

RECONSTRUCTION OF THE TECTONIC STRESS FIELD IN THE DEEP PARTS OF THE SOUTHERN KURIL-KAMCHATKA AND NORTHERN JAPAN SUBDUCTION ZONES

D.A. Safonov  

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science, 1B Nauki St, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia

ABSTRACT. Earthquake focal mechanisms in the Southern Kuril-Kamchatka and Northern Japan subduction zones were analysed to investigate the features of the tectonic stress field inside the Pacific lithospheric plate subducting into the upper mantle. Earthquake focal mechanism (hypocenter depths of more than 200 km) were taken from the 1966–2018 NIED, IMGIG FEB RAS and GlobalCMT catalogues. The tectonic stress field was reconstructed by the cataclastic analysis method, using a coordinate system related to the subducting plate. In most parts of the studied seismic focal zone, the axis of the principal compression stress approximately coincides with the direction of the Pacific lithospheric plate subduction beneath the Sea of Okhotsk. It slightly deviates towards the hinge zone separating the studied regions. The principal tension stress axis is most often perpendicular to the plate movement, but less stable in direction. This leads to compression relative to the slab in some parts of the studied regions, and causes shearing in others. The hinge zone is marked by the unstable position of the tension axis and high values of the Lode–Nadai coefficient, corresponding to the conditions of uniaxial compression, while the compression direction remains the same, towards the slab movement. Two more areas of uniaxial compression are located below the Sea of Japan at depths of 400–500 km.

KEYWORDS: seismotectonics; Kuril-Kamchatka region; Japan seismic focal zone; subduction zone; tectonic stress field; deep-focus earthquake

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Dmitry A. Safonov, d.safonov@imgg.ru

Received: December 24, 2019

Revised: March 11, 2020

Accepted: April 14, 2020

FOR CITATION: 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. doi:10.5800/GT-2020-11-4-0504

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ГЛУБОКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО СЕГМЕНТА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ЯПОНСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Д.А. Сафонов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, Россия

АННОТАЦИЯ. Рассмотрены особенности поля тектонических напряжений внутри погружающейся в верхнюю мантию Тихоокеанской литосферной плиты в пределах южной части Курило-Камчатской и северной части Японской зоны субдукции на основе механизмов очагов землетрясений. Привлечены данные доступных каталогов механизмов очагов землетрясений с глубиной гипоцентра более 200 км временного периода 1966–2018 гг. по данным NIED, ИМГиГ ДВО РАН и GlobalCMT. Анализ данных проводился в системе координат, связанной с погружающейся плитой. Реконструкция поля тектонических напряжений выполнена методом катакластического анализа. Показано, что ось главного напряжения сжатия почти на всех участках сейсмофокальной зоны примерно совпадает с направлением погружения Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую с небольшим отклонением в сторону зоны перегиба, разделяющего указанные сегменты субдуцирующей плиты. Ось главного напряжения растяжения преимущественно перпендикулярна движению плиты, однако менее устойчива по направлению. В отдельных частях изучаемых регионов это обеспечивает напряженное состояние сжатия относительно плиты, в других приводит к состоянию сдвига. Район перегиба сейсмофокальных зон отмечается нестабильным положением оси растяжения и высокими значениями коэффициента Лодэ – Надаи, характерными для условий одноосного сжатия; направление сжатия остается прежним – в сторону движения слэба. Еще две области в условиях одноосного сжатия расположены под территорией Японского моря на глубинах 400–500 км.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: сейсмотектоника; Курило-Камчатский регион; Японская сейсмофокальная зона; зона субдукции; поле тектонических напряжений; глубокофокусное землетрясение

1. ВВЕДЕНИЕ

Субдукционная система северо-западной части Тихого океана, включающая зоны субдукции Камчатка – Курилы – Япония – Идзу – Бонинские – Марианские острова, длиной около 6550 км, достаточно неплохо изучена, особенно ее центральная часть, находящаяся под наблюдением японских сейсмологических сетей. Большая часть землетрясений, в том числе почти все наиболее сильные, происходят в сейсмогенной зоне, связанной с контактом Тихоокеанской плиты с малыми плитами окраинных морей. Известно большое количество механизмов очагов происходящих здесь землетрясений, их каталог ежегодно пополняется.

Ниже пояса наиболее активных сейсмических процессов количество регистрируемых очагов землетрясений и, как следствие, механизмов очагов землетрясений резко падает. Тем не менее глубокофокусные землетрясения продолжают фиксироваться на больших глубинах – до 550–630 км.

В рамках данной работы будет рассмотрена область стыка Курило-Камчатской и Японской сейсмофокальных зон в пределах двух пересекающихся участков: северо-восточного, связанного с южной частью Курило-Камчатской зоны субдукции в координатах 43–50° с.ш. и 135–148° в.д., и юго-западного, включающего нижнюю часть Японской (сегмент Тохоку) субдукционной зоны в границах 36–46° с.ш. и 130–140° в.д. Внимание сосредоточено на землетрясениях с глубиной очага более 200 км.

Одним из отличий глубокофокусных внутриплитовых землетрясений от их приповерхностных аналогов является то, что накопление тектонических напряжений происходит не в горизонтальном слое земной коры, ограниченном сверху поверхностью, а снизу пластичным асейсмическим слоем; относительно тонкая пластина погружается в вязкое мантийное вещество под некоторым углом. Методики классификации механизмов очага и напряженного состояния среды, между тем, как правило, по-прежнему привязаны к поверхности. В данной работе опробован метод анализа поля напряжений в системе координат, связанной с погружающейся плитой.

Основной целью работы является получение ориентации векторов главных напряжений тектонического поля сейсмогенерирующих областей в мантии регионов и вида наиболее характерных для этих условий механизмов очагов землетрясений.

2. ИССЛЕДУЕМЫЕ РЕГИОНЫ

Для данного проекта были выбраны два участка субдуцирующей Тихоокеанской плиты, связанные с Курило-Охотской и Японской субдукционными системами (рис. 1, 2). Было необходимо выбрать места, где субдуцирующая плита, помимо прочих факторов, оказалась бы максимально плоской. Немаловажен достаточно представительный каталог механизмов очагов землетрясений, а также общий интерес автора к изучаемому региону.

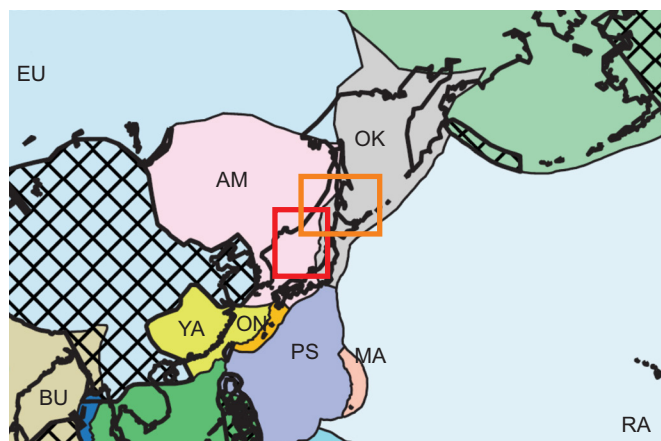


Рис. 1. Положение исследуемых регионов на тектонической карте [Bird, 2003].

Fig. 1. The studied regions in the tectonic map [Bird, 2003].

Распределение землетрясений в субдукционных системах северо-западной части Тихого океана хорошо изучено благодаря отличным сетям сейсмологических наблюдений и пристальному вниманию сейсмологов всего мира к этому высокоактивному региону.

Большая часть землетрясений здесь, включая почти все наиболее сильные, происходят в сейсмогенной зоне [Balakina, 1995; Khain, Lomize, 2005], расположенной в полосе непосредственно под желобами и островными дугами на глубинах от поверхности до 100–150 км. Большинство событий уже в пределах этой зоны на глубинах до 55–60 км, в том числе наиболее значительные, относятся к области межплитового контакта Тихоокеанской и Охотоморской литосферных плит, классифицируются как надвиговые (поддвиговые) и происходят в условиях сжатия в направлении поперек островной дуги [Averianova, 1975; Christova et al., 2006; Terakawa, Mats'ura, 2010; Zlobin et al., 2011; Hayes et al., 2012; Rebetsky, Polets, 2014]. Хотя здесь возможны и иные типы сейсмодислокаций, что связано со сложным строением литосферы, в целом такая картина соблюдается для всей длины курило-камчатского и японского участков контакта плит, за исключением их оконечностей на севере, где примыкает Алеутская зона субдукции, и на юге в зоне тройного контакта плит, где Тихоокеанская и Охотоморская плиты погружаются под Филиппинскую плиту, которая, в свою очередь, погружается под Амурскую литосферную плиту, а также в хоккайдском сегменте, где из-за перегиба строение субдукционной системы более сложное [Katsumata et al., 2003; Christova et al., 2006; Wada et al., 2015].

Кроме межплитовых землетрясений в этой широкой полосе происходят и внутриплитовые события, в том числе вдоль полосы на тихоокеанском склоне желоба – в зоне растяжения, обусловленной изгибом плиты [Astiz et al., 1988; Lay et al., 2011; Christova, 2015], а также непосредственно под островами на глубинах 60–200 км, где, вероятно, происходит обратный изгиб, сопровождающийся дислокациями, классифицируемыми

при проецировании на поверхность как взрез/пологий сброс с субвертикальной и субгоризонтальной нодальными плоскостями, в то время как относительно самой плиты они являются взбросами или сбросами в зависимости от того, в каком слое они происходят – в нижнем, испытывающем растяжение, или в верхнем, находящемся в состоянии сжатия, слое двойной сейсмофокальной зоны [Fujita, Kanamori, 1981; Astiz et al., 1988; Igarashi et al., 2001; Zhang et al., 2004; Safonov et al., 2015] (рис. 2).

Еще ниже вдоль погружающейся плиты количество регистрируемых очагов землетрясений заметно падает (рис. 2). Наблюдаются протяженные асейсмичные зоны, которые связывают с потоком флюидов вследствие дегидратации литосферной плиты (слэба), обеспечивающих образование вулканических очагов под островодужными системами [Wada et al., 2015].

Глубокофокусные землетрясения продолжают фиксироваться на больших глубинах. Сейсмичность здесь сосредоточена внутри погружающегося слэба и чаще всего связывается с минералогическими фазовыми превращениями оливина в вадслиит на глубине около 400 км, вадслиита в рингвудит – около 520 км и рингвудита в перовскит + магнезиовустит – около 660 км, что в глобальном масштабе подтверждается максимумами сейсмичности на глубинах, отвечающих соответствующим трансформациям. Последовательность и глубины превращений, протекающих в погружающихся плитах, зависят от температуры плиты и потому могут существенно различаться в разных зонах субдукции в зависимости от мощности погружающихся плит и скорости погружения [Rodkin, Rundkvist, 2017].

В юго-западной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны особенно заметный пояс глубокофокусной сейсмичности отмечается по эпицентрам на расстоянии 150–250 км северо-западнее первой сейсмогенной зоны (рис. 2). Этот пояс протягивается от западного побережья Камчатки, разбиваясь на отдельные кластеры [Christova, 2015], к северной оконечности Хоккайдо и глубинам 200–250 км, выполаживаясь и вызывая тем самым уменьшение угла наклона сейсмофокальной зоны с 45–50° до 30–35° (вероятно, это связано с увеличением возраста литосферной плиты). Большое число землетрясений с известными механизмами очага делает этот участок благоприятным для изучения. Третий пояс сейсмичности намечается вблизи предельных глубин 550–630 км под территорией центральной части о. Сахалин, Татарским проливом и северной частью Приморья. Здесь известны очаги нескольких довольно сильных землетрясений, однако всего событий довольно мало, вероятно из-за удаленности от плотных сетей сейсмических станций.

Под о. Хоккайдо максимум глубокофокусной сейсмичности лежит на глубинах 180–280 км и отделен от землетрясений промежуточных глубин узким асейсмичным поясом. От южной части острова в сторону Приморья отходят две полосы эпицентров, которые связывают с границами зоны перегиба (hinge zone) между соседними зонами субдукции (рис. 2, 3) [Wada et al.,

2015]. Указанный максимум глубокой сейсмичности продолжается южнее и после зоны сейсмического молчания под Японским морем вновь наблюдается под Центральным Хонсю (см. рис. 2).

Наиболее заметной структурой в поле эпицентров глубокофокусных землетрясений Японского моря является полоса сейсмических событий, протянувшаяся от южной части о. Хонсю в сторону Приморья (с разрывом под центральной частью Японского моря); в ее состав входят наиболее сильные глубокофокусные землетрясения этого региона. Между эпицентрами под территорией Приморья и о. Хоккайдо также достаточно много сильных глубокофокусных землетрясений на глубинах 350–400 км, 450 км, вероятно связанных с зонами фазовых переходов, хотя их магнитуда ниже (кроме события 1994 г., см. рис. 2). Всего глубокофокусных

(глубже 200 км) землетрясений с известными механизмами очага под территорией Японского моря заметно меньше, чем в описанном выше регионе.

Для того чтобы объяснить современное тектоническое состояние погружающейся под Японское море литосферной плиты, необходимо вспомнить ее историю. Приблизительно 40–50 млн лет назад в западной части Тихоокеанской литосферной плиты перпендикулярно береговой линии Евразии образовалась новая субдукционная система – откололась Филиппинская плита. Это сопровождалось поднятием системы островных дуг, известной в настоящее время как Идзу-Бонино-Марианская. В ходе своего движения на запад островная цепь Идзу (вернее ее западное ныне не существующее продолжение) встретила с фрагментами будущего Японского архипелага, двигающимися на

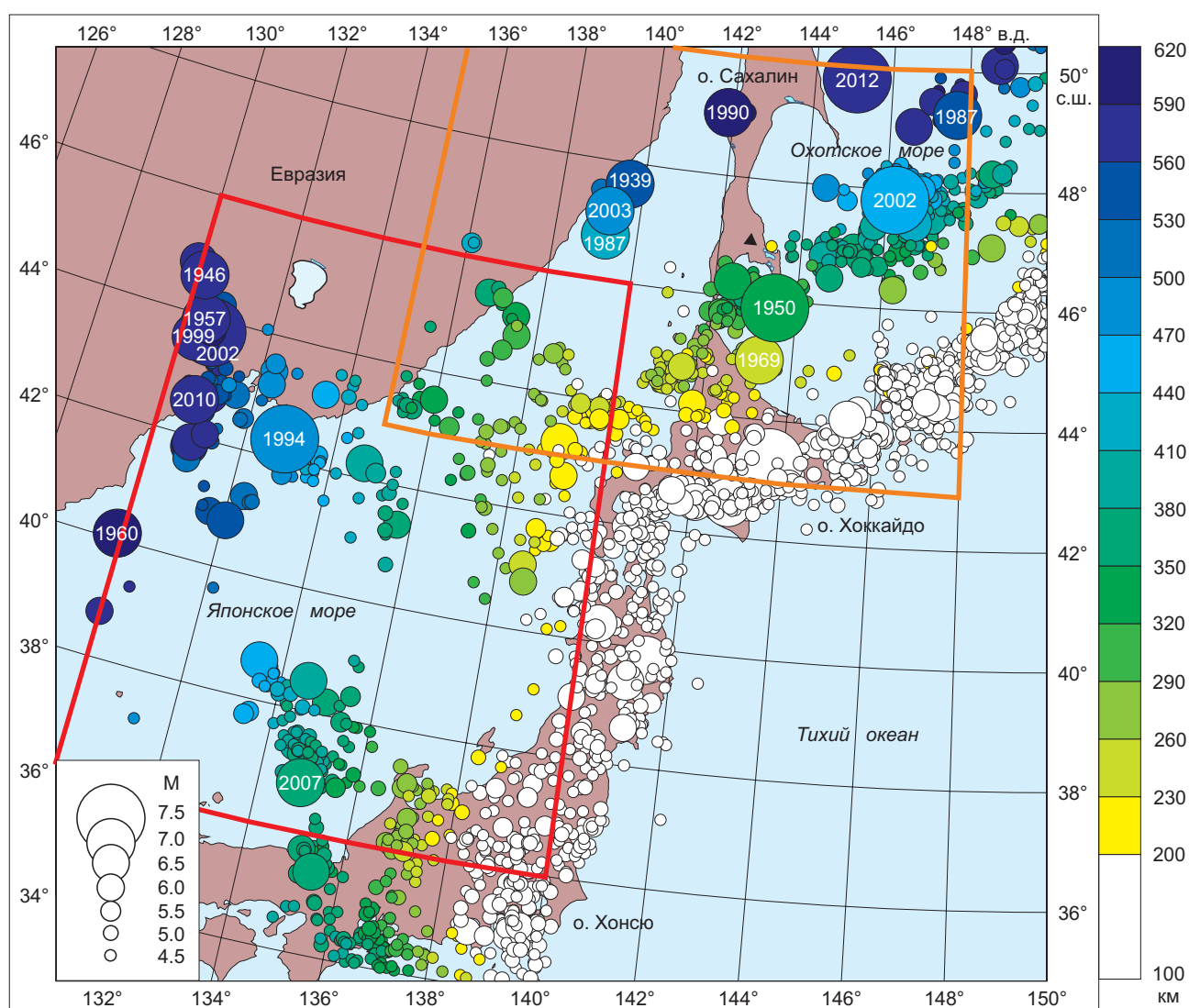


Рис. 2. Южная часть Курило-Камчатской и Японская сейсмофокальная зона. Показаны эпицентры землетрясений по данным каталога USGS с 1924 по 2018 г. с глубиной гипоцентра более 100 км. Выделены изучаемые районы: северо-восточный (оранжевая линия) и юго-западный (красная линия).

Fig. 2. The Southern Kuril-Kamchatka and Japan seismic focal zones. Earthquake epicenters (hypocenter depths of more than 100 km) from the 1924–2018 USGS Catalogue. The analysis was focused in the northeastern (orange line) and southwestern (red line) sections.

восток от Евразии по мере раскрытия Японского моря. Возможно, именно это столкновение остановило движение Японских островов далее на восток, привело к объединению их северной и южной групп в единый архипелаг около 15 млн лет назад [Barnes, 2003; Lallemant, 2016]. Западная часть островной системы Идзу на границе двух океанических плит, увлекаемая их субдукцией под континент и окраинное море, была также затянута в мантию. В ходе этого процесса тройная зона контакта литосферных плит сместилась к югу до его нынешнего положения, 12.5 млн лет назад образовав севернее желоб, который и является верхней частью Японской зоны субдукции (сегмент Тохоку). Погруженная в мантию часть островной дуги, по всей видимости, образовала на слэбе утолщение, проявляющее себя в виде области повышенной сейсмичности. Именно с ней связаны наиболее сильные глубоководные землетрясения Японского моря (см. рис. 2). Существование утолщения прослеживается на схемах сейсмической томографии [Huang, Zao, 2006].

Характер поля тектонических напряжений в описанных регионах широко изучен как отечественными [Averianova, 1975; Balakina, 1995; Polets, Zlobin, 2014; Rebetsky, Polets, 2014], так и зарубежными исследователями [Horiuchi et al., 1975; Fujita, Kanamori, 1981; Ghimire,

Kasahara, 2009; Terakawa, Matsu'ura, 2010; Christova, 2015; и др.]. Однако внимание исследователей, как правило, останавливалось на верхней части субдуцирующей плиты, где сосредоточена большая часть известных землетрясений. Исследование напряженного состояния среды на больших глубинах в основном проводилось по данным о единичных очагах землетрясений. Решения на основе групповых механизмов очагов, полученные в статье [Horiuchi et al., 1975], показывают вдоль всей Курило-Камчатской островной дуги на больших глубинах напряжения сжатия вдоль падения. В работе [Glennon, Chen, 1993] на основе анализа 27 механизмов очагов с глубиной более 200 км делается вывод о преобладании растягивающих напряжений в южной части Курило-Камчатской зоны до глубин в 450 км и сжатии ниже. В работе [Christova, 2015] для этого же района делается вывод о сложном характере поля напряжений, меняющемся вдоль дуги от растяжения на юге до сжатия в центре сейсмофокальной зоны. В работе [Christova, Tsapanos, 2000] в центральной части исследуемого района (под о. Хоккайдо) на глубинах 160–220 км показана область растяжения в восточном направлении почти горизонтально, также приводятся направления главных осей напряжений для зоны субдукции севернее до глубин 450 км. В работе [Polets, 2018],

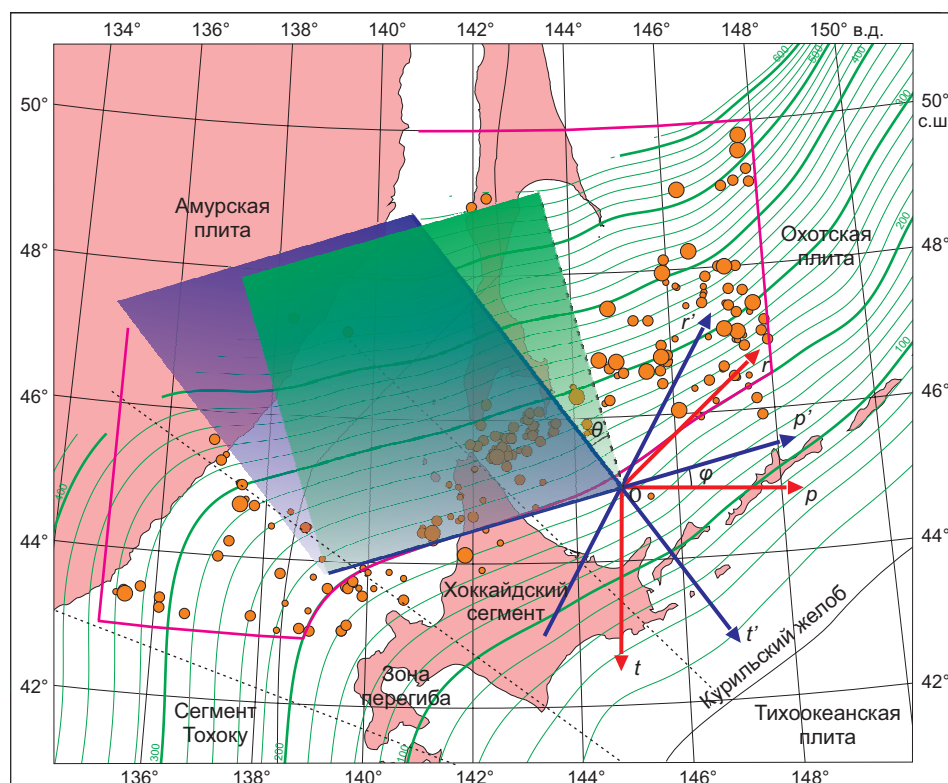


Рис. 3. Эпицентры землетрясений с известным механизмом очага, использованные в данной работе, северо-восточный участок.

Размер окружностей пропорционален магнитуде событий. Пурпурной линией ограничена примерная область интересов. Изолинии глубины зоны субдукции согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. Поворот координатной системы, пояснения в тексте.

Fig. 3. Earthquake epicenters with known focal mechanisms analysed in this study (data for the northeastern section).

Circle size refers to earthquake magnitude. Purple line – area of interest (approximately). Isolines – subduction depths from the Slab2 model [Hayes, 2018]. Rotation of the coordinate system, see the text.

выполненной по сходной с настоящей работой методике, но на несколько иных подходе и материалах, реконструировано поле напряжений исследуемого региона на глубинах ниже 300 км. Представляемая работа выполнена с использованием большего количества данных, что позволило охватить большую территорию (зону перегиба, Приморье) и получить несколько отличный и более стабильный результат (к примеру, не подтвердилось горизонтальное растяжение в Японском море). Автором ранее была опубликована работа [Safonov, 2019], содержащая часть представляемого здесь материала относительно курило-охотского сегмента субдуцирующей плиты.

3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для реконструкции поля тектонических напряжений выбранным методом необходимы данные о механизмах очагов землетрясений исследуемого региона. В данном случае наибольшее число землетрясений с известным механизмом очага доступно по каталогу агентства NIED (Япония) [Kubo et al., 2002], поскольку изучаемая территория примыкает к расположению сети широкополосных станций, используемых этим агентством. Недостатком каталога NIED является его ограниченность во времени – доступны механизмы очагов (тензоры сейсмического момента) землетрясений начиная с 1999 г.

Каталог был дополнен механизмами очагов землетрясений по данным ИМГиГ ДВО РАН [Poplavskaya et al., 2011; Safonov et al., 2019]. В наш каталог входят, как правило, только наиболее сильные землетрясения с эпицентрами под территорией Охотского моря, Приморьем и примыкающей к нему территорией Японского моря. Доступны землетрясения начиная с 1964 г.

Дополнительно были привлечены данные проекта GlobalCMT [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012] (с 1980 г.), дополнившие каталог событиями, пропущенными источниками выше.

Поскольку по требованиям методики диапазон магнитуд событий, одновременно используемых в расчетах, должен быть по возможности узким, из каталога были исключены землетрясения магнитудой ниже $M_w = 4.3$. Верхнее значение магнитуд событий с известными механизмами очага также было ограничено $M_w = 6.3$ для северо-восточного участка и $M_w = 6.5$ для территории Японского моря. Таким образом, с 1964 по 2018 г. для исследуемых регионов глубиной от 200 км удалось собрать соответственно 212 и 159 землетрясений с известными механизмами очага в обозначенном магнитудном диапазоне.

4. МЕТОДИКА

Участки погружающейся плиты, связанные с юго-западной частью Курило-Камчатской и западной частью Японской сейсмофокальной зоны, выбраны отчасти потому, что они относительно плоские, согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. Простираание изолиний глубины и угол погружения на глубинах от 200 км изменяется

в небольших пределах, потому можно спроецировать все гипоцентры землетрясений с известными механизмами очага на некие условные плоскости, как это делается с коровыми событиями, проецируемыми на поверхность Земли.

Для северо-восточного участка принято направление простираания условной плоскости $\varphi_1 = -16^\circ$ и угол падения $\theta_1 = 37^\circ$. Эти значения являются средними для области севернее о. Хоккайдо. Северо-западная часть Японской сейсмофокальной зоны западнее Японского архипелага не только относительно плоская, но и очень удачно падает практически строго на запад $\varphi_2 = -90^\circ$ под углом около $\theta_2 = 27^\circ$. Область перегиба на границе сейсмофокальных зон является общей для двух рассматриваемых районов, механизмы очагов землетрясений этой области используются в двух расчетах. Для пояснения и примера на рис. 3 показаны эпицентры землетрясений используемого каталога для первого изучаемого участка и изолинии глубины сейсмофокальной зоны.

Представление подвижки в очаге землетрясения в виде компонент тензора сейсмического момента привязано (Гарвардский стандарт или USE) к направлениям вверх (r), юг (t), восток (p). Для преобразований будет использоваться сходная координатная система, связанная с плоской поверхностью с началом координат в рассматриваемой точке. Новые векторы имеют направление вдоль оси вращения в плоскости горизонта (p'), вдоль падения условной плоскости снизу вверх (t') и ортогонально условной плоскости в сторону верхнего полупространства (r') (см. рис. 3).

Для поворота механизма очага землетрясения в новую координатную систему необходимо умножить тензор сейсмического момента очага землетрясения на соответствующую матрицу поворота R . Первый поворот осуществляется вокруг вертикальной оси r на угол φ , второй – вокруг горизонтальной оси p' на угол θ .

$$M' = M \times R_r \times R_p, \quad (1)$$

где M – тензор момента очага землетрясения в старой системе отсчета, M' – в новой, R_r – матрица первого поворота, R_p – матрица второго поворота. Матрицы поворота для юго-западной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны:

$$R_r = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \varphi_1 & -\sin \varphi_1 \\ 0 & \sin \varphi_1 & \cos \varphi_1 \end{pmatrix}, \quad (2)$$

$$R_p = \begin{pmatrix} \cos \theta_1 & -\sin \theta_1 & 0 \\ \sin \theta_1 & \cos \theta_1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Для второго района падение условной плоскости на запад упрощает ситуацию, можно обойтись одним вращением вокруг оси север – юг (t):

$$M' = M_r \begin{pmatrix} \cos \theta_2 & 0 & \sin \theta_2 \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \theta_2 & 0 & \cos \theta_2 \end{pmatrix}. \quad (4)$$

Следующим этапом должно стать приведение к новой системе отсчета координат гипоцентров использованных землетрясений. Эту процедуру можно также выполнить путем перевода географических координат в декартову систему и дальнейшего умножения полученных значений координат каждого гипоцентра на матрицы поворота.

Метод катакластического анализа (МКА) совокупностей механизмов очагов землетрясений [Rebetsky, 1999, 2003] позволяет на первом этапе сформировать на основе имеющихся данных однородную выборку механизмов очагов землетрясений, реализация которых повлияла на напряженное состояние среды в данной точке в интересующий отрезок времени. Выбор конкретных событий зависит от их положения, размера области упругой разгрузки среды для данного события (зависит от размера очага/магнитуды), а также выполнения необходимых условий однородности совокупной выборки, требующих упорядоченного распределения необратимых деформаций. Далее для каждой точки производится поиск такого тензора напряжений и сейсмотектонических деформаций, для которого диссипация внутренней упругой энергии была бы максимальной. Другими словами, найденный эллипсоид напряжений должен насколько возможно полно соответствовать очагам реализовавшихся землетрясений.

Методика, реализованная в программном комплексе STRESSseism [Rebetsky, 1999, 2003], производит поиск оптимальных параметров поля тектонических напряжений в узлах (кластерах) двумерной сетки заданного масштаба. С учетом относительно малой толщины сейсмофокальной зоны поворот системы координат позволил использовать особенность данной реализации методики без деления всего объема мантии на слои. Для реконструкции поля тектонических напряжений изучаемые участки покрыты сеткой кластеров с шагом 20 км по простиранию и по падению условных плоскостей. Поскольку плотность гипоцентров землетрясений каталога очень неравномерна, расчет всего поля напряжений проводился в три итерации с постепенным уменьшением минимального количества событий в выборке механизмов от шести событий в первой итерации до четырех в третьей и увеличением размеров области осреднения (35, 50, 65 км).

Результаты расчетов представлены в виде схем напряженного состояния изучаемых областей в расчетных кластерах в пределах условной плоскости, совпадающей с плоскостью рисунка. На рисунок спроецированы очертания береговых линий, географической координатной сетки и направления погружения литосферной плиты в мантию в районе глубоководного желоба. Отдельно представлено распределение коэффициента Лоде – Надаи, для простоты восприятия эти рисунки выполнены в виде проекции на поверхность.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Охотоморском регионе большая часть полученных кластеров реконструированного поля напряжений

(рис. 4) группируются вдоль главной полосы глубоководной сейсмичности, протягивающейся от средней части Охотского моря на юго-запад в сторону о. Хоккайдо с постепенным уменьшением глубины гипоцентров с 450 до 200 км. Как видно из рисунка, и особенно из диаграммы, южная часть Курило-Камчатской субдущающей пластины находится в условиях горизонтального сжатия почти строго вдоль направления погружения плиты в мантию. Из этого можно сделать вывод, который впервые получен более полувека назад, – основной причиной напряжений внутри субдущающей плиты является сопротивление мантии ее движению [Isacks et al., 1968]. При этом направление оси сжатия σ_3 несколько отклоняется от направления погружения плиты у поверхности к югу. Возможно, это связано с тем, что край субдущающего сегмента Тихоокеанской плиты изогнут, ее фланг выполаживается и раздвигается в сторону от направления погружения, потому направления движения пластины у поверхности и в глубине могут не вполне совпадать. Направление оси растяжения σ_1 в северной части изучаемого участка близко к вертикали, однако по мере движения на юг становится горизонтальным, азимут ее простирания в основном перпендикулярен движению пластины.

Кластеры реконструированного поля напряжений группируются в отдельные, отличающиеся типом напряженного состояния, области, сходные с выделенными в работе [Christova, 2015]. Самые северные группы (8–12 на рис. 4) находятся в состоянии сжатия относительно условной плоскости. Области к востоку и югу от южной части о. Сахалин (6–7 на рис. 4) находятся в состоянии сдвиговых напряжений. Под северной частью о. Хоккайдо находится группа кластеров в условиях растяжения (5 на рис. 4). По всей видимости, это нижняя часть двойной сейсмофокальной зоны хоккайдского сегмента слэба, отмеченная в работе [Christova, Tsapanos, 2000].

Несмотря на небольшое число известных землетрясений с механизмом очага, удалось получить направления осей поля напряжения вблизи области перегиба сейсмофокальных зон. На северной границе области перегиба поле напряжений сходно с тем, что наблюдается к северу от Хоккайдо: два участка (2–3 на рис. 4) находятся в условиях сжатия и сдвига и по направлению осей главных напряжений сопоставимы с группами, находящимися на той же глубине восточнее. Скорее всего, они принадлежат самому западному участку Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Находящаяся южнее группа кластеров в условиях сжатия (4 на рис. 4) и кластеры с меняющимся типом сейсмодислокации расположены в зоне перегиба и, судя по преимущественному направлению осей главных напряжений, несколько отличному от северных кластеров, находятся под влиянием соседней сейсмофокальной зоны.

Также на рис. 4 показаны стереограммы условных механизмов очага в приближении двойного диполя, отвечающих полю напряжений в некоторых кластерах. Кластеры с механизмами выбраны по одному в каждой

группе, при этом выбирался наиболее характерный для группы кластер как можно более ранней (более надежной) итерации расчета. Красным цветом показаны механизмы очага в системе координат, связанной с плоскостью рисунка, черным цветом – в пересчете обратно в традиционную систему отсчета. Показанные механизмы очага можно считать наиболее характерными для данного района. Параметры поля напряжений

в выбранных кластерах в координатной системе, связанной с поверхностью, отражены в табл. 1.

Коэффициент Лодэ – Надаи μ (рис. 5), определяющий вид тензора напряжений в расчетных точках, в большинстве кластеров лежит вблизи нулевой отметки (в диапазоне $-0.2 < \mu < +0.2$), соответствующей чистому сдвигу, хотя в отдельных кластерах, как правило на краю групп, отмечаются отклонения от этого диапазона.

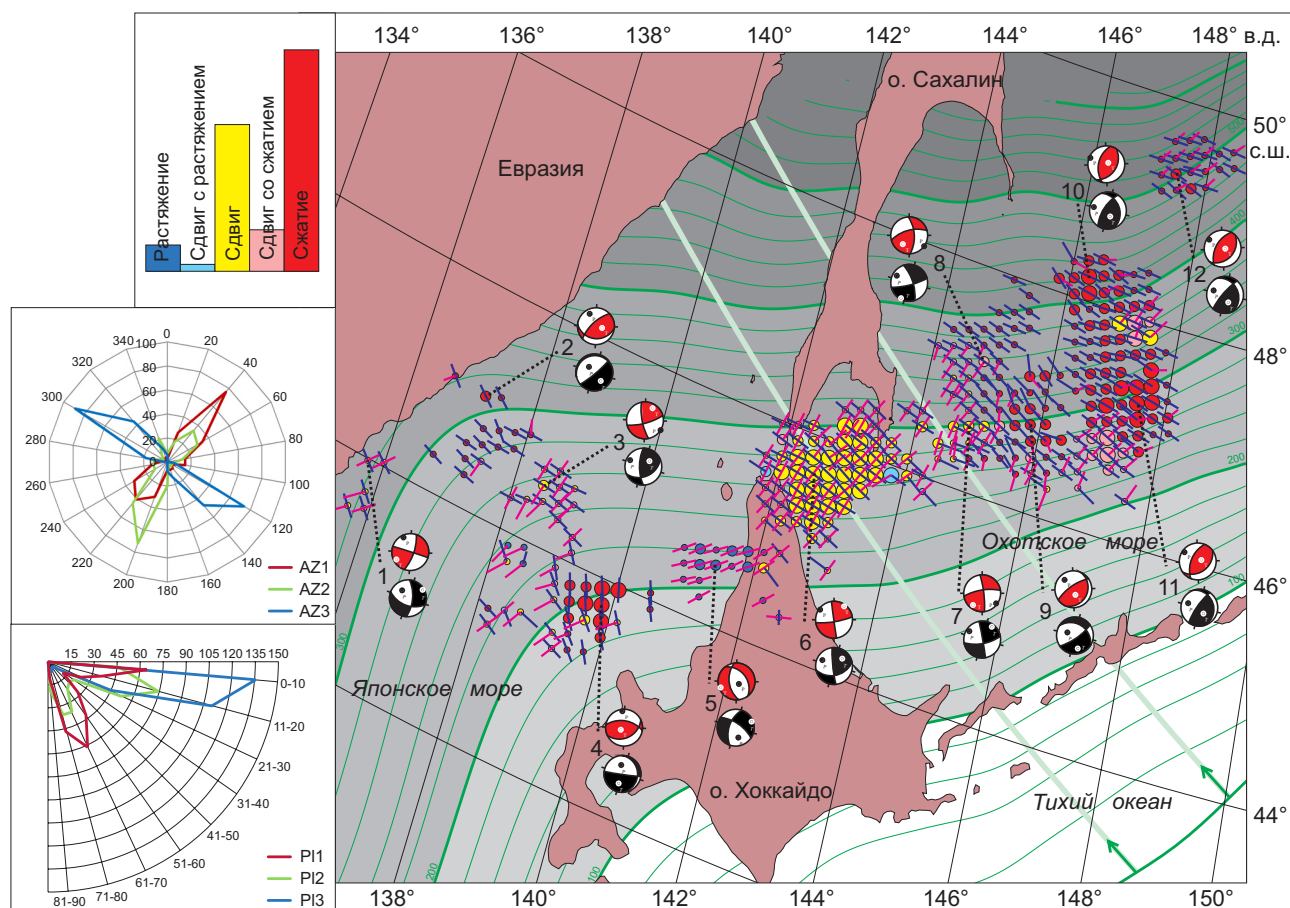


Рис. 4. Северо-восточный участок.

Проекция на условную плоскость осей главных напряжений σ_1 (красные отрезки) и σ_3 (синие отрезки) и тип напряженно-го состояния относительно условной плоскости. Центр окружности соответствует точке, для которой составлена выборка, цвет – типу напряженного состояния, размер уменьшается с 1 по 3-ю итерацию расчетов. Оси главных напряжений построены в направлении погружения (в сторону нижнего полупространства), длина отрезка пропорциональна косинусу угла погружения, при угле погружения менее 18° отрезок пересекает узел, для осей с углом более 60° вектор не указан. Зелеными линиями показаны изолинии глубины зоны субдукции согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. Показаны стереограммы механизмов очага, отвечающих полю напряжений в некоторых точках: красные – относительно условной плоскости, черные – относительно поверхности. Зеленые стрелки – направление поддвига Тихоокеанской плиты под Охотоморскую согласно современным моделям [Kogan et al., 2011], их продолжение в проекции на условную плоскость показано светло-зелеными линиями. Слева от карты показано распределение количества кластеров по типу напряженного состояния, простиранию и падению относительно условной плоскости.

Fig. 4. Northeastern section.

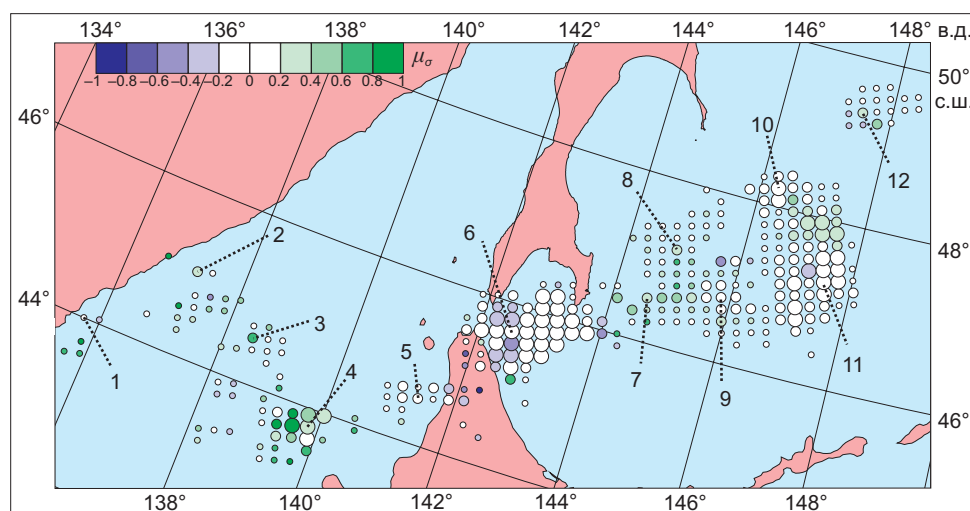
Principal stress axes σ_1 (red segments) and σ_3 (blue segments) are projected to the estimated plane. The types of stress state are determined relative to the estimated plane. The centers of the circles correspond to the points for which the data sets were consolidated; colours refer to the stress state types; the size decreases from the 1st to 3rd iteration of calculations. Principal stress axes are plotted in the subduction direction (towards the lower half-space); segment length is proportional to the cosine of the sinking angle; at the sinking angle of less than 18° , the segment intersects the node; for axes with an angle of more than 60° , vectors are not specified. Green isolines mark subduction depths according to the Slab2 model [Hayes, 2018]. Stereograms of the focal mechanisms corresponding to the stress field at some points: red – relative to the estimated plane; black – relative to the surface. Green arrows indicate the direction of the Pacific plate subduction beneath the Sea of Okhotsk according to modern models [Kogan et al., 2011]; their continuation in projection to the estimated plane is shown by light green lines. Left of the map – distribution of clusters by stress state types, strike and dip relative to the estimated plane.

Таблица 1. Параметры напряженного состояния юго-западной части Курило-Камчатской зоны субдукции (относительно поверхности геоида)**Table 1.** The stress state parameters of the southwestern part of the Kuril-Kamchatka subduction zone (relative to the surface)

№	Долгота	Широта	Глубина*	σ_1		σ_2		σ_3		μ	Тип напряженного состояния**
				PL1	AZ1	PL2	AZ2	PL3	AZ3		
1	44.0	135.7	324	7	41	47	139	42	305	0.13	Сдвиг
2	45.0	137.2	308	38	125	3	32	52	298	0.30	Сжатие
3	44.5	138.5	256	50	30	35	175	18	278	0.73	Сдвиг
4	43.8	139.8	195	40	184	16	81	46	334	0.39	Сжатие
5	44.5	141.4	212	7	52	49	315	40	148	0.01	Растяжение
6	45.7	142.5	268	36	32	43	163	26	281	-0.09	Сдвиг
7	46.6	144.8	298	12	21	70	147	15	287	0.48	Сдвиг
8	47.2	144.9	357	5	192	69	89	20	284	0.37	Сдвиг со сжатием
9	46.8	145.8	297	25	154	29	50	50	278	0.02	Сжатие
10	48.2	146.3	426	59	145	24	9	19	270	0.02	Сжатие
11	47.3	147.5	290	55	131	16	18	31	278	0.04	Сжатие
12	49.3	147.5	505	50	144	23	23	30	278	0.30	Сжатие

Примечание. Нумерация соответствует положению групп на рис. 4, 5. * – глубина погружающейся сейсмофокальной зоны согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. ** – тип напряженного состояния относительно условной плоскости.

Note. Numbers corresponds to positions of the groups in Fig. 4 and 5. * – subduction depths from the Slab2 model [Hayes, 2018]. ** – stress types relative to the estimated plane.

**Рис. 5.** Северо-восточный участок, проекция на поверхность. Коэффициент Лоде – Надаи.**Fig. 5.** Northeasten section, projection to the surface. Lode – Nadai coefficient.

Особенно большие положительные значения μ наблюдаются в области на перегибе сейсмофокальных зон, что соответствует состоянию одноосного сжатия.

Для второго участка картина тектонических напряжений во многом напоминает описанную выше. Для большей части кластеров ось напряжения сжатия σ_3 горизонтальна относительно условной плоскости либо составляет малые углы. Для групп кластеров, связанных с продолжением под территорию Японского моря границы Тихоокеанской и Филиппинской плит (группы 1–4 на рис. 6), ось сжатия ориентирована преимущественно по падению условной плоскости, т.е. на запад.

Для кластеров, расположенных севернее, примерно с глубин в 300 км происходит небольшой разворот оси сжатия. Ее простираение является запад-северо-западным, что примерно совпадает с продолжением векторов движения Тихоокеанской литосферной плиты под Японские острова, показанным на рис. 6 светло-зелеными линиями, либо немного отклоняется к северу в направлении фланга сейсмофокальной зоны и области перегиба, вероятно, по тем же причинам, что и на северо-восточном участке.

Ось растяжения σ_1 значительно менее упорядочена. На некоторых участках (1, 4, 6 на рис. 6) она ближе

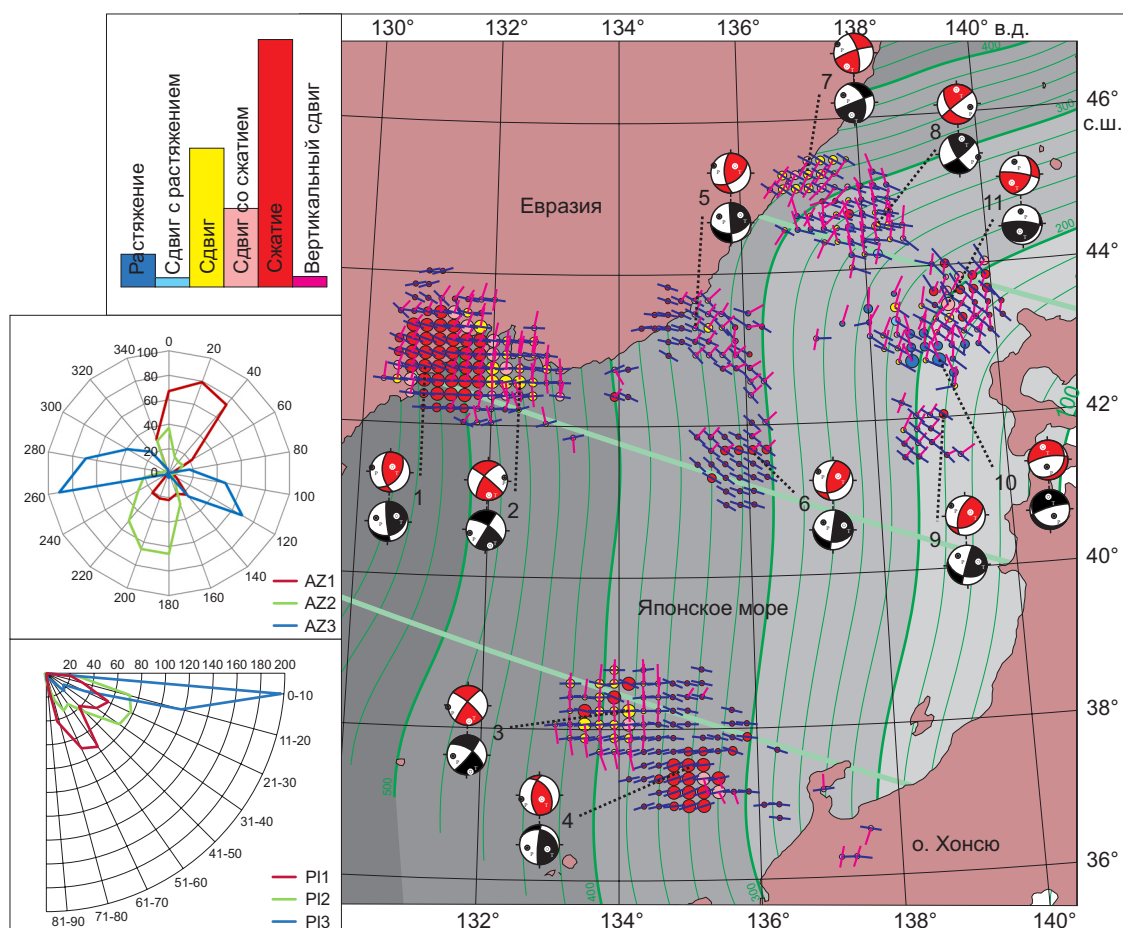


Рис. 6. Юго-западный участок. Условные обозначения соответствуют рис. 4, светло-зелеными линиями показано продолжение в проекции на условную плоскость направления движения Тихоокеанской плиты относительно Евразии [DeMets et al., 2010].

Fig. 6. Southwestern section. See Fig. 4 for the legend. Light green lines – subduction direction of the Pacific plate relative to Eurasia (projection to the estimated plane) [DeMets et al., 2010].

Таблица 2. Параметры напряженного состояния западной части Японской зоны субдукции (относительно поверхности геоида)

Table 2. The stress state parameters of the western part of the Japanese subduction zone (relative to the surface)

№	Долгота	Широта	Глубина*	σ_1		σ_2		σ_3		μ	Тип напряженного состояния**
				PL1	AZ1	PL2	AZ2	PL3	AZ3		
1	42.75	130.93	535	69	27	165	172	83	64	-0.01	Сжатие со сдвигом
2	42.57	132.43	460	301	67	1	210	89	157	0.81	Сдвиг со сжатием
3	38.25	134.14	384	302	62	-11	38	80	-151	0.64	Сдвиг
4	37.52	135.00	342	295	24	21	185	82	112	-0.02	Сжатие
5	43.30	135.21	342	84	41	178	176	89	49	0.12	Сжатие со сдвигом
6	41.67	136.07	312	97	35	179	188	89	55	-0.11	Сжатие со сдвигом
7	45.28	137.14	324	341	44	2	249	88	134	0.25	Сдвиг со сжатием
8	44.56	138.21	262	149	74	14	55	77	163	-0.11	Сдвиг с растяжением
9	42.03	139.07	182	102	37	174	197	86	53	-0.55	Сжатие со сдвигом
10	42.75	139.07	190	125	17	-42	255	79	-103	0.15	Растяжение
11	43.48	139.29	198	54	18	49	276	76	102	0.89	Сжатие со сдвигом

Примечание. Нумерация соответствует положению групп на рис. 6, 7. * – глубина погружающейся сейсмофокальной зоны согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. ** – тип напряженного состояния относительно условной плоскости.

Note. Numbers corresponds to positions of the groups in Fig. 6 and 7. * – subduction depths from the Slab2 model [Hayes, 2018]. ** – stress types relative to the estimated plane.

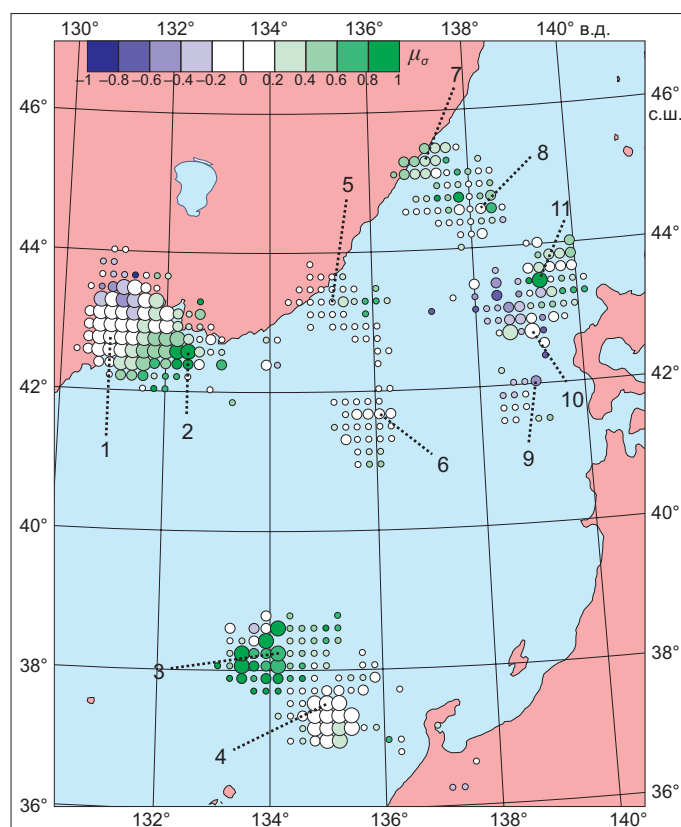


Рис. 7. Юго-западный участок, проекция на поверхность. Коэффициент Лодэ – Надаи.

Fig. 7. Southwestern section, projection to the surface. Lode – Nadai coefficient.

к вертикали относительно условной плоскости, соответственно эти районы находятся в условиях сжатия. На других участках (2, 3, 7 на рис. 6) ось растяжения горизонтальна, что приводит к условиям сдвиговых напряжений. При этом даже в соседних кластерах направление оси растяжения может значительно отличаться. Особенно хаотично оно изменяется в области перегиба сейсмофокальных зон, где наблюдаются все возможные типы напряженных состояний – от сжатия до растяжения. Наиболее распространенным типом напряженного состояния среды является сжатие вдоль погружения с некоторым вкладом сдвиговой компоненты.

Нестабильное направление оси растяжения σ_1 нашло отражение и в виде тензора напряжений, в районах наибольшей изменчивости наблюдаются отличные от 0 значения коэффициента Лодэ – Надаи (рис. 7). В районах 2, 3, а также в зоне перегиба (8, 11 на рис. 7) наблюдается одноосное сжатие вдоль погружения слэба, в районе 10 – одноосное растяжения в сторону изгиба плиты.

На рис. 6 приводятся характерные для районов механизмы очага в проекции на условную плоскость и на поверхность, параметры осей напряжений некоторых кластеров собраны в табл. 2.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным о механизмах очагов глубокофокусных землетрясений с эпицентрами в южной части Охотского

и северной части Японского моря удалось реконструировать поле напряжений наиболее сейсмоактивных участков юго-западного фланга Курило-Камчатской и Японской зон субдукции на глубинах 200–620 км. Получены направления главных осей сжатия и растяжения поля напряжений, а также оценен коэффициент Лодэ – Надаи, показывающий вид тензора напряжений, определен тип напряженного состояния среды.

Для реконструкции оптимального для собранных данных состояния поля тектонических напряжений использовался первый этап метода катакlastического анализа Ю.Л. Ребечко. Рассмотрение механизмов очага велось относительно прямоугольной системы координат, лежащей двумя осями по падению и простиранию условной плоскости, примерно совпадающей с положением субдуцирующей плиты.

Согласно полученным данным, оба участка слэба на глубинах свыше 200 км преимущественно находятся в состоянии сжатия в направлении погружения, ось сжатия на флангах немного отклоняется в сторону зоны перегиба, разделяющей эти сегменты субдуцирующей плиты. Тип напряженного состояния материала слэба определяется ориентацией оси растяжения, которая меняется от субвертикальной относительно условной плоскости, образуя таким образом области сжимающих напряжений, до горизонтальной, создавая области сдвиговых напряжений. Два небольших участка в условиях растяжения находятся на глубинах около 200 км

на периферии о. Хоккайдо и, вероятно, продолжаются на меньшие глубины.

Район перегиба сейсмофокальных зон отмечается нестабильным положением оси растяжения и высокими значениями коэффициента Лоде – Надаи, характерными для условий одноосного сжатия; направление сжатия остается прежним – в сторону движения слэба. Еще две области в условиях одноосного сжатия расположены под территорией Японского моря на глубинах 400–500 км.

Для удобства сопоставления полученные результаты для отдельных наиболее характерных участков представлены в виде стереограмм механизмов очагов, соответствующих ориентации поля напряжений в выбранных точках, а также в виде таблиц, в которых данные пересчитаны в систему координат, связанную с поверхностью.

7. ЛИТЕРАТУРА/REFERENCES

- Astiz L., Lay T., Kanamori H., 1988. Large Intermediate-Depth Earthquakes and the Subduction Process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 53 (1–2), 80–166. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90138-0](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90138-0).
- Averianova V.N., 1975. Deep Seismotectonics of Island Arcs: Northwestern Pacific. Nauka, Moscow, 219 p. (in Russian) [Аверьянова В.Н. Глубинная сейсмоструктура островных дуг: северо-запад Тихого океана. М.: Наука, 1975. 219 с.].
- Balakina L.M., 1995. Kuril-Kamchatka Seismogenic Zone – Structure and Earthquake Generation Sequence. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 12, 48–57 (in Russian) [Балакина Л.М. Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений // Физика Земли. 1995. № 12. С. 48–57].
- Barnes G.L., 2003. Origins of the Japanese Islands: The New «Big Picture». *Nichibunken Japan Review* 15, 3–50. <https://www.jstor.org/stable/25791268>.
- Bird P., 2003. An Updated Digital Model of Plate Boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (3). <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>.
- 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., 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, 1–18.
- Christova C., 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).
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., 2010. Geologically Current Plate Motion. *Geophysical Journal International* 181 (1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>.
- Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H., 1981. Determination of Earthquake Source Parameters from Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (B4), 2825. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>.
- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M., 2012. The Global CMT Project 2004–2010: Centroid-Moment Tensors for 13,017 Earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 200–201, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>.
- Fujita K., Kanamori H., 1981. Double Seismic Zones and Stresses of Intermediate Depth Earthquakes. *Geophysical Journal International* 66 (1), 131–156. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb05950.x>.
- Ghimire S., Kasahara M., 2009. Spatial Variation in Seismotectonics and Stress Conditions across the Kurile and Japan Trenches Inferred from the Analysis of Focal Mechanism Data in Hokkaido, Northern Japan. *Journal of Geodynamics* 47 (2–3), 153–166. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.07.007>.
- Glendon M.A., Chen W.-P., 1993. Systematics of Deep-Focus Earthquakes along the Kuril-Kamchatka Arc and Their Implications on Mantle Dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98 (B1), 735–769. <https://doi.org/10.1029/92JB01742>.
- Hayes G.P., 2018. Slab2 – A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release. <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.
- 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>.
- Horiuchi S., Koyama J., Izutani Y., Onodera I., Hirasawa T., 1975. Earthquake Generating Stress in the Kurile-Kamchatka Seismic Region Derived from Superposition of P-Wave Initial Motions. *The Science Reports of the Tohoku University. Ser. 5. Tohoku Geophysical Journal* 23 (2), 67–81.
- Huang J., Zhao D., 2006. High-Resolution Mantle Tomography of China and Surrounding Regions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111 (B9). <https://doi.org/10.1029/2005JB004066>.
- Igarashi T., Matsuzawa T., Umino N., Hasegawa A., 2001. Spatial Distribution of Focal Mechanisms for Interplate and Intraplate Earthquakes Associated with the Subducting Pacific Plate beneath the Northeastern Japan Arc: A Triple-Planed Deep Seismic Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106 (B2), 2177–2191. <https://doi.org/10.1029/2000JB900386>.
- Isacks B.L., Oliver J., Sykes L.R., 1968. Seismology and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73, 5855–5899. <https://doi.org/10.1029/JB073i018p05855>.
- Katsumata K., Wada N., Kasahara M., 2003. Newly Imaged Shape of the Deep Seismic Zone within the Subducting Pacific Plate beneath the Hokkaido Corner, Japan-Kurile Arc-Arc Junction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B12). <https://doi.org/10.1029/2002JB002175>.
- Khain V.E., Lomize M.G., 2005. *Geotectonics with Fundamentals of Geodynamics*. University Book House, Moscow,

500 p. (in Russian) [Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 500 с.].

Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblov G.M., Levin B.W., Prytkov A.S., 2011. The Mechanism of Postseismic Deformation Triggered by the 2006–2007 Great Kuril Earthquakes. *Geophysical Research Letters* 38 (6). <https://doi.org/10.1029/2011GL046855>.

Kubo A., Fukuyama E., Kawa H., Nonomura K., 2002. NIED Seismic Moment Tensor Catalogue for Regional Earthquakes around Japan: Quality Test and Application. *Tectonophysics* 356 (1), 23–48. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00375-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00375-X).

Lallemand S., 2016. Philippine Sea Plate Inception, Evolution, and Consumption with Special Emphasis on the Early Stages of Izu-Bonin-Mariana Subduction. *Progress in Earth and Planetary Science* 3 (15). <https://doi.org/10.1186/s40645-016-0085-6>.

Lay T., Ammon C.J., Kanamori H., Kim M.J., Xue L., 2011. Outer Trench-Slope Faulting and the 2011 Mw 9.0 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space* 63 (37), 713–718. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.006>.

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://dx.doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.302-311>.

Polets A.Yu., Zlobin T.K., 2014. Estimation of the Stress State of the Earth's Crust and the Upper Mantle in the Area of the Southern Kuril Islands. *Russian Journal of Pacific Geology* 8 (2), 126–137. <https://doi.org/10.1134/S1819714014020067>.

Poplavskaya L.N., Rudik M.I., Nagornyykh T.V., Safonov D.A., 2011. Catalogue of Focal Mechanisms of Strong ($M \geq 6.0$) Earthquakes in the Kuril-Okhotsk Region of 1964–2009. *Dal'nauka, Vladivostok*, 131 p. (in Russian) [Поплавская Л.Н., Рудик М.И., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Каталог механизмов очагов сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг. Владивосток: Дальнаука, 2011. 131 с.].

Rebetsky Yu.L., 1999. Methods for Reconstructing Tectonic Stresses and Seismotectonic Deformations Based on the Modern Theory of Plasticity. *Doklady Earth Sciences* 365A, 370–373 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады Академии наук. 1999. Т. 365. № 3. С. 392–395].

Rebetsky Yu.L., 2003. Development of the Cataclastic Analysis Method of Slip Faults for Tectonic Stress Estimation. *Doklady Earth Sciences* 388 (2), 237–241 (in Russian)

[Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады Академии наук. 2003. Т. 388. № 2. С. 237–241].

Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., 2014. The State of Stresses of the Lithosphere of Japan before the Catastrophic Tohoku Earthquake of 11.03.2011. *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>.

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://dx.doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.2.175-188>.

Safonov D.A., Konovalov A.V., Zlobin T.K., 2015. The Urup Earthquake Sequence of 2012–2013. *Journal of Volcanology and Seismology* 9, 402–411. <https://doi.org/10.1134/S074204631506007X>.

Safonov D.A., Nagornyykh N.V., Kovalenko N.S., 2019. Seismicity of the Amur and Primorye Region. *IMGG FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk*, 104 p. (in Russian) [Сафонов Д.А., Нагорных Т.В., Коваленко Н.С. Сейсмичность региона Приамурье и Приморье. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2019. 104 с.]. <http://dx.doi.org/10.30730/978-5-6040621-0-4.2019-1>.

Terakawa T., Matsu'ura M., 2010. The 3-D Tectonic Stress Fields in and around Japan Inverted from Centroid Moment Tensor Data of Seismic Events. *Tectonics* 29 (6). <https://doi.org/10.1029/2009TC002626>.

Wada I., He J., Hasegawa A., Nakajima J., 2015. Mantle Wedge Flow Pattern and Thermal Structure in Northeast Japan: Effects of Oblique Subduction and 3-D Slab Geometry. *Earth and Planetary Science Letters* 426, 76–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.021>.

Zhang H., Thurber C.H., Shelly D., Ide S., Beroza G.C., Hasegawa A., 2004. High-Resolution Subducting-Slab Structure beneath Northern Honshu, Japan, Revealed by Double-Difference Tomography. *Geology* 32 (4), 361–364. <https://doi.org/10.1130/G20261.2>.

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