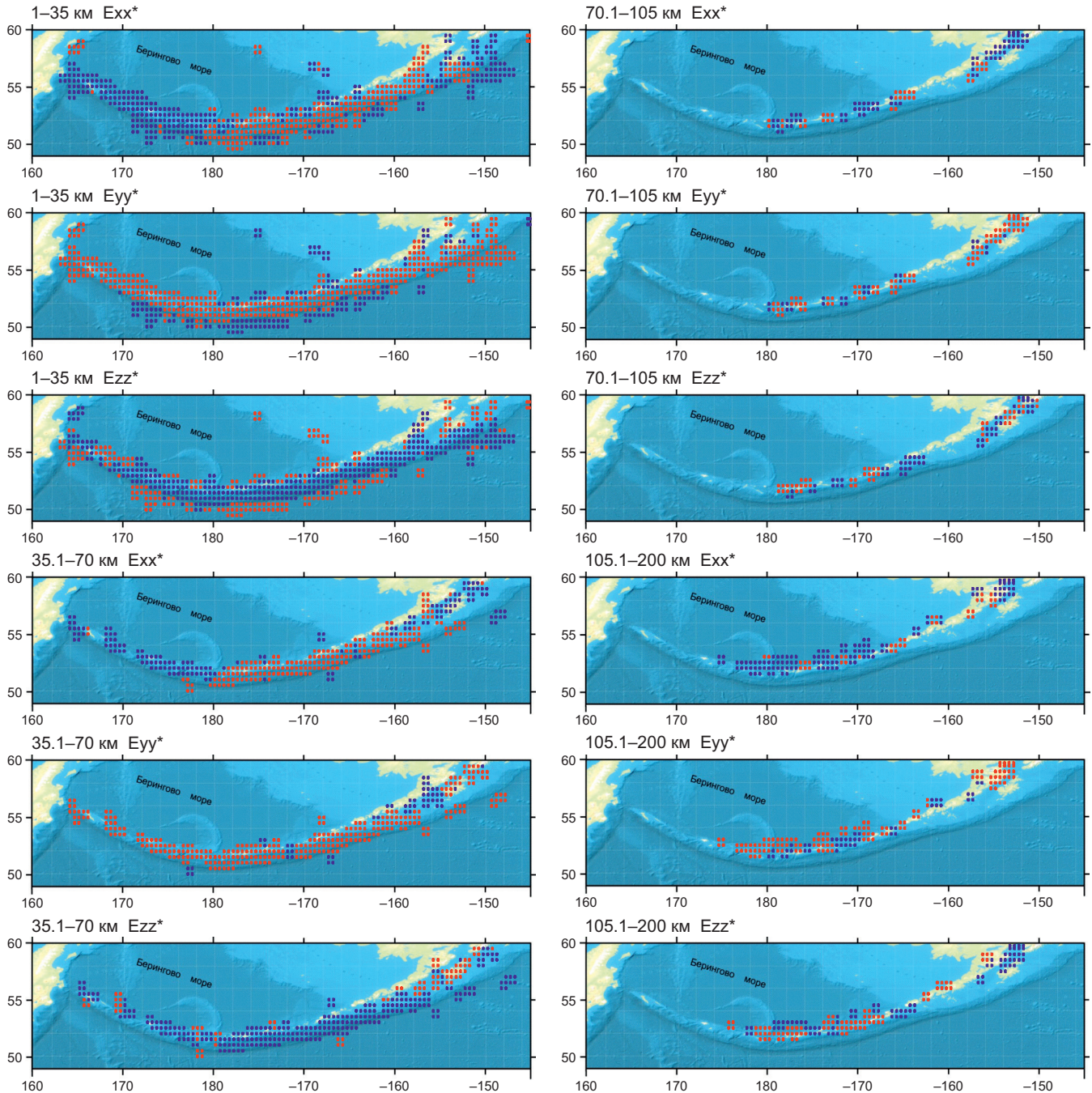


Рис. 9. Поле широтной (E_{xx}), меридиональной (E_{yy}) и вертикальной (E_{zz}) компонент сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений ($M>4.8$, 1976–2019 гг.) в диапазонах глубин: 1–35, 35–70, 70–105 и 105–200 км в зоне Алеутской дуги (красными квадратами показаны области укорочения, синими – удлинения).

Fig. 9. The latitudinal (E_{xx}), meridional (E_{yy}) and vertical (E_{zz}) components of seismotectonic deformations according to the data on focal mechanisms of the earthquakes ($M>4.8$, 1976–2019) in the depth ranges 1–35, 35–70, 70–105 and 105–200 km in the Aleutian arc zone (red squares show the areas of shortening, blue – the areas of elongation).

компонент деформаций для ячеек осреднения осуществлялись методом скользящего окна с шагом 0.5° . В пределах каждого элементарного объема рассчитывались величины компонент в географической системе координат. Карты широтной, меридиональной и вертикальной компонент СТД строились с учетом знака деформаций, т.е. относительных удлинений и укорочений объемов горных масс. Было принято, что положительные значения деформаций соответствуют относительному удлинению, отрицательные – относительному укорочению линейных размеров элементарных объемов. Также построены карты максимальных значений сейсмотектонических деформаций, при этом для каждой ячейки из трех диагональных компонент (E_{xx} , E_{yy} , E_{zz}) выбирались наибольшие значения деформации по абсолютной величине.

Анализ сейсмотектонических деформаций. СТД, рассчитанные по данным механизмов очагов землетрясений вдоль северной границы Тихоокеанской плиты (Алеутская дуга), указывают на то, что объемы земной коры в слое 1–35 км в поле широтной (E_{xx}) и меридиональной (E_{yy}) компонент испытывают преимущественно деформации укорочения (рис. 9), при этом деформации удлинения проявляются вдоль внешней границы центральной части желоба в западных и восточных фрагментах поля E_{xx} . Вдоль вертикальной компоненты (E_{zz}) восстановленное поле деформаций соответствует главным образом удлинению и лишь в окраинных частях – укорочению.

В следующем слое, 35–70 км, деформирование горных масс за счет землетрясений осуществляется аналогично вышележащему пласту, но по характеристикам

соответствует только внутренней части его территории. Поле меридиональной (E_{yy}) компоненты деформаций более однородное с преобладающими положительными значениями. Западная территория Алеутской дуги ($165\text{--}180^\circ$ в.д.) в обоих слоях отличается от восточной ($180\text{--}150^\circ$ з.д.) характером деформирования (рис. 9), что проявляется в максимальных значениях одной из трех диагональных компонент тензора СТД (рис. 10).

Так, в западном секторе в верхних слоях (1–70 км) наибольшие значения имеют деформации меридионального укорочения, в восточном – вертикального удлинения. С увеличением глубины (70–105, 105–200 км) деформации объемов горных масс становятся неоднородными по всем трем компонентам, а в слое 105–200 км деформирование приобретает преимущественно широтное удлинение (рис. 10).

СТД, восстановленные по данным механизмов очагов землетрясений для западной части Тихоокеанской плиты в диапазоне 1–35 км, как и для зоны контакта в районе Алеутской дуги, характеризуются отрицательными значениями величин деформаций в поле E_{xx} и положительными – в поле E_{zz} , которые наблюдаются вдоль внешней границы Курило-Камчатского, Японского, Идзу-Бонинского и Марианского желобов (рис. 11). Области укорочения (E_{xx} , E_{yy}) в слое 1–35 км располагаются вдоль центральной части всех желобов. Кроме того, в зоне контакта Тихоокеанской и Филиппинской плит в поле широтной компоненты вдоль внутренней границы находится зона широтного удлинения. В поле меридиональной компоненты деформаций происходит чередование зон удлинения и укорочения. Слой

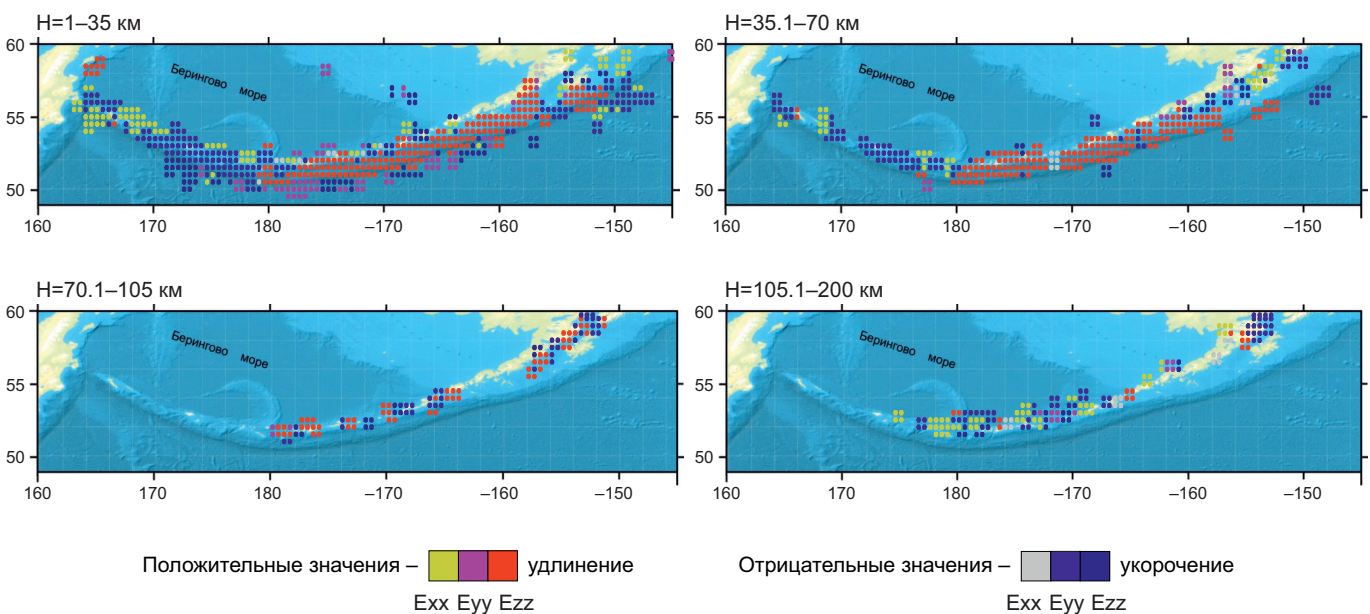


Рис. 10. Карта максимальных значений по абсолютной величине одной из трех компонент тензора сейсмотектонических деформаций в каждой ячейке для диапазонов глубин 1–35, 35–70, 70–105 и 105–200 км за период 1976–2019 гг. в зоне Алеутской дуги.

Fig. 10. A map of the absolute maximum values for one of three components of the seismotectonic deformation tensor in each cell for the depth ranges of 1–35, 35–70, 70–105 and 105–200 km in the Aleutian arc area for the period 1976–2019.

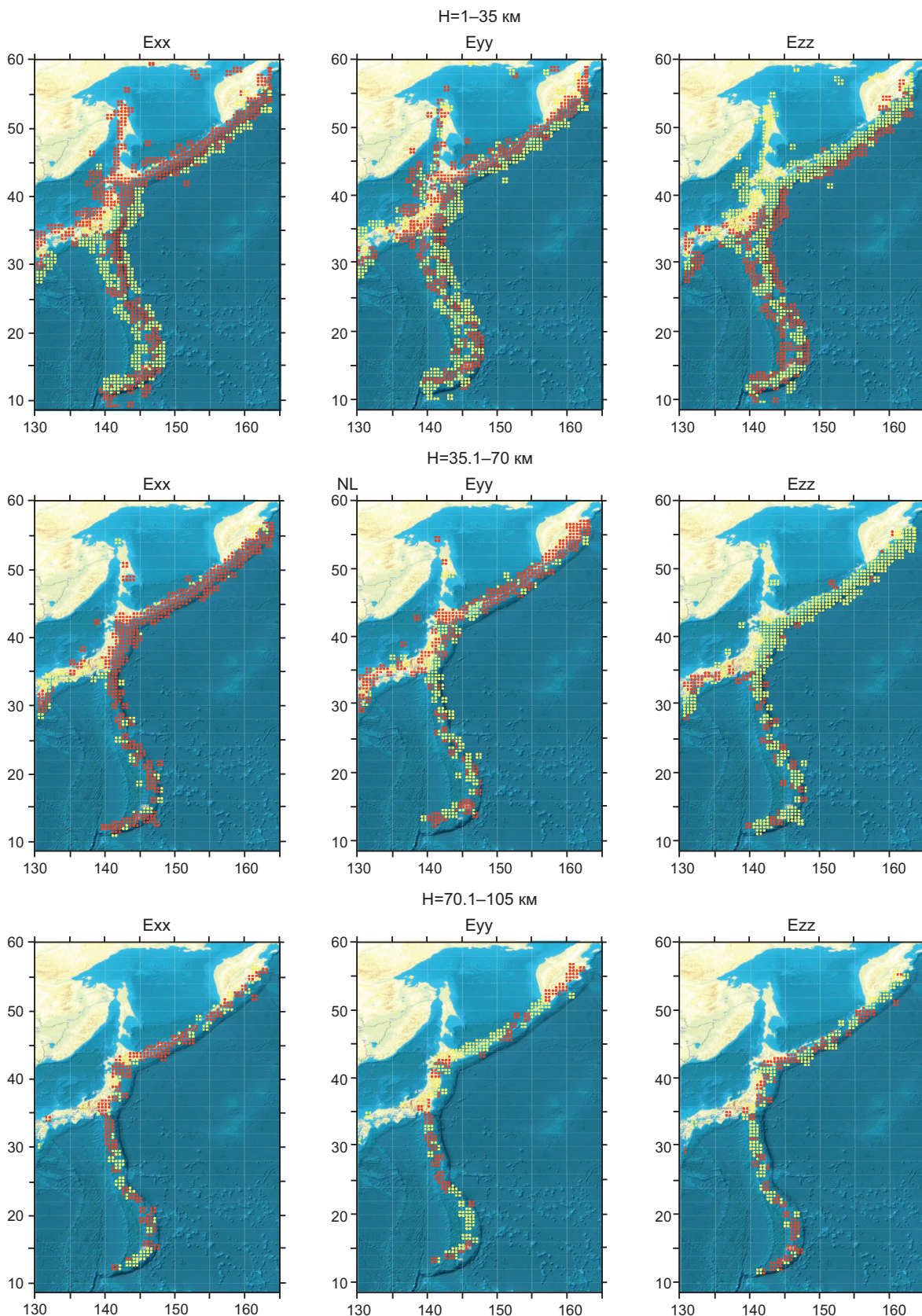


Рис. 11. Поле широтной (E_{xx}), меридиональной (E_{yy}) и вертикальной (E_{zz}) компонент сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений ($M > 4.8$, 1976–2019 гг.) в диапазонах глубин (H) 1–35, 35–70 и 70–105 км в западной зоне Тихоокеанской плиты (красными квадратами показаны области укорочения, желтыми – удлинения).

Fig. 11. The latitudinal (E_{xx}), meridional (E_{yy}) and vertical (E_{zz}) components of seismotectonic deformations according to the data on focal mechanisms of the earthquakes ($M > 4.8$, 1976–2019) at depths (H) 1–35, 35–70 and 70–105 km in the western part of the Pacific Plate (red squares show the areas of shortening, yellow – the areas of elongation).

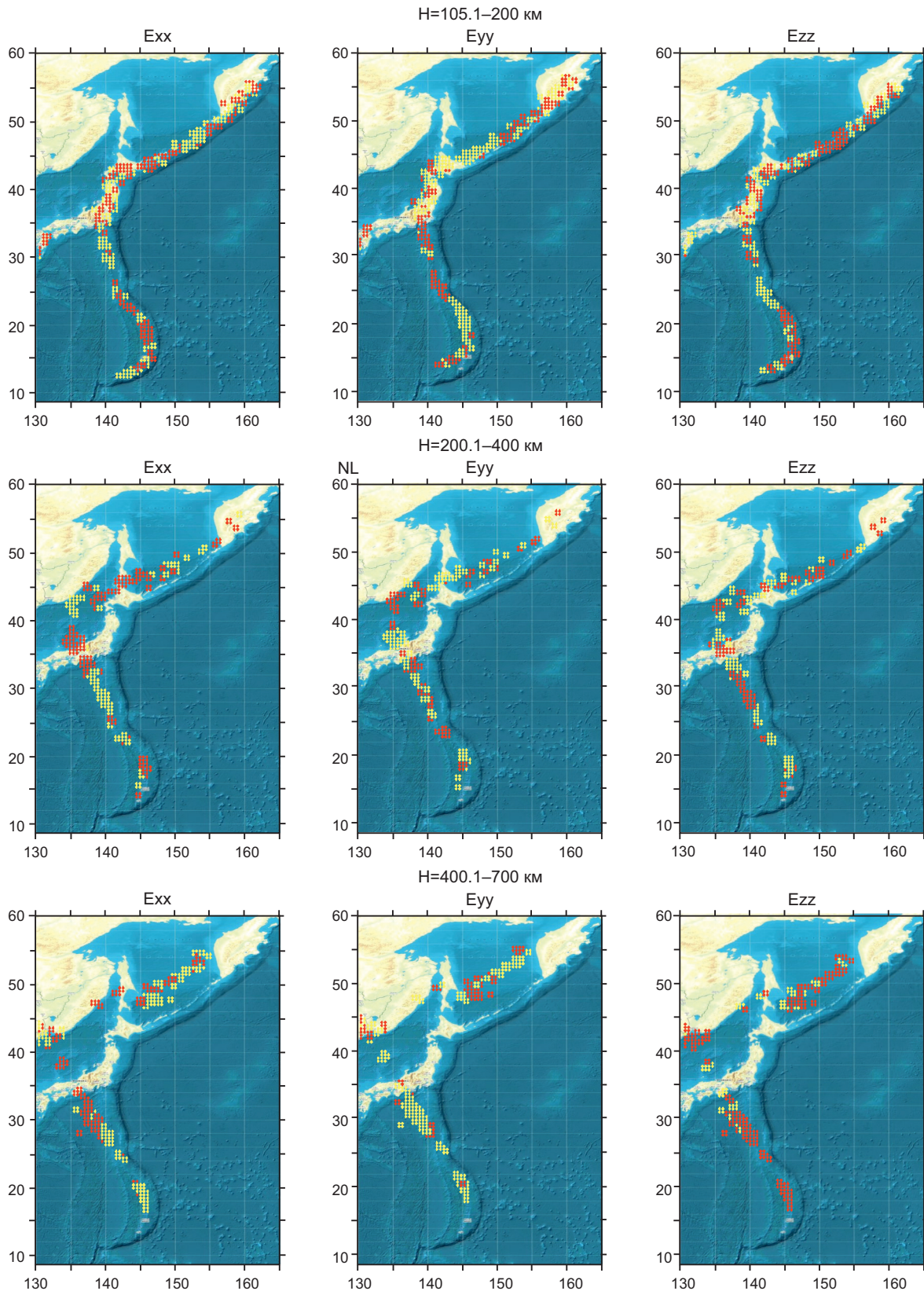


Рис. 12. Поле широтной (E_{xx}), меридиональной (E_{yy}) и вертикальной (E_{zz}) компонент сеймотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений ($M > 4.8$), зарегистрированных в 1976–2019 гг. в диапазонах глубин (H) 105–200, 200–400 и 400–700 км в западной зоне Тихоокеанской плиты (красными квадратами показаны области укорочения, желтыми – удлинения).

Fig. 12. The latitudinal (E_{xx}), meridional (E_{yy}) and vertical (E_{zz}) components of seismotectonic deformations according to the data on focal mechanisms of the earthquakes ($M > 4.8$, 1976–2019) at depths (H) 105–200, 200–400 and 400–700 km in the western part of the Pacific Plate (red squares show the areas of shortening, yellow – the areas of elongation).

в диапазоне глубин 35–70 км продолжает деформироваться, так же как и объемы вышележащей земной коры, за исключением пограничных районов. В погружающейся плите на глубинах 70–105, 105–200, 200–400 и 400–700 км картина сеймотектонических деформаций резко меняется, наблюдаются неоднородные поля деформаций E_{xx} , E_{yy} и E_{zz} (см. рис. 10) с чередованием положительных и отрицательных значений. Некоторую упорядоченность поля СТД можно отметить на контакте Тихоокеанской и Филиппинской плит (рис. 12) в наиболее глубоком слое (400–700 км).

Анализ максимальных значений СТД по трем диагональным компонентам (E_{xx} , E_{yy} , E_{zz}) для глубин 0–35 км показал, что наибольшее значение имеют деформации вертикального укорочения (рис. 13). Их область протягивается узкой полосой вдоль всей зоны с внутренней стороны Тихоокеанской плиты до 20° с.ш.

В области контакта Филиппинской и Тихоокеанской плит, со стороны Филиппинской, также возникает полоса максимальных вертикальных укорочений. Области максимальных вертикальных удлинений занимают основные площади в диапазоне глубин 1–70 км на п-ове Камчатка, Курильских островах, о. Хонсю и частично о. Хоккайдо, а также в южной части Японского желоба. Южнее, вдоль Идзу-Бонинского и Марианского желобов, отмечаются области максимальных значений либо широтных удлинений, либо широтных укорочений, либо вертикальных удлинений.

В глубоких слоях (70–700 км) для всей рассматриваемой территории наблюдается мозаичная картина, где происходит чередование объемов горных масс с максимальными значениями по компонентам E_{xx} , E_{yy} и E_{zz} (рис. 13). Выявить какие-либо закономерности в этом случае достаточно проблематично. Можно только

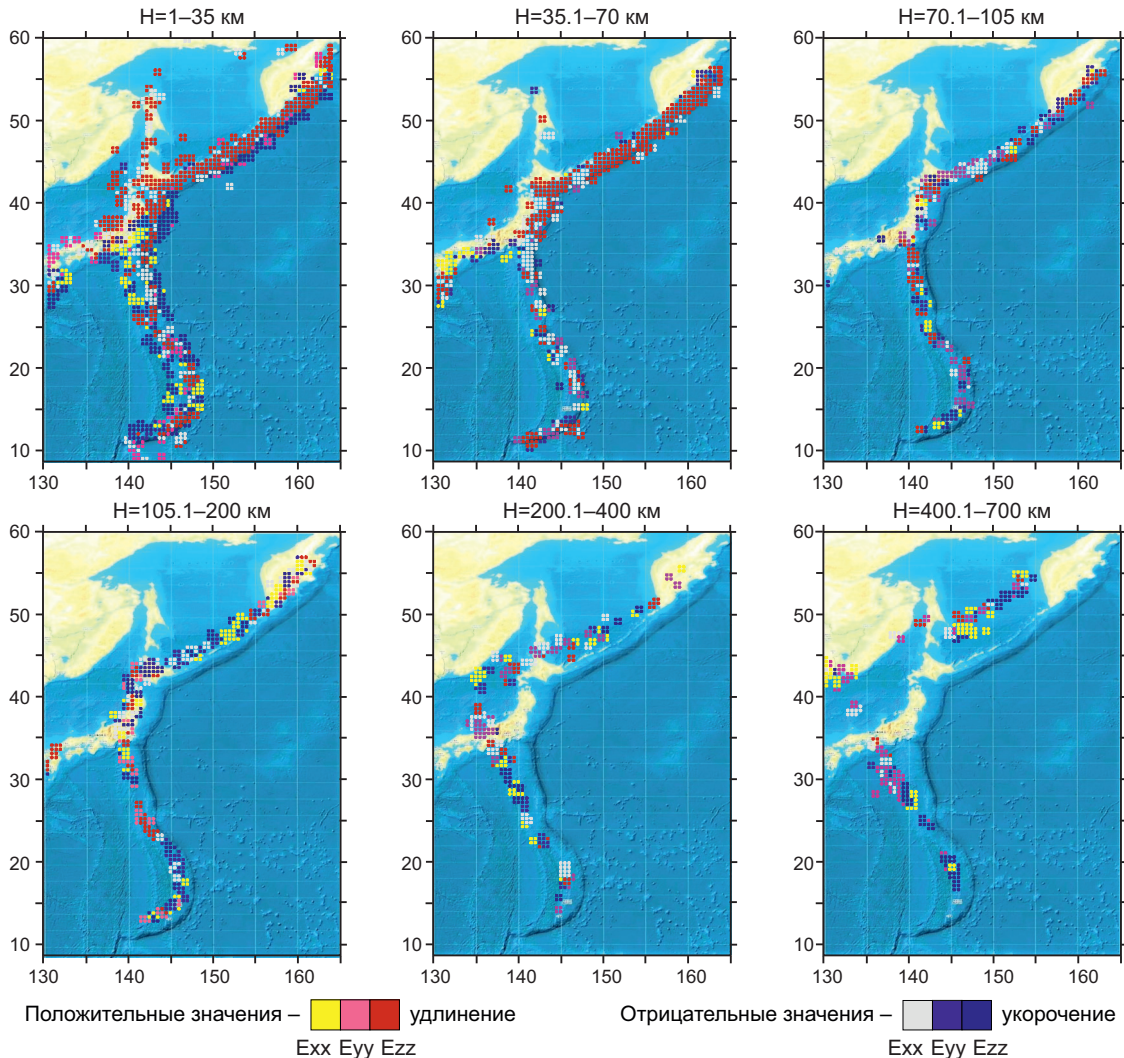


Рис. 13. Карта максимальных значений по абсолютной величине одной из трех компонент тензора сеймотектонических деформаций в каждой ячейке для диапазонов глубин (H) 1–35, 35–70, 70–105, 105–200, 200–400 и 400–700 км за период 1976–2019 гг. в зоне Беньофа западной части Тихоокеанской плиты.

Fig. 13. A map of the absolute maximum values for one of three components of the seismotectonic deformation tensor in each cell for depths (H) 1–35, 35–70, 70–105, 105–200, 200–400, and 400–700 km in the Benioff zone of the western Pacific Plate for the period 1976–2019.

охарактеризовать объемы горных масс тем, что на некоторых глубинах (35–105 км) отсутствуют максимальные деформации широтного удлинения, а от 105 км и глубже области с максимальными положительными значениями поля E_{xx} располагаются в районе Курильских островов и Идзу-Бонинского желоба.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

На основе данных о механизмах очагов землетрясений, произошедших в западной субдукционной зоне Тихоокеанской плиты, выполнен расчет сейсмотектонических деформаций (СТД). Полученные результаты показали, что поля деформаций E_{xx} и E_{zz} более однородны для глубин 1–70 км. Картина СТД резко меняется для глубоких (105–200, 200–400 и 400–700 км) частей погружающейся плиты: наблюдаются неоднородные поля деформаций E_{xx} , E_{yy} и E_{zz} с перемежающимися участками удлинений и укорочений (см. рис. 11, 12). Для глубин 1–70 км из трех диагональных компонент (E_{xx} , E_{yy} , E_{zz}) области с максимальными значениями вертикального удлинения занимают наибольшие площади. Глубже 70 км (вплоть до 700 км) для всей рассматриваемой территории наблюдается мозаичная картина, где происходит чередование объемов горных масс с максимальными значениями по компонентам E_{xx} , E_{yy} и E_{zz} .

Азимутальное распределение Р-осей механизмов очагов землетрясений, произошедших в диапазоне 1–70 км, по всему району исследований характеризуется однонаправленным расположением, ориентированным вкрест простираения желобов, и согласуется с азимутальным направлением смещения Тихоокеанской плиты. В более глубоких слоях (70–200 км) погружающейся литосферной плиты ориентации Р-осей различаются в зависимости от ее контакта с встречными плитами. В районе п-ова Камчатка, Курильских островов и о. Хоккайдо распределение Р-осей осуществляется с диаметрально противоположными азимутами и совпадает с горизонтальным вектором смещения Тихоокеанской литосферной плиты. Глубже 200 км ориентации Р-осей механизмов очагов землетрясений становятся ближе к субширотным. В зоне контакта Филиппинской и Тихоокеанской плит только часть осей Р сохраняют ориентацию в азимутальном секторе 90–120° градусов (слой 70–200 км), характерную для вышележащих слоев. Ниже 200 км Р-оси ориентированы преимущественно в субширотном направлении. В районе Алеутской дуги наблюдается незначительный поворот Р-осей от ЮЮВ к ЮЮЗ.

Построенные многочисленные разрезы вкрест конвергентной зоны контакта Тихоокеанской плиты с Северо-Американской, Охотоморской (Евразийской) и Филиппинской демонстрируют крутое погружение сегментов Тихоокеанского слэба и возникновение сбросовых типов смещений в очагах области изгиба слэба. Погружение фрагментов Тихоокеанской плиты в районе Алеутской дуги происходит с уменьшением угла падения слэба на западной и восточной периферии

дуги, и в этом случае сбросовые подвижки в очагах отсутствуют.

Вдоль направления погружения фрагментов Тихоокеанской плиты угол наклона ее меняется. Наши материалы показывают, что перед изгибом плиты наблюдается спад сейсмичности на уровне землетрясений с $M=4.7-8.0$ (см. рис. 4). Резко уменьшается количество землетрясений перед изгибом фрагментов плиты в диапазоне глубин 250–350 км (см. рис. 4, разрезы 7, 13, 14) и перед изгибом в слое 400–600 км (см. рис. 4, разрезы 2, 3, 5, 6, 15, 16). Изменения угла наклона погружающейся Тихоокеанской литосферной плиты при ее смещении в западном направлении отмечаются и на глубине около 200 км (см. рис. 4, разрезы 1, 8). Но основные изгибы фрагментов плиты вдоль направления ее погружения отмечены глубже 250 км (см. рис. 4, разрезы 4, 7, 11, 12, 13, 14, 18, 19) и в диапазоне глубин 400–700 км (см. рис. 4, разрезы 2, 3, 5, 6, 15, 16, 17, 20, 21, 22).

Полученные результаты подтверждают представления М.В. Родкина и Д.В. Рундквиста [Rodkin, Rundkvist, 2017] о фазовой модели очагов глубокофокусных землетрясений. Одним из аспектов фазовой модели является «ярко выраженная немонотонность изменения числа глубоких землетрясений с глубиной и приуроченность максимумов числа землетрясений к глубинам основных фазовых превращений в верхней мантии» [Rodkin, Rundkvist, 2017, с. 129]. Также «...веским дополнительным свидетельством в пользу этой модели является существование резких изломов погружающихся, предположительно, холодных и жестких литосферных плит и приуроченность максимумов сейсмичности к этим изломам» [Rodkin, Rundkvist, 2017, с. 130]. По предположениям авторов [Rodkin, Rundkvist, 2017, с. 181], «...ниже глубин 250 км средние параметры очагов землетрясений не выявляют сильной зависимости от глубинного флюидного режима. Можно предположить, что землетрясения, происходящие глубже 200–250 км, описываются фазовой моделью глубоких землетрясений». Таким образом, полученные нами результаты укладываются в представления о фазовой модели.

Добавим еще один аспект для возможного объяснения сложной геометрии слэба, касающийся мантийной конвекции.

Роль мантийных процессов в формировании геометрии слэба. Раздельность зон сейсмоактивности в погружающемся фрагменте плиты и смена типа землетрясений с глубиной, вероятно, связаны с изменениями геометрии слэба. Наличие областей перегиба слэба вкрест его простираения на глубинах свыше 70 км обычно интерпретируют наличием зон фазовых переходов и вещественным составом субдуцирующей океанической плиты, сформированным на этапе ее созревания и по-разному реагирующим на повышение температуры (высвобождение воды, дегазация, частичное плавление и т.д.). Мы предлагаем добавить к причинам появления этих неоднородностей еще одну, которая может оказаться катализатором всех вышеперечисленных.

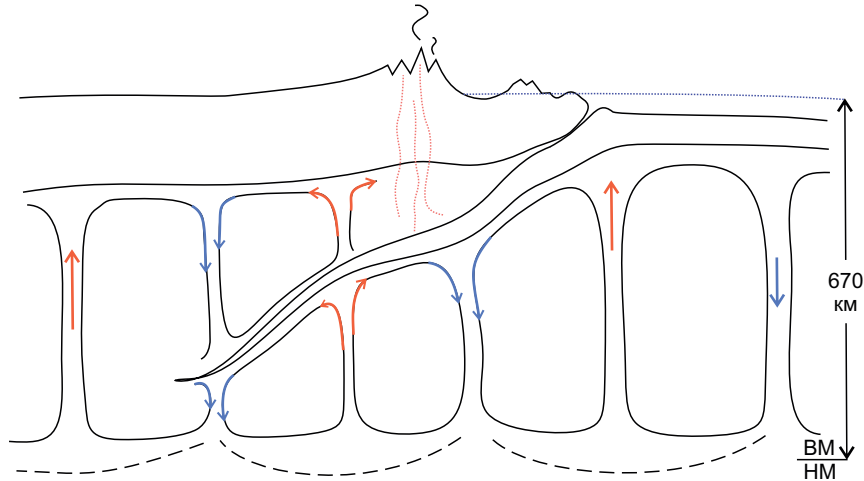


Рис. 14. Влияние структуры конвекции в верхней мантии на геометрию слэба (вертикальный срез вкрест субдукции, авторская схема); для наглядности высота рельефа земной поверхности увеличена относительно масштаба схемы, черным пунктиром отмечены отдельные ячейки конвекции с восходящим потоком в центре и нисходящим по периферии ячейки.

Fig. 14. The effect of the upper-mantle convection structure on the subduction slab geometry (vertical section across the subduction zone, author’s scheme); for clarity, the height of the earth’s surface relief is increased relative to the scheme scale, the black dotted lines mark separate convection cells with a flow ascending in the center and descending along the convection cell periphery.

Мы считаем, что таким катализатором может являться воздействие на погружающуюся литосферу восходящих и нисходящих потоков теплогравитационной конвекции в подлитосферной части верхней мантии. В нескольких предыдущих исследованиях мы сопоставляли трехмерную численную модель структуры верхнемантийной конвекции (в подлитосферной части верхней мантии), полученную в рамках гипотезы о двуслойной конвекции в мантии Земли (верхнемантийная и нижнемантийная), с сейсмическими характеристиками в литосфере [Chervov et al., 2014; Bushenkova et al., 2016, 2018]. Результаты этих исследований выявили заметное влияние структуры конвективных течений, особенно нисходящих, на распределение направленностей главных осей СТД по механизмам очагов землетрясений и на другие геолого-геофизические характеристики литосферы. Также в работе [Chervov et al., 2021] мы показали связь расположения тектонических прогибов на Сибирской и Восточно-Европейской платформах с распределением нисходящих потоков в структуре конвекции подлитосферной части верхней мантии под ними. Океаническая литосфера, по многочисленным геолого-геофизическим данным, тоньше континентальной; следовательно, слэб еще более подвержен влиянию конвектирующей мантии, чем докембрийские континентальные платформы.

Таким образом, основываясь на выводах наших предыдущих исследований и анализируя результаты настоящей работы, мы предлагаем следующую схему влияния структуры конвекции в подлитосферной части верхней мантии на геометрию слэба (рис. 14).

В местах контакта с восходящим потоком, вероятно, будет возникать локальный нагрев слэба и, как следствие, повышение его пластичности (проявляющееся в уменьшении количества очагов землетрясений в самом

слэбе с увеличением сейсмичности над ним за счет продвижения высвободившихся флюидов), локальное поднятие и уменьшение угла погружения. Поскольку восходящий поток конвективной ячейки находится в ее центре, то есть в горизонтальной проекции он имеет локальное проявление, в сейсмографических изображениях он может проявляться «разрывом» в слэбе [Koulakov et al., 2011]. В местах контакта с нисходящим потоком дополнительного прогрева нет, но будет накапливаться вертикальная «тянущая вниз» составляющая напряжений, причем в горизонтальной проекции такие зоны имеют большую протяженность (это вся периферия конвективной ячейки) и, вероятно, должны проявляться повышенной сейсмогенерацией с изменением направленности осей тензора СТД и сменой типов землетрясений на разных участках слэба.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования конвергентной зоны контакта Тихоокеанской плиты с Северо-Американской, Охотоморской и Филиппинской в диапазонах глубин до 70 км демонстрируют крутое погружение сегментов Тихоокеанского слэба с преимущественно сбросовыми типами смещений в очагах, которые возникают в областях изгиба слэба. Фрагменты Тихоокеанской плиты в районе Алеутской дуги погружаются с уменьшением угла падения слэба на западной и восточной периферии дуги, при этом сбросовые подвижки в очагах отсутствуют. С увеличением глубины полученные результаты подтверждают представления о фазовой модели очагов глубокофокусных землетрясений. В погружающемся фрагменте океанической плиты отдельность зон сейсмоактивности и смена типа землетрясений с глубиной связаны с изменениями геометрии слэба, которые обусловлены наличием зон фазовых переходов

и вещественным составом, сформированным на этапе созревания плиты и по-разному реагирующим на повышение температуры и давления (высвобождение воды, дегазация, частичное плавление и т.д.). К этим причинам следует добавить влияние структуры верхнемантийной конвекции, которая, вероятно, является катализатором для вышеперечисленных.

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Т.Я. Благовидовой за оказанную помощь при оформлении графики.

6. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

7. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. The authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Andreeva M.Yu., Rodkin M.V., 2017. On the Seismotectonic Setting in the Ocean Side of Deep Trenches. *Russian Journal of Pacific Geology* 11 (1), 11–18. <https://doi.org/10.1134/s181971401701002x>.

Apel E.V., Bürgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R., Prytkov A., 2006. Independent Active Microplate Tectonics of Northeast Asia from GPS Velocities and Block Modeling. *Geophysical Research Letters* 33 (11). <https://doi.org/10.1029/2006GL026077>.

Beavan J., Tregoning P., Bevis M., Kato T., Meertens C., 2002. Motion and Rigidity of the Pacific Plate and Implications for Plate Boundary Deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107 (B10), ETG19-1–ETG19-15. <https://dx.doi.org/10.1029/2001JB000282>.

Benz H.M., Herman M., Tarr A.C., Hayes G.P., Furlong K.P., Villaseñor A., Dart R.L., Rhea S., 2011. Seismicity of the Earth 1900–2010. Aleutian Arc and Vicinity. Open-File Report 2010-1083-B. United States Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20101083B>.

Bird P., 2003. An Updated Digital Model of Plate Boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (3). <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>.

Bushenkova N.A., Kuchay O.A., Chervov V.V., 2016. The Role of the Inhomogeneous Thickness of the Lithosphere in Subduction Processes: Comparison of Seismotomographic and Thermogravitational Models of the Upper Mantle with Seismicity and Seismotectonic Deformation on the Example of the Kamchatka Region and Japan. In: *Tectonophysics and Topical Problems in Geosciences. Proceedings of 4th Tectonophysical Conference at Institute of Physics of the Earth*

(October 03–08, 2016). Vol. 1. IPE RAS Publishing House, Moscow, p. 369–374 (in Russian) [Бушенкова Н.А., Кучай О.А., Червов В.В. Роль неоднородной мощности литосферы в процессах субдукции: сопоставление сейсмотомаграфической и термогравитационной моделей верхней мантии с характером сейсмичности и сейсмотектоническими деформациями на примере Камчатского региона и Японии // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН (03–08 октября 2016 г.)*. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2016. Т. 1. С. 369–374].

Bushenkova N.A., Kuchay O.A., Chervov V.V., 2018. Submeridional Boundary Zone in Asia: Seismicity, Lithosphere Structure, and the Distribution of Convective Flows in the Upper Mantle. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 1007–1023 (in Russian) [Бушенкова Н.А., Кучай О.А., Червов В.В. Субмеридиональная пограничная зона в Азии: сейсмичность, структура литосферы и распределение конвективных потоков в верхней мантии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 3. С. 1007–1023]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0381>.

Chervov V.V., Bushenkova N.A., Chernykh G.G., 2021. Tectonic Depressions on the East-European and Siberian Platforms: Numerical Modeling of Convection beneath the Eurasian Continent. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (1), 84–99 (in Russian) [Червов В.В., Бушенкова Н.А., Черных Г.Г. Тектонические прогибы на Восточно-Европейской и Сибирской платформах: численное моделирование конвекции под Евразийским континентом // *Геодинамика и тектонофизика*. 2021. Т. 12. № 1. С. 84–99]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0514>.

Chervov V.V., Chernykh G.G., Bushenkova N.A., Kulakov I.Yu., 2014. Numerical Modeling of Three-Dimensional Convection in the Upper Mantle of the Earth underneath the Lithosphere of Eurasia. *Computational Technologies* 19 (5), 101–114 (in Russian) [Червов В.В., Черных Г.Г., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю. Численное моделирование трехмерной конвекции в верхней мантии Земли под литосферой Евразии // *Вычислительные технологии*. 2014. Т. 19. № 5. С. 101–114].

Christova C.V., 2005. Space Distribution of the Contemporary Stress Field in the Izu-Bonin Wadati-Benioff Zone by Inversion of Earthquake Focal Mechanisms. *Journal of Geodynamics* 39 (4), 413–428. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.03.002>.

Christova C.V., 2015. Spatial Distribution of the Contemporary Stress Field in the Kurile Wadati-Benioff Zone by Inversion of Earthquake Focal Mechanisms. *Journal of Geodynamics* 83, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.11.001>.

Christova C.V., Hirata N., Kato A., 2006. Contemporary Stress Field in the Wadati-Benioff Zone at the Japan-Kurile Arc-Arc Junction (North Honshu, the Hokkaido Corner and Hokkaido Island) by Inversion of Earthquake Focal Mechanisms. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 81, 55–70.

Christova C.V., Tsapanos T., 2000. Depth Distribution of Stresses in the Hokkaido Wadati-Benioff Zone as Deduced

by Inversion of Earthquake Focal Mechanisms. *Journal of Geodynamics* 30 (5), 557–573. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(00\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00009-0).

Craig T.J., Copley A., Jackson J., 2014. A Reassessment of Outer-Rise Seismicity and Its Implications for the Mechanics of Oceanic Lithosphere. *Geophysical Journal International* 197 (1), 63–89. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggu013>.

Dyadkov P.G., Kuchay O.A., Romanenko Yu.M., 2017. Seismotectonic Deformation in the Contact Area of the Nazca and South American Lithospheric Plates in Relation to the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule Earthquake. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (3), 655–671 (in Russian) [Дядьков П.Г., Кучай О.А., Романенко Ю.М. Сейсмотектонические деформации зоны контакта литосферных плит Наска и Южно-Американской в связи с землетрясением Мауле, Mw 8.8, 27.02.2010 г. // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 3. С. 655–671]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0311>.

Dyadkov P.G., Kuchay O.A., Romanenko Yu.M., Dzhumagaliyeva Z.S., 2020. Deformations in the Middle America Trench According to Earthquake Focal Mechanisms and Their Features in the Area of the 2017 Mw 8.2 Chiapas Earthquake, Mexico. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (2), 320–333 (in Russian) [Деформации в Центрально-Американской зоне субдукции по данным механизмов очагов землетрясений и их особенности в районе землетрясения Чьяпас, Мексика, 2017 г., Mw=8.2 // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 2. С. 320–333]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-2-0477>.

Frey Mueller J.T., Woodard H., Cohen S.C., Cross R., Elliott J., Larsen C.F., Hreinsdóttir S., Zweck C., 2008. Active Deformation Processes in Alaska, Based on 15 Years of GPS Measurements. In: J.T. Freymueller, P.J. Haeussler, R.L. Wesson, G. Ekström (Eds), *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska* 179, 1–42. <https://doi.org/10.1029/179GM02>.

Gorbatov A., Kostoglodov V., Suárez G., Gordeev E., 1997. Seismicity and Structure of the Kamchatka Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102 (B8), 17883–17898. <http://doi.org/10.1029/96JB03491>.

Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L., 2012. Slab1.0: A Three-Dimensional Model of Global Subduction Zone Geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117 (B1). <https://doi.org/10.1029/2011JB008524>.

Kostrov B.V., 1975. *Mechanics of Tectonic Earthquake Source*. Nauka, Moscow, 176 p. (in Russian) [Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.].

Koulakov I.Yu., Dobretsov N.L., Bushenkova N.A., Yakovlev A.V., 2011. Slab Shape in Subduction Zones beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian Arcs Based on Regional Tomography Results. *Russian Geology and Geophysics* 52 (6), 650–667. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.05.008>.

Kuchai O.A., Kozina M.E., 2015. Regional Features of Seismotectonic Deformations in East Asia Based on Earthquake Focal Mechanisms and Their Use for Geodynamic Zoning. *Russian Geology and Geophysics* 56 (10), 1491–1499. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.011>.

Polets A.Yu., 2018. The Stress-Strained State of Zones of Deep-Focus Earthquakes of the Japan Sea Region. *Geosystems of Transition Zones* 2 (4), 302–311 (in Russian) [Полец А.Ю. Напряженно-деформированное состояние зоны глубокофокусных землетрясений региона Японского моря // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 4. С. 302–311]. <http://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.302-311>.

Rebetsky Yu.L., 2007. *Tectonic Stresses and Rock Strength*. Akademkniga, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.].

Rebetsky Yu.L., 2009. Stress State of the Earth's Crust of the Kuril Islands and Kamchatka before the Simushir Earthquake. *Russian Journal of Pacific Geology* 3, 477. <https://doi.org/10.1134/S1819714009050108>.

Rebetsky Yu.L., 2020. Pattern of Global Crustal Stresses of the Earth. *Geotectonics* 54, 723–740. <https://doi.org/10.1134/S0016852120060114>.

Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Marinin A.V., 2013. Stress State and Deformation of the Earth's Crust in the Altai-Sayan Mountain Region. *Russian Geology and Geophysics* 54 (2), 206–222. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.01.011>.

Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., 2014. The State of Stresses of the Lithosphere of Japan before the Catastrophic Tohoku Earthquake of 11 March 2011. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 469–506 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 469–506]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137>.

Rhea S., Tarr A.C., Hayes G.P., Villaseñor A.H., Benz H., 2010a. Seismicity of the Earth 1900–2007. Japan and Vicinity. Open-File Report 2010-1083-D. United States Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20101083D>.

Rhea S., Tarr A.C., Hayes G.P., Villaseñor A.H., Furlong K.P., Benz H., 2010b. Seismicity of the Earth 1900–2007. Kuril-Kamchatka Arc and Vicinity. Open-File Report 2010-1083-C. United States Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20101083C>.

Riznichenko Yu.V., 1985. *Problems of Seismology*. Nauka, Moscow, 408 p. (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.].

Rodkin M.V., Rundkvist D.V., 2017. *Geofluid Geodynamics. Application to Seismology, Tectonics, Ore and Oil Genesis Processes*. Intellect, Dolgoprudny, 288 p. (in Russian) [Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Интеллект, 2017. 288 с.].

Safonov D.A., 2019. Spatial Distribution of Tectonic Stress in the Southern Deep Part of the Kuril-Kamchatka Subduction Zone. *Geosystems of Transition Zones* 3 (2), 175–188 (in Russian) [Сафонов Д.А. Пространственное распределение тектонических напряжений в южной глубокой части Курило-Камчатской зоны субдукции // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 2. С. 175–188]. <http://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.2.175-188>.

Safonov D.A., 2020. Reconstruction of the Tectonic Stress Field in the Deep Parts of the Southern Kuril-Kamchatka and Northern Japan Subduction Zones. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (4), 743–755 (in Russian) [Сафонов Д.А. Реконструкция поля тектонических напряжений глубокой части южного сегмента Курило-Камчатской и северного сегмента Японской зоны субдукции // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11. № 4. С. 743–755]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0504>.

Seno T., 1977. The Instantaneous Rotation Vector of the Philippine Sea Plate Relative to the Eurasian Plate. *Tectonophysics* 42 (2–4), 209–226. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90168-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90168-8).

Seno T., Sakurai T., Stein S., 1996. Can the Okhotsk Plate Be Discriminated from the North American Plate? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101 (B5) 11305–11315. <https://doi.org/10.1029/96JB00532>.

Smoczyk G.M., Hayes G.P., Hamburger M.W., Benz H.M., Villaseñor A.H., Furlong K.P., 2013. Seismicity of the Earth

1900–2012. Philippine Sea Plate and Vicinity. Open-File Report 2010-1083-M. United States Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20101083M>.

Steblov G.M., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I., Grekova T.A., 2010. Dynamics of the Kuril-Kamchatka Subduction Zone from GPS Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46, 440–445. <https://doi.org/10.1134/S1069351310050095>.

Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Solov'ev V.M., Shibaev S.V., Petrov A.F., Gornov P.Yu., Shestakov N.V., Boiko E.V., Timofeev A.V., 2012. Plate Boundaries in the Far East Region of Russia (from GPS Measurement, Seismic-Prospecting, and Seismological Data). *Russian Geology and Geophysics* 53 (4), 376–391. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.03.002>.

Zlobin T.K., Safonov D.A., Polets A.Yu., 2011. Distribution of Earthquakes by the Types of the Source Motions in the Kuril-Okhotsk Region. *Doklady Earth Sciences* 440, 1410–1412. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11100096>.