



THE STATE OF STRESSES OF THE LITHOSPHERE IN JAPAN BEFORE THE CATASTROPHIC TOHOKU EARTHQUAKE OF 11 MARCH 2011

Yu. L. Rebetsky¹, A. Yu. Polets²

¹The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

²Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract: The article presents results of tectonophysical methods applied to reconstruct tectonic stress field of the north-western flank of the Pacific Ocean seismic focal zone in the region wherein the 2011 Tohoku earthquake was prepared. The reconstructions are based on earthquake foci data for the time period before the catastrophic seismic event. The field of stresses, wherein the Tohoku earthquake focus was formed, had a high gradient along the dip of the seismic focal zone. It is revealed that the focus developed in the junction area of the crust segments with high and low levels of effective pressure. A wide area of lower effective pressure was located at depths close to 30 km, and it was the most susceptible to brittle fracture. In our opinion, the area impacted by the Tohoku earthquake is large due to a large length of the crustal segments with the high gradient of stresses, which are located along the eastern part of the crust of the Honshu Island.

The stress reconstruction also shows that the axis of the Japan oceanic trough divides the seismic focal zone into areas of horizontal compression (westward) and horizontal extension (eastwards). According to our calculations, lateral compression is the highest at the crustal depths up to 20 km westward of the trough's axis, where maximum lateral compression axes are oriented orthogonally to the trough's strike. Eastward of the trough's axis, minimum horizontal compression axes are oriented orthogonally to the trough's strike. At the crossing point of the Japan trough, a sharp changing of stress is by a factor of 5 to 8 of internal cohesion of rocks, τ_f . This sharp changing of stress is lower for the Izu-Bonin trough and varies from 3 to 5 τ_f .

Key words: tectonophysical reconstructions, earthquake, earthquake focus.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. 2014. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 469–506. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0137.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЯПОНИИ ПЕРЕД КАТАСТРОФИЧЕСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ ТОХОКУ 11.03.2011 Г.

Ю. Л. Ребецкий¹, А. Ю. Полец²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация: В работе представлены результаты тектонофизической реконструкции поля тектонических напряжений для северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области в районе подготовки очага землетрясения Тохоку 2011 г. Реконструкция опиралась на сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений в период, предшествовавший катастрофическому землетрясению. Поле напряжений, в котором формировался очаг землетря-

сения Тохоку, имело высокий уровень градиента вдоль погружения сейсмофокальной области. Установлено, что развитие очага этого землетрясения происходило в области сочленения участков коры с высоким и низким уровнем эффективного давления. На глубинах, близких к 30 км, присутствовала обширная область пониженного уровня эффективного давления, которая является наиболее предпочтительной для развития хрупкого разрушения. Большая протяженность землетрясения Тохоку нами связывается с большой протяженностью участков коры с высоким уровнем градиента напряжений, расположенных вдоль всего восточного участка коры о. Хонсю.

Реконструкция напряжений также показала, что ось Японского океанического желоба разделяет сейсмофокальную область на зоны горизонтального сжатия (к западу) и горизонтального растяжения (к востоку). Наши расчеты показывают, что наибольший уровень латерального сжатия наблюдается в коре на глубинах 0–20 км к западу от оси желоба. Здесь оси максимального латерального сжатия ориентированы ортогонально оси желоба. К востоку от оси желоба ортогонально ему ориентированы оси наименьшего горизонтального сжатия. При этом скачок в уровне напряжений при переходе через Японский желоб составляет около 5–8 значений внутреннего сцепления (τ_f) пород. Для Идзу-Бонинского желоба этот скачок менее выражен, хотя явно существует и составляет 3–5 τ_f .

Ключевые слова: тектонофизические реконструкции, землетрясение, механизм очага.

1. ВВЕДЕНИЕ

Катастрофическое землетрясение, произошедшее 11.03.2011 г. ($M_w=9.0$) на северо-западном фланге Тихоокеанской сейсмофокальной области, развивалось вдоль участка восточного побережья о. Хонсю японской префектуры Тохоку. Название префектуры и дало собственное имя землетрясению. Землетрясение Тохоку продолжило цепочку гигантских землетрясений, произошедших в новейшую эпоху цифровых инструментальных наблюдений. Этот ряд начался Суматра-Андаманским землетрясением 2004 г. ($M_w=9.3$), продолжился чилийским землетрясением Мауле 2010 г. ($M_w=8.8$), и почти сразу за ним последовало землетрясение Тохоку.

Землетрясение 11 марта 2011 г. вызвало сильное цунами, высота приливной волны которого в ряде районов превысила десять метров. Жертвами землетрясения и последовавшего за ним цунами стали более 26000 человек, из них 14161 погибли, остальные числятся пропавшими без вести. По данным Японского метеорологического агентства (JMA) [<http://www.jma.go.jp>], событие 11 марта 2011 г. признано сильнейшим в истории страны и вошло в десятку сильнейших землетрясений за всю историю сейсмических наблюдений в мире, поэтому в японской литературе это землетрясение именуют также Великим Тохоку (Японское) землетрясением.

Сильнейшие землетрясения и вызванные ими разрушительные цунами наблюдались в этом районе и ранее: 869 г. – землетрясение «Дзёган», $M=8.3$, 1896 г. – землетрясение «Мэйдзи Санрику», $M=7.2$, 1933 г. – землетрясение «Санрику», $M=8.4$, землетрясение 1968 г. с $M=7.9$ (рис. 1). Вдоль восточного побережья о. Хонсю С.А. Федотовым [Fedotov, 1965] также была выделена область роя землетрясений с $M=7.8–8.3$, произошедших в период 1897–1901 гг., которая может рассматриваться как определенный эквивалент очаговой области землетрясения с $M>8.3$. Таким обра-

зом, очаговые области сильнейших землетрясений, произошедших вблизи о. Хонсю за последние 100–120 лет, практически полностью заполняли сейсмогенные участки коры.

В работах [Minoura et al., 2001; Satake et al., 2007; и др.] не раз подчеркивалась возможность возникновения сильного землетрясения и цунами в ближайшие 30 лет вблизи о. Хонсю. Свое предупреждение об опасности авторы основывали на исследовании разрушительного землетрясения Дзёган 869 г., т.е. фактически предполагали существование здесь периода сильнейших землетрясений более 1100 лет.

В исследованиях С.А. Федотова, выполненных в рамках проекта РФФИ «Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги...» в 2005 г., этот район рассматривался как область возможного сильного землетрясения с магнитудой более 7.7. Подобный прогноз высказывался исходя из длительности сейсмических циклов 70–170 лет [Fedotov, 1965], т.е. в этом случае области роя землетрясений 1897–1901 г., землетрясения 1896 г. и 1933 г. считались подготовленными к новой активизации. В такой трактовке сейсмических циклов вдоль восточного побережья Японии появлялась протяженная сейсмическая брешь. Следует заметить, что даже в этом случае автор концепции прогноза С.А. Федотов оценивал магнитуду ожидаемого землетрясения ниже 9.0.

Можно заключить, что, несмотря на прогнозные исследования, столь высокая магнитуда произошедшего землетрясения была неожиданна, она не следовала из данных, использовавшихся для подобных анализов.

2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ

Японские острова лежат в зоне сочленения четырех литосферных плит (рис. 2) со скоростями движения в первые сантиметры в год, определяемыми согласно

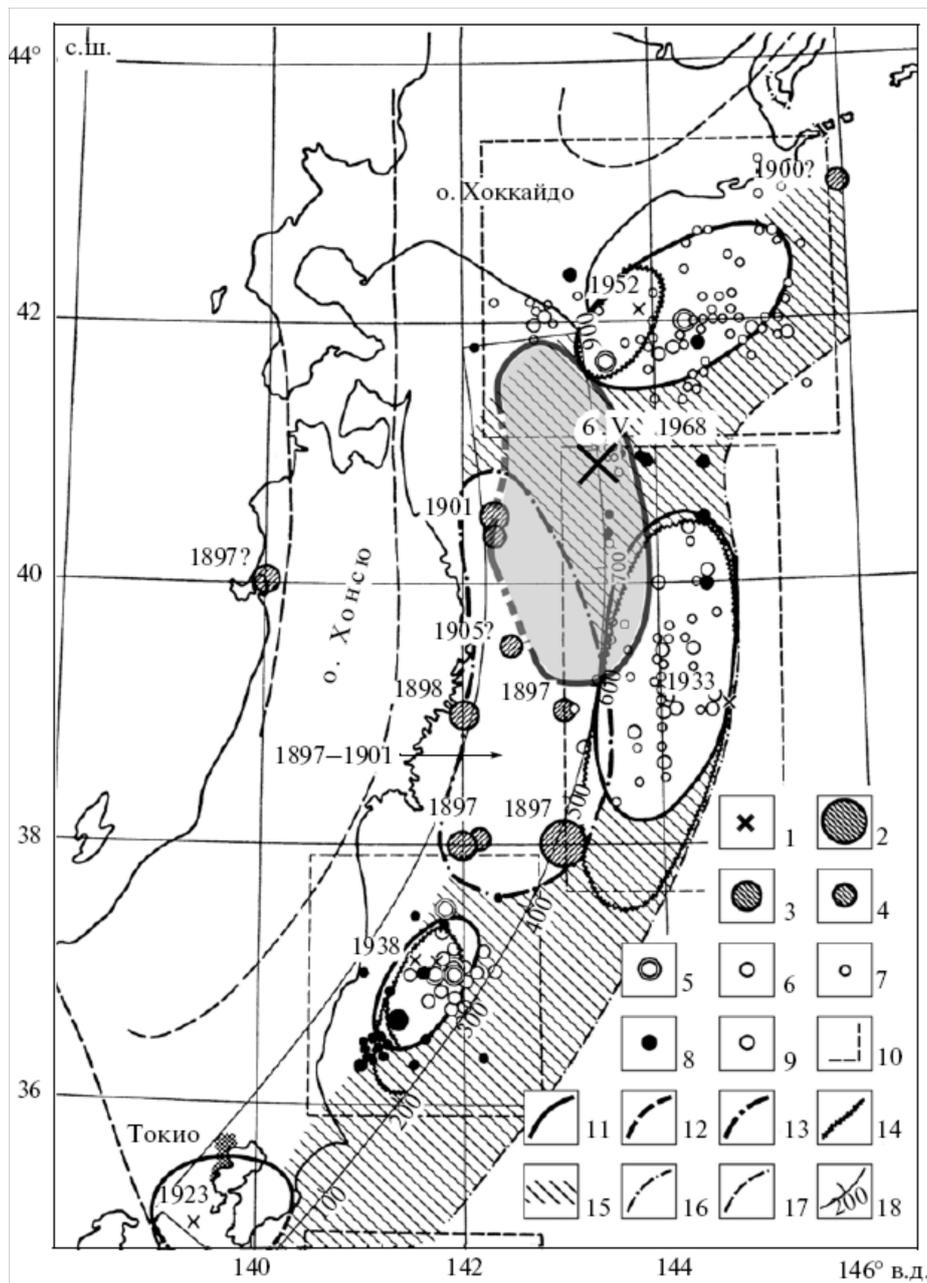


Рис. 1. Области очагов сильных землетрясений ($M \geq 7.75$) в коре Северо-Восточной Японии в период 1897–1968 гг. (очаг землетрясения 1968 г. залит светло-серым цветом) и вероятные места следующих землетрясений с $M \geq 7.75$ (штриховая область) (рисунок из работ [Fedotov, 1965; Fedotov et al., 2012]).

Легенда по работе [Fedotov et al., 2012]: 1 – сильнейших землетрясений 1923–1963 гг.; 2 – 1897–1905 гг. с $M=8.5-8.75$; 3 – $M=8.0-8.5$; 4 – $M=7.75$; эпицентры форшоков и афтершоков: 5 – $M \geq 7$; 6 – $M=6.0-6.9$; 7 – $M=5.0-5.9$; 8 – эпицентры форшоков; 9 – эпицентры афтершоков; 10 – границы областей, в которых нанесены все землетрясения за 1933, 1938, 1952 гг., включая форшоки и афтершоки; 11 – границы областей очагов сильных землетрясений; 12 – неуверенные участки границ областей очагов; 13 – возможная граница области землетрясений 1897–1901 гг.; 14 – границы областей возникновения цунами; 15 – вероятные места возникновения следующих сильных землетрясений; 16 – оси глубоководных впадин; 17 – оси вулканических поясов; 18 – линия отсчета расстояний вдоль континентального склона глубоководной впадины.

Fig. 1. Areas of strong earthquake foci ($M \geq 7.75$) in the crust of the North-Eastern Japan in the period from 1897 to 1968 (the 1968 earthquake focus is shown in light grey) and potential locations of future earthquakes with $M \geq 7.75$ (shaded area), according to [Fedotov, 1965; Fedotov et al., 2012].

The legend is according to [Fedotov et al., 2012]: 1 – strongest earthquakes from 1923 to 1963; 2 – 1897 to 1905, $M=8.5-8.75$; 3 – $M=8.0-8.5$; 4 – $M=7.75$; fore- and aftershock epicentres: 5 – $M \geq 7$; 6 – $M=6.0-6.9$; 7 – $M=5.0-5.9$; 8 – foreshock epicentres; 9 – aftershock epicentres; 10 – boundaries of areas and all the earthquakes in 1933, 1938 and 1952, including fore- and aftershocks; 11 – boundaries of strong earthquake focal areas; 12 – uncertain segments of boundaries of earthquake focal areas; 13 – possible boundary of the seismic area from 1897 to 1901; 14 – boundaries of tsunami areas; 15 – potential locations of future strong earthquakes; 16 – axes of deep-water basins; 17 – axes of volcanic belts; 18 – baseline for calculation of distances along the continental slope of the deep-water basin.

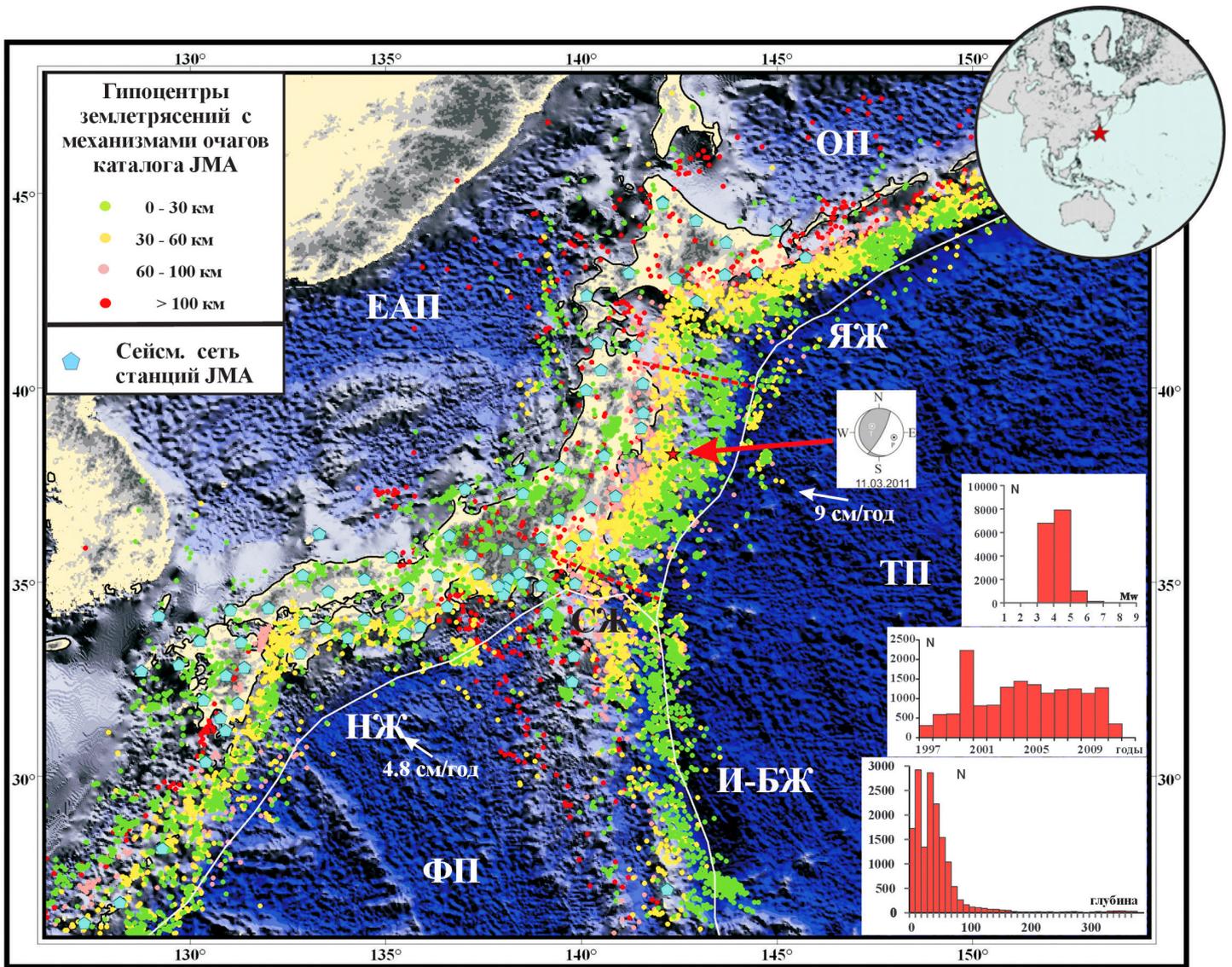


Рис. 2. Расположение сейсмических станций сети JMA (голубые пятиугольники), а также положение эпицентров очагов из каталога механизмов JMA, разделенных цветом на четыре глубинных уровня.

Белым цветом показаны осевые линии океанических желобов: Японского, Нанкайского, Идзу-Бонинского. Красный пунктир определяет северо-восточные и юго-западные границы очага землетрясения Тохоку 2011 г. В нижнем правом углу показаны диаграммы распределения числа событий из каталога механизмов очагов JMA в зависимости от времени, магнитуды и глубины. Скорости движения плит по работам [DeMets et al., 1990, 1994]. ЯЖ – Японский желоб, И-БЖ – Идзу-Бонинский желоб, НЖ – Нанкайский желоб, СЖ – Сагами желоб. ТП – Тихоокеанская плита, ЕАП – Евразийская плита, ФП – Филиппинская плита, ОП – Охотская плита.

Fig. 2. Locations of seismic stations of the Japan Meteorological Agency (blue pentagons) and locations of earthquake epicenters from the earthquake mechanism catalogue published by JMA (four depth levels are distinguished by colours).

Axial lines of Japan, Nankai, Izu-Bonin oceanic troughs are shown in white. The red dotted line shows the NE and SW boundaries of the 2011 Tohoku earthquake focus. Diagrams in the bottom right corner show the number of earthquakes (according to data from the JMA catalogue) versus time, magnitude and depth. Plate movement velocities are shown according to [DeMets et al., 1990, 1994]. Troughs: ЯЖ – Japan, И-БЖ – Izu-Bonin, НЖ – Nankai, СЖ – Sagami. Plates: ТП – Pacific, ЕАП – Eurasian, ФП – Philippines, ОП – Okhotsk.

Nuvel-1 и Nuvel-1A моделям [DeMets et al., 1990, 1994]: Евразийской (0.1 см/год), Филиппинской (4.8 см/год), Тихоокеанской (9.0 см/год) плит и Охотской микроплиты (0.8 см/год). Из них две континентальные – Евразийская и Охотская, и две океанические – Филиппинская и Тихоокеанская. Японский и

Идзу-Бонинский океанические желоба отделяют Тихоокеанскую плиту от Охотской и Филиппинской плит, а океанические Сагами и Нанкайский желоба отделяют Филиппинскую плиту от Охотской и Евразийской. В рамках современных взглядов на тектонику активных континентальных окраин считается, что эти плиты

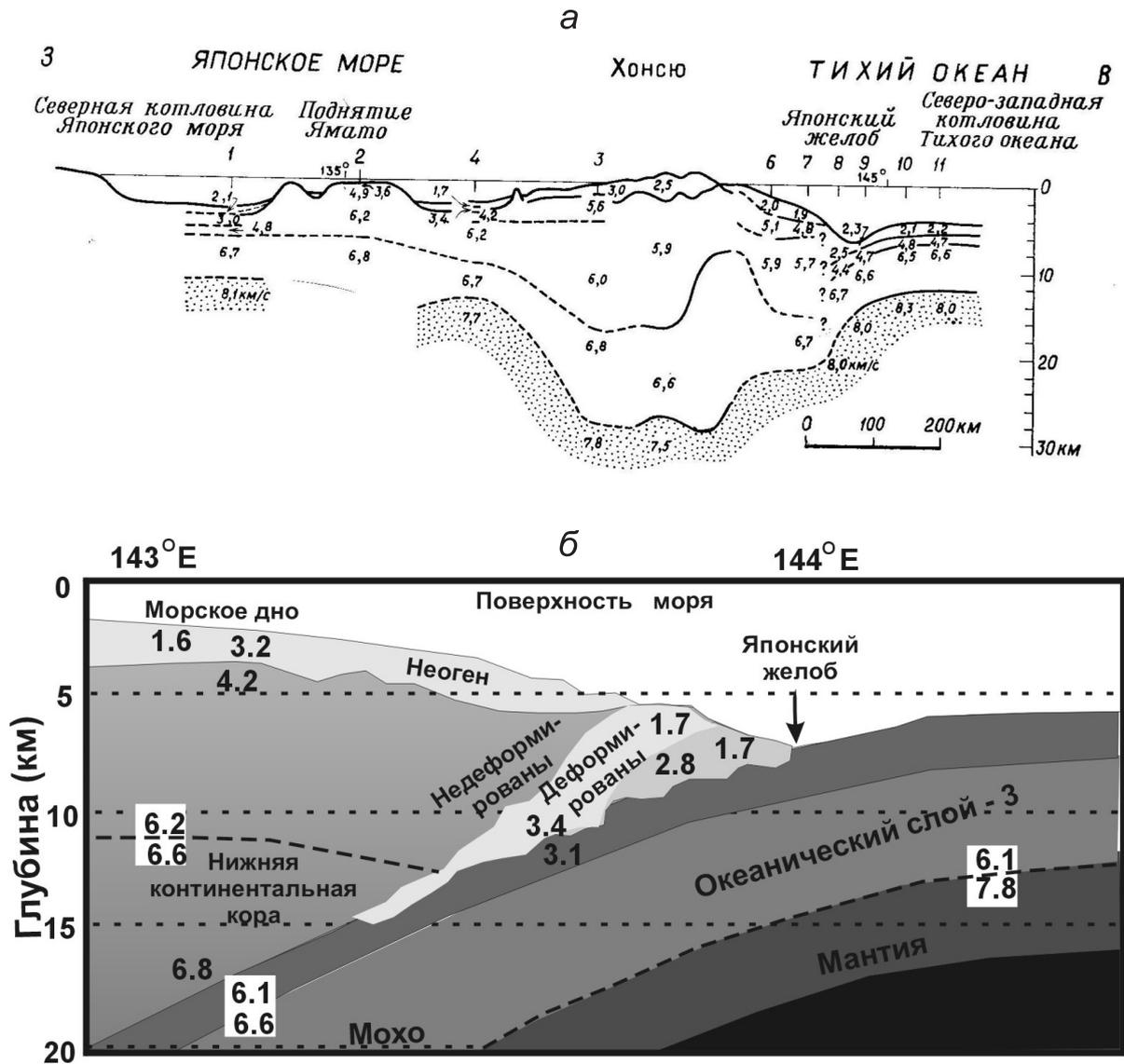


Рис. 3. Скоростной разрез земной коры в северной части о. Хонсю из работы: а – [Matsumoto, Kitamura, 1977], б – [Tsuru et al., 2000].

Fig. 3. The velocity profile of the crust in the northern Honshu Island according to: а – [Matsumoto, Kitamura, 1977], б – [Tsuru et al., 2000].

разделены тремя зонами субдукции, одной коллизионной зоной и одним тройным сочленением. Граница между Евроазиатской и Охотской плитами делит Японию на две области – юго-западную и северо-восточную. Области имеют разные геологические, сейсмические и тектонические особенности [Maruyama et al., 1997].

Данные о гравитационных аномалиях Буге в свободном воздухе показывают, что кора Японских островов находится вблизи изостатического равновесия (0–50 мгал) [Matsumoto, Kitamura, 1977]. Небольшие положительные отклонения имеются вдоль западного побережья о. Хонсю. Вдоль восточного побережья о. Хонсю наблюдается резкое увеличение положи-

тельных значений аномалий Буге при достижении максимальных значений 400 мгал вдоль оси Японского желоба. Разрезы земной коры (рис. 3, а), полученные на основе метода преломленных волн и методом поверхностных волн, показывают, что граница Моховичича находится на глубинах 12–35 км. На глубинах 30–150 км установлено существование в верхней мантии слоя пониженных скоростей. В более поздних работах [Tsuru et al., 2000] (рис. 3, б) сейсмические отражающие профили интерпретируются с позиции тектоники литосферных плит, но по своей сути они мало отличаются от данных (рис. 3, а).

Уточненные определения положения гипоцентров землетрясений тихоокеанской сейсмофокальной об-

ласти показывают, что существует две концентрированные полосы сейсмических событий, погружающиеся до глубин 200 км с востока под о. Хонсю [Hasegawa et al., 1979] и отстоящие друг от друга на расстоянии 30–40 км. Сейсмичность в пределах коры о. Хонсю и к западу от него сосредоточена в слое 30 км, а вблизи Японского океанического желоба распространяется до глубин 100 км.

В работах [Lomtev, Patrikeev, 1985; Lomtev, 2008, 2013] на основе анализа результатов ГСЗ, МПВ и МОГТ делается вывод, что внутренний склон Японского желоба вблизи о. Хоккайдо и о. Хонсю представляет собой систему чешуйчатых надвигов западного падения протяженностью 4–7 км, формировавшихся в кайнозойских осадках. Мощность аккреционной призмы до 4 км. Из полученных данных сложно понять, как далеко на восток может распространяться покровная надвиговая тектоника.

3. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ

Анализ особенностей развития сейсмического процесса в очаге этого катастрофического землетрясения показал, что повышение сейсмической активности началось 9 марта 2011 г. (рис. 4). По данным Геологической службы США (USGS) за полгода до 9 марта зарегистрировано всего 89 землетрясений (рис. 5, а) с магнитудой преимущественно от 4.0 до 5.0 (70 событий) и от 5.0 до 6.0 (19 событий), в районе исследования – у тихоокеанского побережья северо-восточной части острова Хонсю в небольшой области примерно в 400 км к северо-востоку от Токио и в 40 км от эпицентра главного толчка (рис. 5, б).

За два дня до основного толчка 9.03.2011 г. зарегистрирована серия форшоков (45 землетрясений), первые за полгода наряду с магнитудами от 4.0 до 5.0 (23 события) и от 5.0 до 6.0 (19 событий) отмечены два землетрясения с магнитудами 6.0, 6.4 и самый мощный форшок с магнитудой $M_w=7.5$ (рис. 5, б). За день до главного толчка 10.03.2011 г. число событий резко сократилось до 16 с магнитудами вновь не более 5.6 (рис. 5, в). 11 марта 2011 г. первый из серии мощных подземных толчков был зафиксирован в 14:46 по местному времени (05:46 по Гринвичу). После главного толчка 11.03.2011 г. последовали афтершоки с магнитудами $M_w=7.0$, $M_w=7.4$, $M_w=7.2$ и многочисленные толчки меньшей силы. В результате облако афтершоков распространилось на восток, юго-запад, северо-запад. Линейные размеры облака афтершоков $L=450$ км, $W=150$ км (рис. 5, г). Анализ распределения афтершоков по глубине с 11 по 20 марта показал, что наибольшее количество землетрясений (793) произошло в интервале от 30 до 40 км, на этой глубине произошло около 40 % землетрясений 11.03.2011 г.

Сейсмологические центры США дали близкие определения механизма очага. По данным Глобального

СМТ проекта: Strike1=203°, Dip1=10°, Slip1=88°; Strike2=25°, Dip2=80°, Slip2=90° при $M_0=4.5 \cdot 10^{22}$ Н·м. По данным USGS: Strike1=187°, Dip1=14°, Slip1=88°; Strike2=29°, Dip2=77°, Slip2=95°, $M_0=5.1 \cdot 10^{22}$ Н·м. На рис. 6 показан вертикальный профиль, секущий сейсмофокальную зону ортогонально океаническому желобу. Погружение плоскости очага землетрясения Тохоку в 14°, представленное в определении USGS, близко к наклону осевой линии сейсмофокальной области 20° на глубине 25 км (рис. 6).

Сейсмологические данные (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php) показывают, что развитие очага землетрясения Тохоку происходило с глубины 25 км (рис. 7). Если за первые 30 секунд очаг развивался во все стороны достаточно равномерно (исключение составляет запад – северо-западный азимут вдоль плоскости очага), то, достигнув в диаметре размера около 70 км, эта равномерность исчезла. Скорости распространения разрыва в латеральном направлении на север – северо-запад и юг – юго-восток стали несколько ниже, чем в направлении погружения и восстания разрыва. Фронты разрыва вышли к поверхности коры приблизительно на 60-й секунде от начала землетрясения, а в конечную глубинную область очага – на 75-й секунде, пройдя приблизительно одинаковые расстояния – около 130 км. Максимальные амплитуды смещения наблюдались вблизи поверхности на глубине 3–5 км от океанического дна (15 км от поверхности океана). В этом месте наблюдались и наибольшие скорости «вспарывания» очага в направлении восстания.

4. ИСХОДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Северо-Западный фланг Тихоокеанской области является одним из наиболее сейсмически активных районов Земли. Уникальность этой территории состоит в том, что для большого ее участка существуют данные о сейсмических событиях, полученных по наблюдениям двух разных высокоточных широкополосных цифровых сейсмических сетей. Это мировая сеть IRIS (<http://www.iris.edu>), по цифровым записям которой USGS и Национальный центр информации землетрясений США (NEIC) получают данные для глобальных каталогов землетрясений (<http://earthquake.usgs.gov/eqarchives/epic>) и каталогов механизмов очагов землетрясений (<http://earthquake.usgs.gov/eqarchives/sopor>). По данным сейсмической сети IRIS механизмы очагов землетрясений определяются начиная с магнитуд 4.3–4.8.

После землетрясения в Кобе (1994 г.) в Японии развернута сейсмическая сеть из 84 цифровых широкополосных станций, по данным которой JMA создает каталог механизмов очагов землетрясений (<http://www.fnet.bosai.go.jp>) для территории Японии и сопредельных территорий (Южные Курилы). Региональная

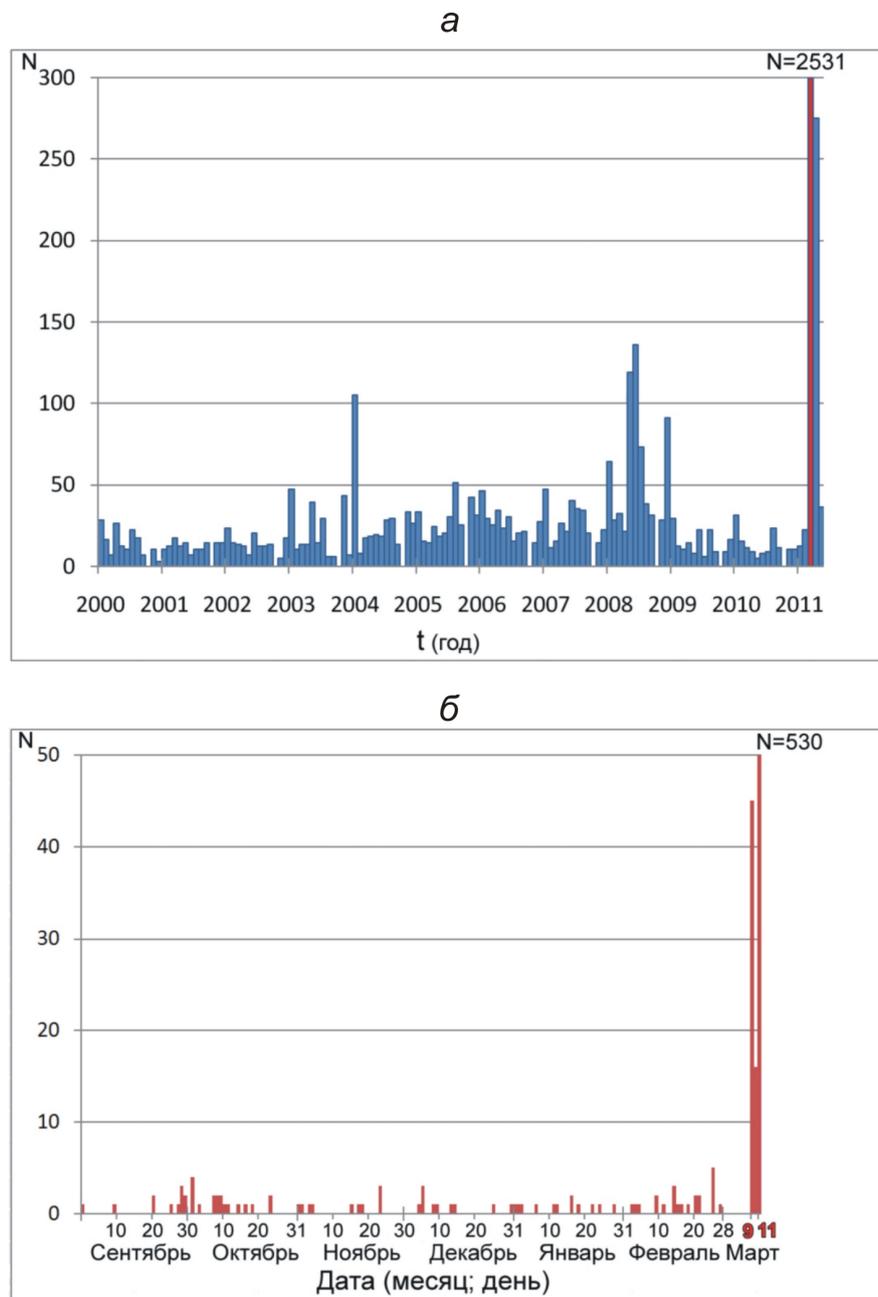


Рис. 4. Изменение количества землетрясений в сутки: а – за период с 2000 по 2011 гг.; б – более детальный за семь месяцев до 11.03.2011 г.

Fig. 4. Earthquake number variations within 24 hours. а – from 2000 to 2011; б – in a more detail within seven months before 11 March 2011.

сейсмическая сеть Японии позволяет определять механизмы очагов землетрясений начиная с магнитуд 3.0. Определение механизмов очагов землетрясений JMA ведется для площади по широте $20.0\text{--}47.5^\circ$ с.ш. и по долготу $124.3\text{--}154.5^\circ$ в.д. В полном виде за период с 01.01.1997 г. по 02.28.2011 г., т.е. до землетрясения Тохоку, каталог насчитывает 16036 решений тензора момента центра (СМТ) для землетрясений с магнитудами $7.9 \geq M_w \geq 3.1$ при разбросе глубин от 0 до 499 км.

Определение механизмов очагов землетрясений в обоих представленных выше каталогах происходит на схожих принципах, путем интерпретации полной волновой картины [Ekström et al., 2012]. Поскольку базисом определений механизмов являются разные сейсмические сети (глобальная сеть IRIS и региональная сеть JMA), использующие различающиеся сейсмические скоростные модели среды, в рамках настоящих исследований выполнено сопоставление результатов определения механизмов очагов, полученных для

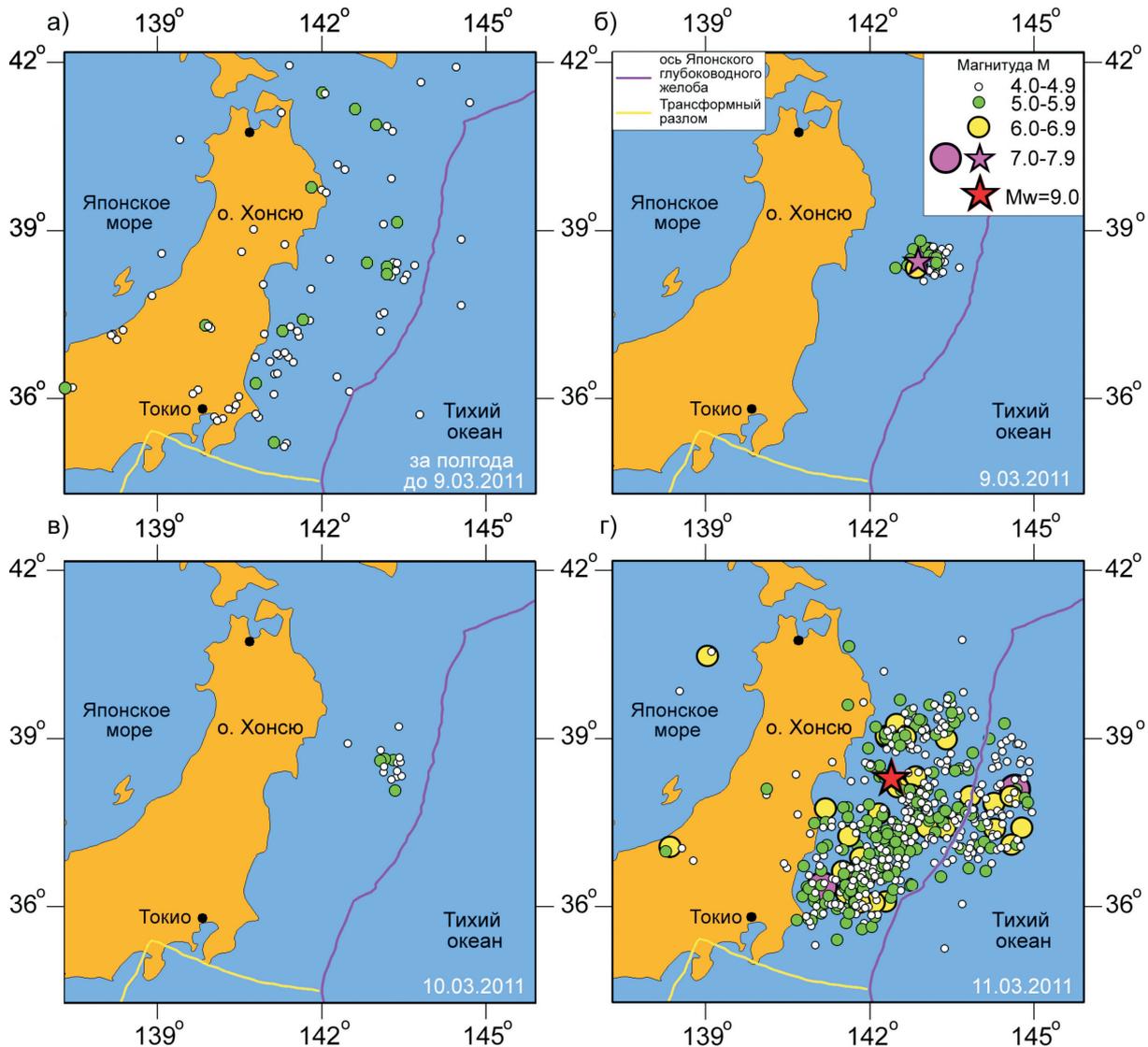


Рис. 5. Положение эпицентров землетрясений в районе о. Хонсю с 1.09.2010 г. по 11.03.2011 г.: а – за полгода до 9.03.2011 г., б – 9.03.2011 г., в – 10.03.2011 г., г – 11.03.2011 г.

Fig. 5. Locations of earthquake foci in the Honshu Island from 01 September 2010 to 11 March 2011: а – six months before 09 March 2011; б – 09 March 2011; в – 10 March 2011; г – 11 March 2011.

одних и тех же землетрясений по каталогам NEIC и JMA. Обработка исходных сейсмологических данных производилась в пределах области 30–46° с.ш. и 128–145° в.д. за временной период с 01.01.2007 г. по 31.12.2010 г. За рассматриваемый период каталог JMA насчитывает 11114 событий, каталог NEIC – 1043 событий. Нижний уровень магнитуд в первом каталоге $M_w \geq 4.7$ (NEIC), во втором $M_w \geq 3.1$ (JMA).

События из двух каталогов сопоставлялись по следующим критериям: дата землетрясения (строгое соответствие), долгота и широта ($\pm 0.5^\circ$), магнитуда (± 0.3), глубина (± 30 км). Большой коридор для значений по глубине подобран по причине значительной разницы глубин по одному и тому же событию в двух каталогах (рис. 8, а).

Из 1043 событий каталога NEIC 900 удовлетворяют заданным критериям сопоставления, из них 142 события имеют более одного аналога из каталога JMA. Из-за невозможности полной идентификации эти события были исключены из дальнейшего анализа. Соответственно 143 события каталога NEIC не имели аналога в каталоге JMA. В итоге сравнение двух каталогов происходило по 758 событиям.

Сравнение выполнялось по ориентации осей *T* и *P* для отдельных механизмов очагов землетрясений (сброшенные напряжения растяжения и сжатия). Для них рассчитывались углы отклонения азимутов и погружения этих осей (рис. 8, б, в). Результат сравнения двух каталогов показал: из 758 событий 461 (или 61 %) имеют несущественные отклонения в азимутах и

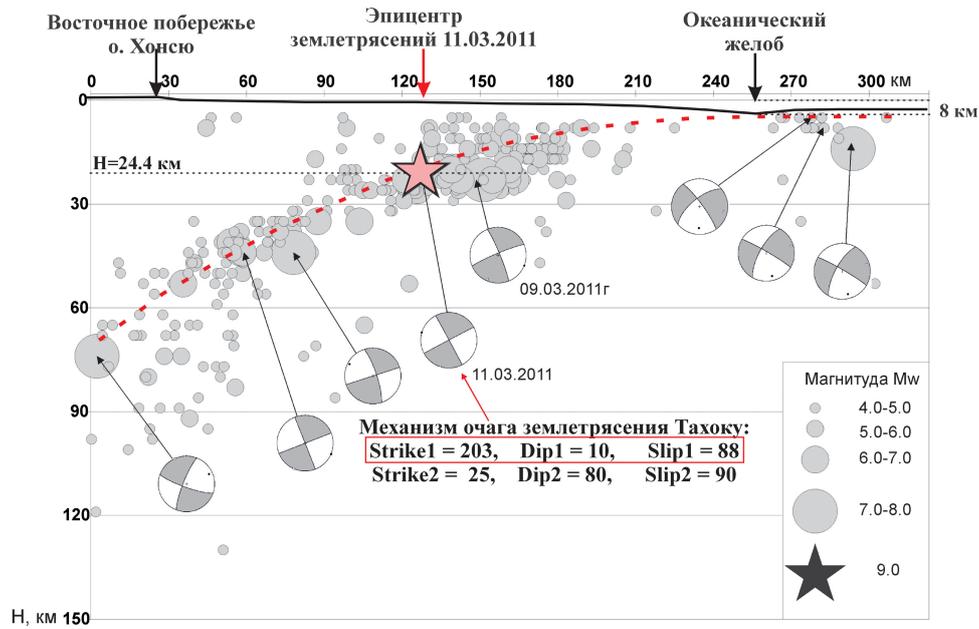


Рис. 6. Вертикальное сечение сейсмофокальной области поперек восточного побережья о. Хонсю и Японского океанического желоба с положением гипоцентра Тохоку землетрясения и гипоцентров землетрясений до 11.03.2011 г.

Механизмы наиболее сильных землетрясений и землетрясения Тохоку показаны в проекциях на вертикальное сечение. Красный пунктир определяет осевую линию сейсмофокальной области.

Fig. 6. The vertical profile of the seismic focal zone across the eastern shoreline of the Honshu Island and the Japan oceanic trough and locations of the Tohoku earthquake and earthquake hypocentres before 11 March 2011.

Mechanisms of the strongest seismic events and the Tohoku earthquake mechanism are shown in projections to the vertical profile. The red dotted line shows the axial line of the seismic focal zone.

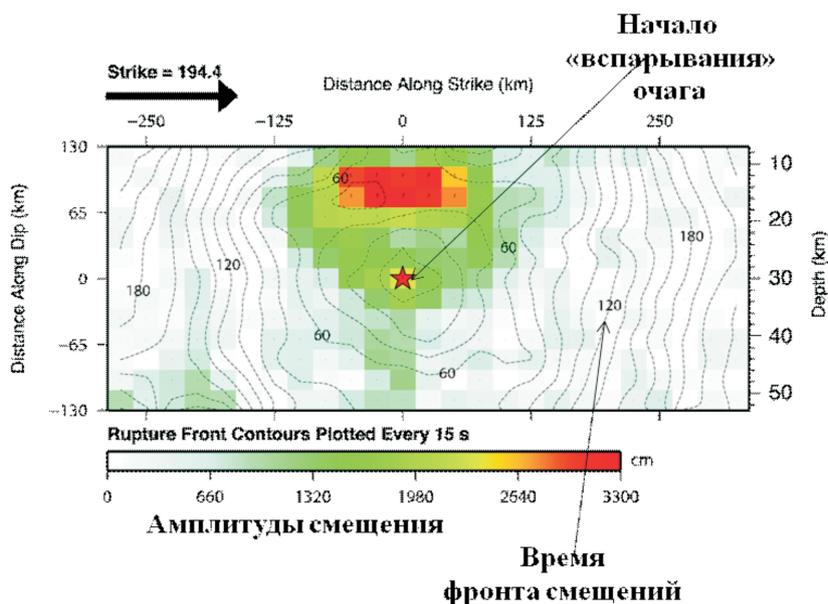


Рис. 7. Развитие фронта разрушения и амплитуды смещения вдоль очаговой плоскости землетрясения Тохоку 2011 г. (рисунок взят с Web-site Геологической службы США http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php).

Fig. 7. Development of the destruction front and the displacement amplitude along the focal plane of the 2011 Tohoku earthquake (from the web-site of the US Geological Survey http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php).

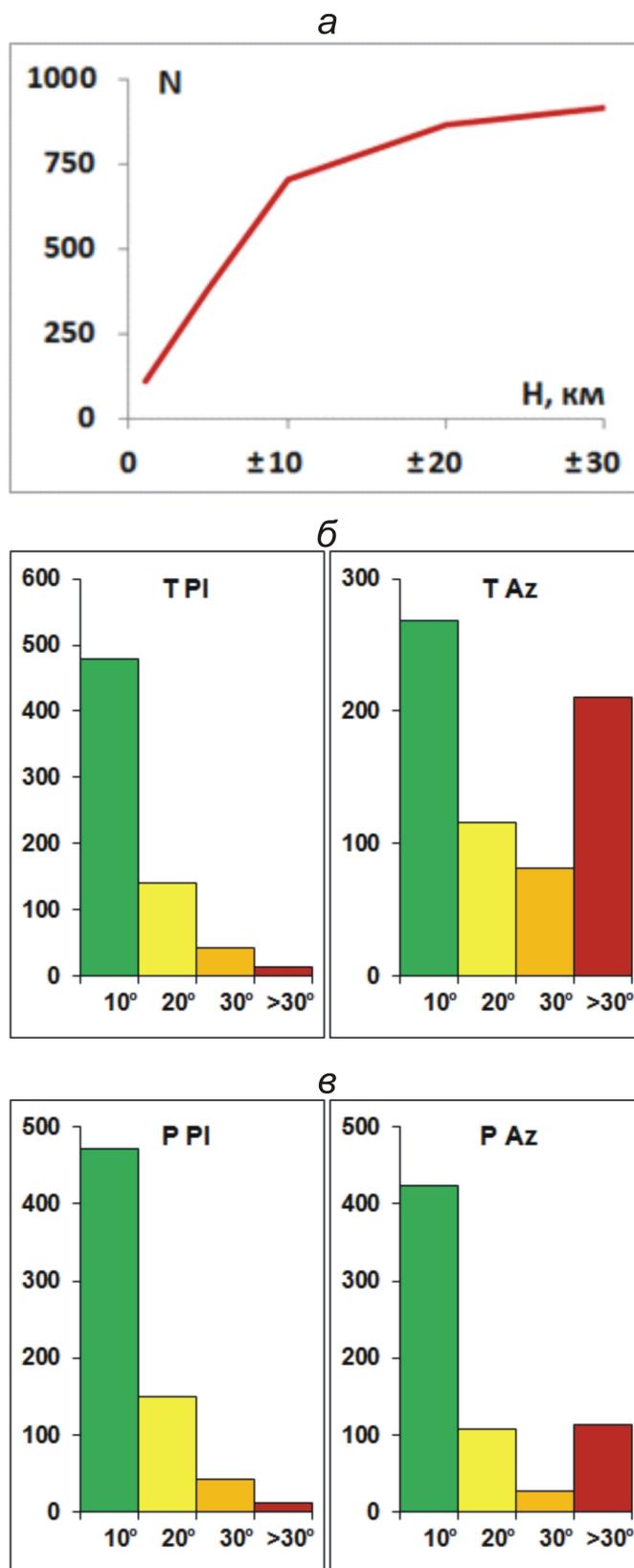


Рис. 8. Сопоставление каталогов NEIC и JMA: *a* – график зависимости количества сопоставленных событий от глубины (коридор значений ± 10 , ± 20 , ± 30 км), в случае если остальные критерии сравнения остаются без изменений; *б*, *в* – амплитуды отклонений углов погружений и азимутов осей *T* (*б*) и *P* (*в*): $0-10^\circ$ – несущественные отклонения; $10-20^\circ$, $20-30^\circ$ – значительные отклонения; свыше 30° – существенные.

Fig. 8. Comparison of NEIC и JMA catalogues: *a* – number of compared seismic events versus depth (values ± 10 , ± 20 , ± 30 km) in case that other criteria of comparison remain unchanged; *б*, *в* – amplitudes of deviations of dip angles and azimuth of axes *T* (*б*) and *P* (*в*): $0-10^\circ$ – insignificant; $10-20^\circ$, $20-30^\circ$ – considerable; above 30° – significant deviations.

погружениях осей *T* и *P*, 199 событий (26 %) – значительные, а 98 событий (13 %) – существенные отклонения. Наибольшее число несовпадений по двум каталогам получено для азимутов оси *T*. Это связано с тем, что данные оси в исследуемом регионе достаточно часто имеют субвертикальное направление. При такой ориентации большие отличия в азимутах на самом деле не приводят к большим отличиям в ориентациях этих осей. Таким образом, можно заключить, что результаты этого анализа показывают хорошее совпадение механизмов очагов землетрясений каталогов NEIC и JMA. Лишь немногим более 100 событий (около 13 %) имеют отличия в ориентациях осей, превышающие 30°.

Анализ каталога механизмов очагов JMA показал, что в среднем этот каталог ежегодно пополняется около 1000 событиями. Годы с большими числами произошедших землетрясений относятся к периодам возникновения относительно сильных землетрясений с $M_w > 6.5$, что определяет попадание в данный каталог большого числа афтершоков этих событий (см. рис. 2). Как следует из данных рис. 2, диапазон магнитуд землетрясений из каталога механизмов очагов, доставляющий наибольшее число определений, составляет 3.5–5.5, а их гипоцентры в основном находятся на глубинах до 100 км при наличии двух локальных максимумов распределения гипоцентров для глубин 0–20 км и 30–50 км. На рис. 9 показаны механизмы сильных землетрясений с $M_w > 5.5$ и эпицентры менее сильных землетрясений ($M_w \leq 5.5$) из этого каталога, произошедшие до землетрясения Тохоку.

На рис. 9 представлена карта механизмов очагов землетрясений в коре северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области по данным каталога JMA. Анализ данных о механизмах показывает, что основным типом механизмов является взброс, отличающийся пологим положением оси *P* и более крутым погружением оси *T* ($\pm 15^\circ$). Землетрясения, для которых оси *P* и *T* местами субвертикальны и субгоризонтальны ($\pm 15^\circ$ соответственно), отвечающие сбросам, встречаются почти в два раза реже. Землетрясения, для которых оси *P* и *T* субгоризонтальны ($\pm 15^\circ$), отвечают сдвигам вдоль простирания разрыва, и их число близко к числу сбросовых землетрясений. Такое же число событий с осями *P* и *T*, расположенными под углами $45^\circ (\pm 15^\circ)$, отвечает механизму типа взрез (субвертикальный разрыв) или горизонтальный поддвиг (субгоризонтальный разрыв). Чуть меньшее число землетрясений с механизмами, промежуточными относительно рассмотренных выше.

Сопоставление механизмов очагов землетрясений для диапазонов магнитуд $5.5 > M_w > 3$ и $7 > M_w > 5$ показывает, что при большем уровне магнитуд механизмы очагов типа взбросы становятся преимущественными, их число от общего составляет около 45 %, в то время как при меньшем диапазоне магнитуд – около 32 %. Это показывает, что в зависимости от магнитуд-

ного диапазона анализируемых механизмов очагов землетрясений может меняться характер усредненного напряженного состояния.

5. ОБЗОР УЖЕ ИЗВЕСТНЫХ ДАННЫХ О НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ КОРЫ ЯПОНИИ

Следует отметить, что ранее детальные исследования поля напряжений для коры Японских островов были выполнены одним из авторов настоящей статьи в работе [Rebetsky, 2007a]. Эти исследования базировались на методе катакластического анализа разрывных смещений, а исходными данными являлся каталог механизмов очагов землетрясений JMA в период 01.01.1997 г. по 02.06.2002 г. Другие подобные детальные исследования именно поля напряжений нам не известны.

Как правило, для коры западного склона Японского желоба выполнялись оценки усредненных по площадям в тысячи квадратных километров параметров напряженного состояния. К подобным работам следует отнести [Hasegawa et al., 2011; Kato et al., 2011; Hardebeck, 2012], в которых анализ напряженного состояния области развития землетрясения Тохоку проводился в одном методическом ключе. По методике, подобной подходу В.Д. Парфенова [Parfenov, 1984], на основании ориентаций осей *P* и *T* механизмов очагов до и после (афтершоки) землетрясения Тохоку определялись ориентации осей главных напряжений (центры облака точек *P* и *T* отдельных механизмов на единичной полусфере), действовавшие в каждом из этих двух участков на соответствующих стадиях сейсмического процесса (до или после землетрясения Тохоку). Так, согласно работам [Hasegawa et al., 2011; Hardebeck, 2012], для двух участков океанической части коры восточного побережья о. Хонсю протяженностью около 400 км были определены углы погружения осей максимального сжатия (среднее положение осей *P*) и максимального девиаторного растяжения (среднее положение осей *T*), которые до возникновения землетрясения Тохоку составляли около 63° и 27° соответственно.

Следует также отметить, что подход, при котором оси *P* и *T* отдельных механизмов отождествляются с осями главных напряжений, может приводить к достаточно большим ошибкам в определении ориентации осей главных напряжений [Kostrov, 1975; Rebetsky, Alekseev, 2014].

В работах [Hasegawa et al., 2011; Hardebeck, 2012] также выполнялась оценка величин тектонических напряжений. Для этого использовались данные об ориентации главных осей напряжений до и после землетрясения Тохоку [Hardebeck, Hauksson, 2001]. По разности углов между положениями осей напряжений максимального сжатия и по данным о величине сброшенных напряжений каждого из участков опреде-

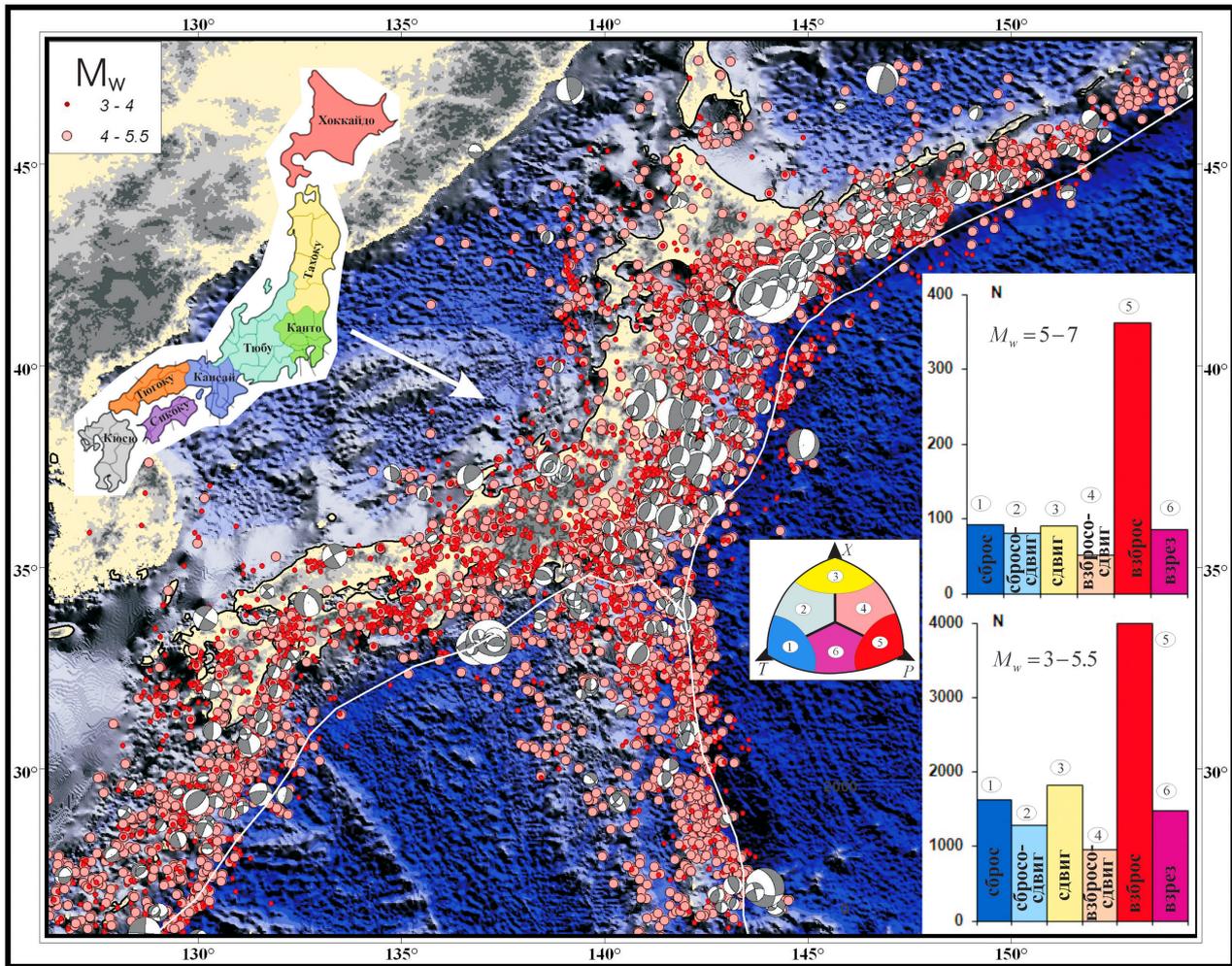


Рис. 9. Карта распределения эпицентров землетрясений с $3.0 < M_w < 5.5$ и механизмов очагов землетрясений из каталога механизмов очагов JMA.

В правом нижнем углу для двух диапазонов магнитуд ($3.0-5.7$ и $5.0-7.0$) показана схема разделения механизмов на шесть типов в зависимости от ориентации оси на зенит в октанте, построенном на осях P , T , X , и диаграмма числа землетрясений с различными типами механизмов: 1) сброс, 2) сбросо-сдвиг, 3) сдвиг, 4) взбросо-сдвиг, 5) взброс, 6) взрез или поддвиг. В левом верхнем углу дана карта префектур Японии.

Fig. 9. The distribution of earthquake epicentres ($3.0 < M_w < 5.5$) and earthquake focal mechanisms according to data from the JMA catalogue.

In the bottom right corner, a scheme of six mechanisms is shown for two magnitude ranges ($3.0-5.7$ and $5.0-7.0$) with regard to axis orientations to the zenith in the octant constructed at axes P , T and X , and the diagram shows the number of earthquakes with different mechanism types: 1 – normal fault, 2 – shear fault with normal component, 3 – shear fault, 4 – shear fault with reserve component, 5 – reverse fault, 6 – incision fault or underthrust. In the top left corner, the map shows prefectures in Japan.

лялась величина максимальных касательных напряжений. Для исследуемых участков коры изменение ориентации осей сжатия было 27.5° и 35° , а рассчитанные значения максимальных касательных напряжений оказались равными 21 и 22 МПа. Согласно расчетам, уменьшение уровня девиаторных напряжений составило 90–95 %. Подобные изменения уровня напряжений определяют энергетическую эффективность сейсмического излучения (КПД землетрясения) порядка 82–91 %, что является крайне необычным для хрупкого разрушения горных пород и, в особенности, для сильных землетрясений [Bath, Duda, 1964; Kanamori,

Anderson, 1975].

Анализируя результат, полученный в работе [Hasegawa, 2011], следует отметить следующее. Как показано в работе [Rebetsky, 2007a], подход В.Д. Парфенова предполагает, что в исследуемой области хрупкое разрушение идет по двум сопряженным парам сколовых трещин. В этом случае облако точек осей P и T отдельных механизмов на единичной полусфере располагается симметрично относительно осей главных напряжений (σ_3 и σ_1 соответственно), под действием которых и происходит хрупкое разрушение. Это условие, вероятно, выполняется на афтершоковой стадии про-

цесса, когда в результате сильного землетрясения резко активизируются разрывы разной ориентации. На форшоковой стадии процесса локализация хрупких разрывов идет вдоль очаговой плоскости, и поэтому здесь одновременно не работают обе сопряженных пары трещин. Результатом подобного развития хрупкого разрушения является смещение облака точек осей P и T отдельных механизмов в одну сторону от положения осей действующих напряжений σ_3 и σ_1 . Эти отклонения могут достигать 13–18°. Возможно, что чрезмерно завышенный КПД этого землетрясения связан именно с этой методической ошибкой.

В другой группе работ [Miao, Zhu, 2012; Toda, Stein, 2013] изучалось напряженное состояние коры на афтершоковой стадии землетрясения Тохоку на основе расчета изменения кулоновых напряжений. Основой расчета подобных напряжений являются данные о величине сброшенных касательных напряжений в очаге сильного землетрясения (в данном случае землетрясения Тохоку), ориентации плоскости его очага и направлении подвижки. Все эти данные вместе позволяют решить задачу теории упругости и рассчитать изменения компонент тензора напряжения в точках пространства, окружающего очаг сильного землетрясения [Stein, Lisowski, 1983; Reasenber, Simpson, 1992]. Считается, что по результатам расчета изменений кулоновых напряжений появляется возможность выявить области, где эти напряжения повышаются относительно начального состояния (до сильного землетрясения), и, следовательно, здесь можно ожидать повышенной активности афтершокового процесса. Наоборот, там, где кулоновые напряжения понизились, афтершоки маловероятны.

Однако сопоставление результатов расчетов кулоновых напряжений с афтершоковой последовательностью землетрясения Тохоку в работе [Miao, Zhu, 2012] не показало хорошей корреляции. Афтершоки происходили как в области повышения кулоновых напряжений, так и в областях их понижения. На наш взгляд, ошибочность подхода в представленных работах заключается в том, что рассматривается только упругая реакция среды на сильное землетрясение. На самом деле, геологическая среда уже в верхнем слое коры находится в закритическом состоянии, определяющем возможность формирования трещинных необратимых деформаций [Rebetsky, 2007a, 2007b, 2007c, 2009]. В этом случае сброс напряжений вдоль крупного разлома может приводить как к продолжению закритического поведения участков коры, так и к упругой разгрузке.

6. МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Реконструкция параметров напряженного состояния в коре северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области выполнялась на основе ме-

тода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Rebetsky, 2007a]. Этот метод состоит из четырех этапов и позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений, как это делается в широко известных методах [Angelier, 1990; Carey-Gailphardis, Mercier, 1987; Gephart, Forsyth, 1984; Gushchenko et al. 1990; и др.], но и величины напряжений. В МКА используются как данные о механизмах очагов землетрясений, так и обобщение результатов экспериментов по разрушению горных пород, данные о динамических параметрах очагов землетрясений и уравнение сохранения импульса силы в вертикальном направлении. На каждом этапе расчета используется какой-то один тип из указанной выше общей группы данных, а результатом работы его алгоритма является получение некоторого набора компонент тензора напряжений. Каждый последующий этап расчета использует результаты предыдущего этапа. В случае выполнения всех четырех этапов расчета МКА получают данные о шести компонентах тензора напряжений, четырех компонентах тензора приращений сеймотектонических деформаций, эффективной прочности сцепления и флюидном давлении [Rebetsky, 2007a].

Расчеты компонент тензора напряжений выполняются в доменах земной коры, выделяемых в качестве квазиоднородных по их деформационному состоянию. Каждому из таких доменов отвечает своя однородная выборка очагов землетрясений. В алгоритме МКА существуют процедуры, позволяющие выполнять контроль за однородностью деформаций таких доменов.

Алгоритм МКА на первом этапе реконструкции выполняет определение ориентации главных осей тензора напряжений и значение коэффициента Лоде – Надаи, что характеризует эллипсоид напряжений [Rebetsky, 1997, 1999, 2001]. Здесь основные процедуры МКА близки к тем, что использованы в методах J. Angelier, E. Carey-Gailphardis и О.И. Гуценко. На этом этапе осуществляется создание *однородной выборки механизмов очагов землетрясений*, характеризующей квазиоднородный домен земной коры, которому приписываются результаты расчета напряжений. Принципиальным отличием алгоритма МКА от других методов является его нацеленность на выбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого достигается максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях [Drucker, Prager, 1952]. Для реализации этого основного принципа теории пластичности в МКА существует алгоритм расчета тензора приращений сеймотектонических деформаций, близкий по конечной форме выражений к алгоритму расчета средних механизмов С.Л. Юнги [Yunga, 1990].

На втором этапе МКА производится расчет редуцированных значений максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (разность между тектоническим давлением и давлением флюида в трещинно-поровом пространстве) [Rebetskii, 2003, 2009b; Rebetsky, 2005, 2009]. Здесь на диаграмме

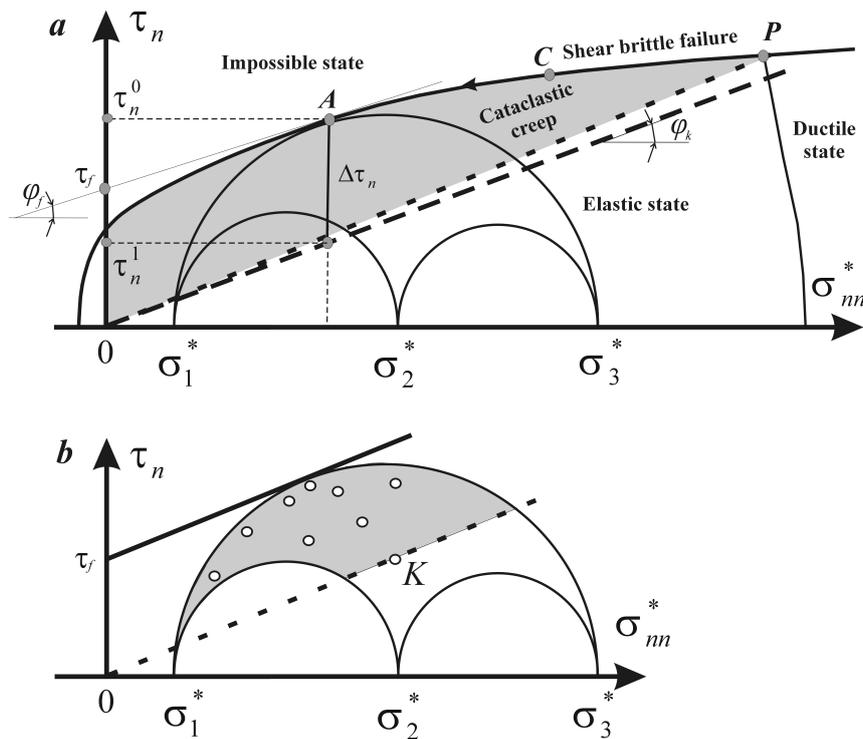


Рис. 10. Полоса разрушения (a) и распределения точек с данными о напряжениях в очагах землетрясений из однородных выборок (b) на диаграмме Мора [Rebetsky, 2007a].

τ^0, τ^1 – касательные напряжения на разрыве соответственно до и после его активизации; $\Delta\tau$ и τ_f – сброшенные касательные напряжения и напряжения внутреннего трения; ϕ_f, ϕ_k – угол внутреннего статического и кинематического трения на разрыве; звездочка при главных напряжениях отвечает учету флюидного давления (эффективные напряжения).

Fig. 10. The band of destruction (a) and scatter of data points of stresses in earthquake foci from similar data sets (b) in the Mohr diagram [Rebetsky, 2007a].

τ^0, τ^1 – shear stresses on the fault before and after it's activations; $\Delta\tau$ и τ_f – shear stress drop and cohesion stress; ϕ_f, ϕ_k – angles of inner static and kinematic friction on the fault; stars for principal stresses are characterize influence of fluid pressure (effective pressure).

Мора для каждого домена реконструкции напряжений анализируются расположения точек, характеризующих напряжения на плоскости очага землетрясений (рис. 10 а, б). Подобный анализ выполняется по данным однородной выборки землетрясений, отвечающей каждому домену. При этом в алгоритме МКА существуют критерии выбора одной из нодальных плоскостей в качестве очага землетрясения. Эти критерии опираются на положение о близости точки, характеризующей напряжения на плоскости разрушения, плоскостям скалывания горных пород.

На втором этапе МКА анализируется распределение точек на диаграмме Мора для каждой однородной выборки механизмов очагов землетрясений. Считается, что эти точки должны располагаться в полосе разрушения, отсекаемой в пределах больших и малых кругов Мора линией минимального сопротивления кулонового трения (рис. 10, а). При этом предполагается, что все анализируемые напряженные состояния являются предельными, т.е. их большие круги Мора касаются линии предела внутренней прочности. Также считается, что предел внутренней прочности можно

представить линией на диаграмме Мора, параллельной линии минимального сопротивления поверхностного статического трения. На основе этого анализа осуществляется оценка величин напряжений, определяемых с точностью до неизвестного значения внутреннего сцепления массивов горных пород, т.е. рассчитываются напряжения, редуцированные на неизвестное значение прочности сцепления τ_f .

Определение величин напряжений и параметров прочности (τ_f) в МКА производится на третьем и четвертом этапах метода. В настоящей работе будут представлены результаты расчета напряжений по алгоритму МКА только первых двух его этапов.

7. РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Анализ исходных сейсмологических данных. Для детальной реконструкции современного поля напряжений в области подготовки катастрофического землетрясения Тохоку 2011 г. на основе данных JMA был

создан каталог сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, отвечающий области подготовки данного землетрясения. Созданный каталог покрывает области по латерали 30–43° с.ш. и 135–146° в.д. и в диапазоне глубин от поверхности коры до 90 км. В полном каталоге таких землетрясений оказалось 9324 из общего числа в 16036.

Реконструкция напряжений на основе программного комплекса STRESSseism выполнялась не для всего магнитудного диапазона полученной выборки землетрясений. Опыт работ по расчету тектонических напряжений по алгоритму МКА показал, что наиболее эффективным является анализ механизмов очагов землетрясений, если разброс их магнитуд не превышает 2.5–3.0 единицы. В противном случае в процессе расчета появляется много событий, которые оказываются «отвергнуты» и не входят ни в одну однородную выборку механизмов очагов землетрясений, на основе которых затем можно получить данные о напряженном состоянии квазиоднородных доменов земной коры. Подобная ситуация отражает представление о том, что разрывы, являясь интеграторами напряженного состояния, позволяют рассматривать поле тектонических напряжений как иерархическую структуру и говорить о возможности реконструкции напряжений разных иерархических уровней (разных масштабов усреднения) [Osokina, 1987].

В нашей работе будут представлены результаты реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений в двух диапазонах магнитуд M_w : 1) от 3.0 до 5.5 и 2) от 5.0 до 7.0. Число землетрясений в указанных диапазонах магнитуд для представленного выше участка Тихоокеанской сейсмоактивной области составило соответственно 9170 и 584.

Обработка исходных сейсмологических данных производилась в длиннопериодном режиме реконструкции программы STRESSseism, когда для каждого домена при создании однородной выборки землетрясений ее наращивание по шкале времени не ограничивалось появлением событий, не согласованных с уже включенными в эту выборку. Подобные события не проходили проверку на однородность [Rebetsky, 1997, 2007a] и поэтому не включались в выборку. В программе STRESSseism короткопериодный режим реконструкции предусматривает прекращение создания однородной выборки при определенном числе таких несогласованных событий. Этот режим реконструкции позволяет выделять малые по времени вариации напряженного состояния. В настоящем случае использование длиннопериодного режима определяло получение данных о напряжениях, усредняемых по времени в достаточно широком интервале. В наших расчетах для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 максимальный временной период усреднения напряжений составлял около 8 лет, а среднее значение временного интервала усреднения напряжений – около 2 лет. Для второго каталога среднее значение

временного интервала усреднения напряжений составляло около 4 лет.

Реконструкция напряжений для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 выполнялась в узлах сетки $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Поскольку событий, вошедших в этот каталог, было достаточно много, а плотность их распределения в коре была высокой, расчеты напряжений выполнялись в шести глубинных уровнях – слоях: 1) 0–20 км; 2) 10–30 км; 3) 20–40 км; 4) 30–50 км; 5) 50–70 км; 6) 70–90 км, т.е. в каждом из указанных слоев при расчете напряжений использовались только землетрясения, гипоцентры которых находились внутри него. При этом результаты расчета напряжений относились соответственно к глубинам: 10 км, 20 км, 30 км, 40 км, 60 км, 80 км, которые отвечали срединам вышеуказанных слоев. Для каталога землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0 реконструкция напряжений выполнялась в узлах сетки $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ при использовании всех землетрясений, гипоцентры которых располагались в диапазоне глубин от 0 до 50 км.

При расчетах по программе STRESSseism минимальное число событий в однородной выборке ограничивалось 8, а максимальное 12 событиями для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5, а для каталога землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0 минимальное число событий было 6, а максимальное – 8. Введение ограничения по верхнему числу событий в однородной выборке позволяет уменьшить эффект сглаживания в изменении параметров поля напряжений во времени.

Различие результатов расчетов между двумя выбранными нами каталогами механизмов очагов землетрясений будет прежде всего связано с линейным масштабом усреднения природного поля тектонических напряжений. Различия такого усреднения уже заложены в данные о механизмах этих каталогов, так как землетрясения сами являются определенными интегрантами природного поля напряжений. Чем большей магнитуды землетрясение рассматривается, тем большее усреднение локальных вариаций природного напряженного состояния уже осуществлено в сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений.

Расчеты по программе STRESSseism вносят дополнительные усреднения напряжений к этому исходному усреднению. Эти усреднения связаны с необходимостью наличия достаточного числа землетрясений в однородных выборках, по которым в дальнейшем и производится расчет напряжений. Для того чтобы таких событий было достаточно, необходимо подобрать специальные коэффициенты, определяющие области влияния каждого землетрясения (области упругой разгрузки [Rebetsky, 2007a]).

В ходе расчетов необходимые параметры были подобраны таким образом, что для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 окно усреднения напряжений изменялось от 10 до 60 км при среднем зна-

чении менее 50 км. Для второго каталога наиболее часто получаемый размер окна усреднения напряжений составлял чуть менее 110 км.

Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 удалось завершить соответственно для 814 (середина слоя – 10 км), 556 (20 км), 489 (30 км), 473 (40 км), 404 (60 км), 110 (80 км) квазиоднородных доменов. Для каталога землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0 таких доменов было 99. Для каждого из доменов рассчитывались средние за весь период наблюдений параметры тензора напряжений.

Домены, для которых получены данные о напряжениях, неравномерно покрывают исследуемый регион, и для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 их распределение и плотность зависят от глубинного уровня расчета напряжений. Для самого верхнего слоя (данные о механизмах очагов землетрясений отвечают глубинам 0–20 км) в наибольшем числе доменов реконструкции получены данные о напряжениях. Здесь имеются данные о напряжениях как в коре о. Хонсю, так и в коре океанического дна по разные стороны от океанических желобов. Для трех следующих слоев (данные о механизмах очагов землетрясений отвечают глубинам 10–50 км) домены коры с данными о напряжениях располагаются в основном к западу от желоба Тихоокеанской плиты и к северу от желоба Филиппинской плиты. Вновь большое число определений напряжений в коре океанического типа появляется для глубин 50–70 км.

Главные оси напряжений, вид напряженного состояния и тензора напряжений. В МКА данные о параметрах эллипсоида напряжений составляют результаты реконструкции первого этапа. Ожидаемые различия между результатами реконструкции напряжений для двух созданных каталогов механизмов очагов связаны с разным масштабом усреднения.

Каталог механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0. В этом диапазоне магнитуд данные об их механизмах очагов дают достаточно устойчивые параметры поля напряжений (рис. 11). В основном домены с данными о параметрах тензора напряжений расположены в коре океанического дна к западу от Японского желоба и в коре восточного побережья о. Хонсю и о. Хоккайдо. В коре западного побережья о. Хонсю имеется семь доменов с данными о напряженном состоянии.

Обращает на себя внимание отсутствие доменов с данными о напряжениях к востоку от Японского желоба, хотя для этого участка коры имеется достаточно много землетрясений с данными о механизмах очагов (см. рис. 2). Это связано с тем обстоятельством, что магнитуды землетрясений этого участка коры в основном ниже 5. Количество землетрясений с магнитудами более 5 для этого участка коры меньше десяти, и они достаточно удалены друг от друга, что не позволило на их основе получить данные о напряженном состоя-

нии. В пределах коры о. Хонсю имеются локальные определения напряжений вблизи его западного и восточного побережий. В первом случае это префектура Тюбу и участки ее северо-восточного сочленения с префектурами Тохоку и Канто, а во втором – побережье префектуры Канто.

Практически везде в коре северо-западного фланга сейсмофокальной области Тихоокеанской плиты оси главных напряжений максимального сжатия (σ_3) имеют восток–юго-восточное простирание, субортогональное простиранию Японского желоба, при погружении под океаническую плиту. Исключение составляет участок к югу от о. Хонсю вблизи Нанкайского желоба Филиппинской плиты. Погружение осей пологое (25–35°). Оси промежуточного главного напряжения (σ_2) также практически везде пологие (погружение менее 15°), и их простирания стремятся быть параллельными Японскому желобу. В доменах, расположенных вдоль Нанкайского желоба, оси этих напряжений субпараллельны простиранию этого желоба. Отметим также, что ориентация осей максимального сжатия становится косой к Идзу-Бонинскому желобу, где имеются данные о напряженном состоянии коры для двух доменов.

Оси главного напряжения σ_1 (направление действия максимального девиаторного растяжения) всюду имеют достаточно крутое погружение, ориентированное в основном под субконтинентальную плиту. Анализ данных об ориентации осей главных напряжений по отношению к оси на зенит (см. схему рис. 11, з) показывает, что практически во всех доменах тип напряженного состояния отвечает геодинамическому типу напряженного состояния в виде горизонтального сжатия. Исключением являются два домена, расположенные вблизи Японского желоба около о. Хоккайдо. Здесь геодинамический тип напряженного состояния отвечает сочетанию горизонтального сжатия со сдвигом.

Выполненные расчеты показывают (рис. 12, а), что тип тензора напряжений, определяемый значениями коэффициента Лоде – Надаи μ_σ , практически для всех доменов близок к чистому сдвигу ($-0.2 < \mu_\sigma < 0.2$). Отклонения в сторону одноосного сжатия (значения $0.2 \leq \mu_\sigma < 0.6$) и в сторону одноосного растяжения (значения $-0.6 < \mu_\sigma \leq -0.2$) наблюдаются только для семи доменов. В совокупности данные об ориентации осей главных напряжений и о значениях коэффициента μ_σ несут информацию о виде эллипсоида напряжений: форме эллипсоида и ориентации его главных осей.

Для зон субдукции океанических литосферных плит, к которым относится и рассматриваемый регион, важную информацию могут нести данные о направлении касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках. Они могут отражать влияние мантии на литосферу. После первого этапа реконструкции, когда известными величинами являются только данные о виде эллипсоида напряжений, существует возможность определения таких напряжений с точностью до нормировки на неизвестное значение макси-

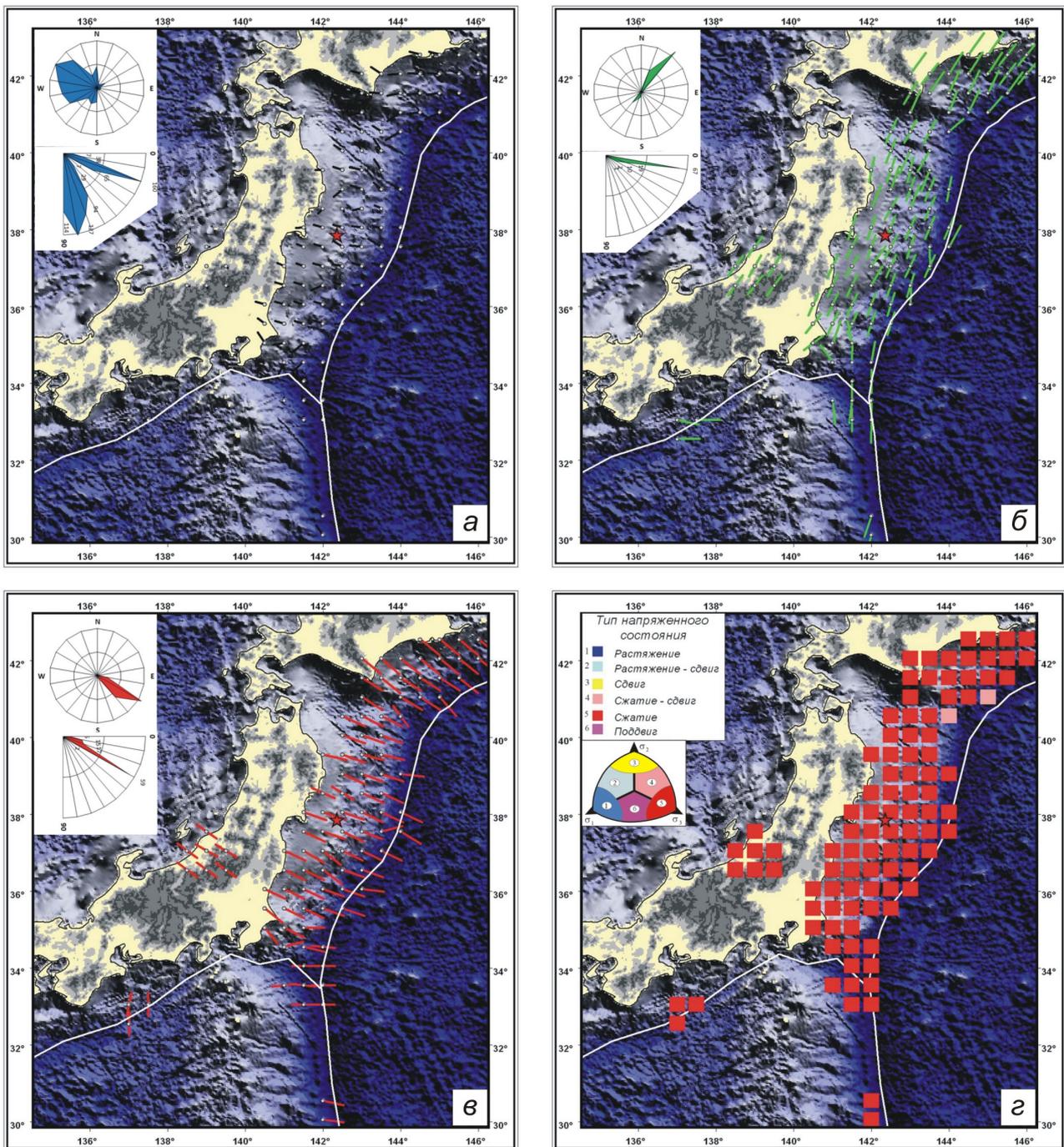


Рис. 11. Проекция на горизонтальную плоскость осей главных напряжений σ_1 (а), σ_2 (б), σ_3 (в) и тип напряженного состояния – геодинамический режим (г): 1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг.

Оси главных напряжений построены в направлении погружения: кружок показывает начало оси при угле падения более 15° , другой конец показывает направление погружения. Короткие оси отвечают большим углам погружения. Если кружок находится в середине оси, это означает, что угол погружения менее 15° . В верхнем левом углу рисунка показаны круговые диаграммы, определяющие представительность различных значений азимутов и углов погружения осей главных напряжений. Звездочкой показан эпицентр начала распространения разрыва землетрясения Тохоку 2011 г.

Fig. 11. Projections to the horizontal plane of principal stress axes σ_1 (а), σ_2 (б), σ_3 and (в) and types of the state of stresses, i.e. geodynamic regimes (г): 1 – horizontal extension, 2 – horizontal extension with shear, 3 – horizontal shear, 4 – horizontal compression with shear, 5 – horizontal compression, 6 – vertical shear.

Axes of principal stresses are reconstructed in the dip direction. Circles – starting points of axes with the dip angle above 15° ; other end – dip directions. Short axes correspond to large dip angles. If the circle is in the middle of the axis, its dip angle is below 15° . In the top left corner, circle diagrams show various azimuth values and dip angles of principal stress axes. The star shows the epicentre wherefrom fracturing began due to the 2011 Tohoku earthquake.

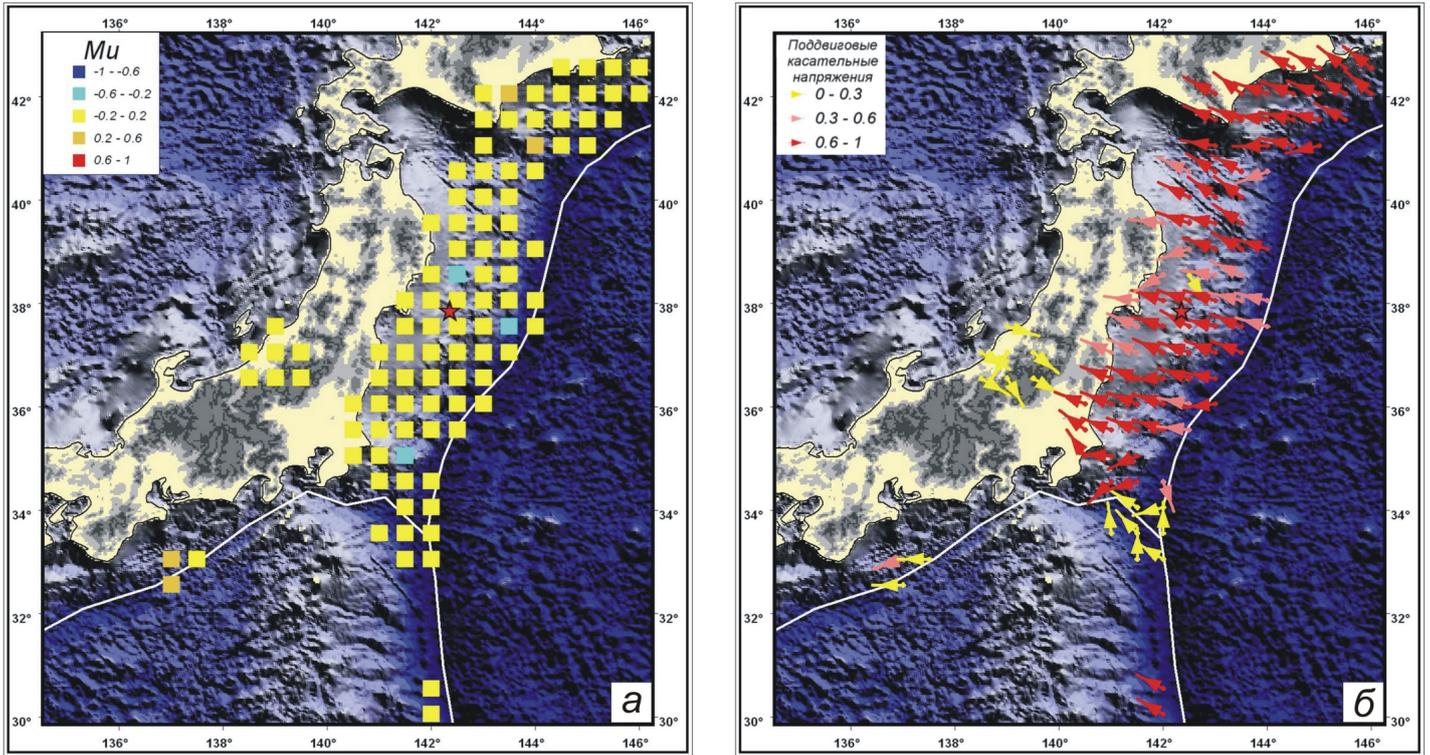


Рис. 12. Значения коэффициента Лодэ – Надаи (а), ориентация и относительные значения касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалью, ориентированной к центру земли (б). См. также подпись к рис. 11.

Fig. 12. The Lode-Nadai coefficients (а), orientations and relative values of shear stresses acting at horizontal planes with normals oriented towards the Earth's centre (б). See also the caption of Figure 11.

мальных касательных напряжений. В этом случае выражения для касательных напряжений будут содержать только данные об ориентации осей главных напряжений и о значениях коэффициента μ_σ [Rebetsky, 2007a].

Как видно из результатов расчетов этих напряжений (рис. 12, б), их направления хорошо отвечают представлениям о конвекции в мантии. Это отражается в однообразной субортогональной простирацию Японского желоба ориентации анализируемых касательных напряжений в коре океанического дна. При этом их значения в большом числе доменов составляют более 60 % от величины максимальных касательных напряжений, что говорит о близости площадок этих напряжений к горизонтальному положению. Отклонение от этого правила отмечается для области пересечения Нанкайского желоба (северная граница Филиппинской плиты) и для коры западного побережья о. Хонсю. Для трех доменов участка коры к югу от о. Хонсю (вблизи Нанкайского желоба) наблюдается ориентация, также близкая к ортогональной Японскому желобу.

Таким образом, можно заключить, что результаты реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений в диапазоне магнитуд от 5.0 до 7.0 достаточно хорошо соответствуют всем известным

представлениям о напряженном состоянии субдукционных областей.

Каталог механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5. Как выше было сказано, если для диапазона магнитуд от 5.0 до 7.0 расчеты напряжений удалось осуществить для 99 доменов, то для диапазона магнитуд от 3.0 до 5.5 расчеты были выполнены в более чем в 2700 доменах. Данный расчет подтвердил основные выводы предыдущего. Однако большое число данных о механизмах очагов землетрясений в рассматриваемом диапазоне магнитуд позволило в результатах выполненных расчетов увидеть детальные закономерности изменения напряженного состояния исследуемого региона, которые в представленных выше расчетах оказались упущенными.

Обращает на себя внимание значительно большее число доменов с данными о напряжениях (рис. 13, 14), полученными для коры о. Хонсю. Появились определения для коры Японского моря вдоль западного побережья о. Хонсю вблизи о-ов Садо Сима и Инахи Мисаки, а также полуострова Ното (для верхних слоев коры 0–30 км). Существенно увеличилось число определений для коры Нанкайского желоба как в пределах коры островов, так и для Филиппинской плиты. Очень много определений напряжений получено для Идзу-

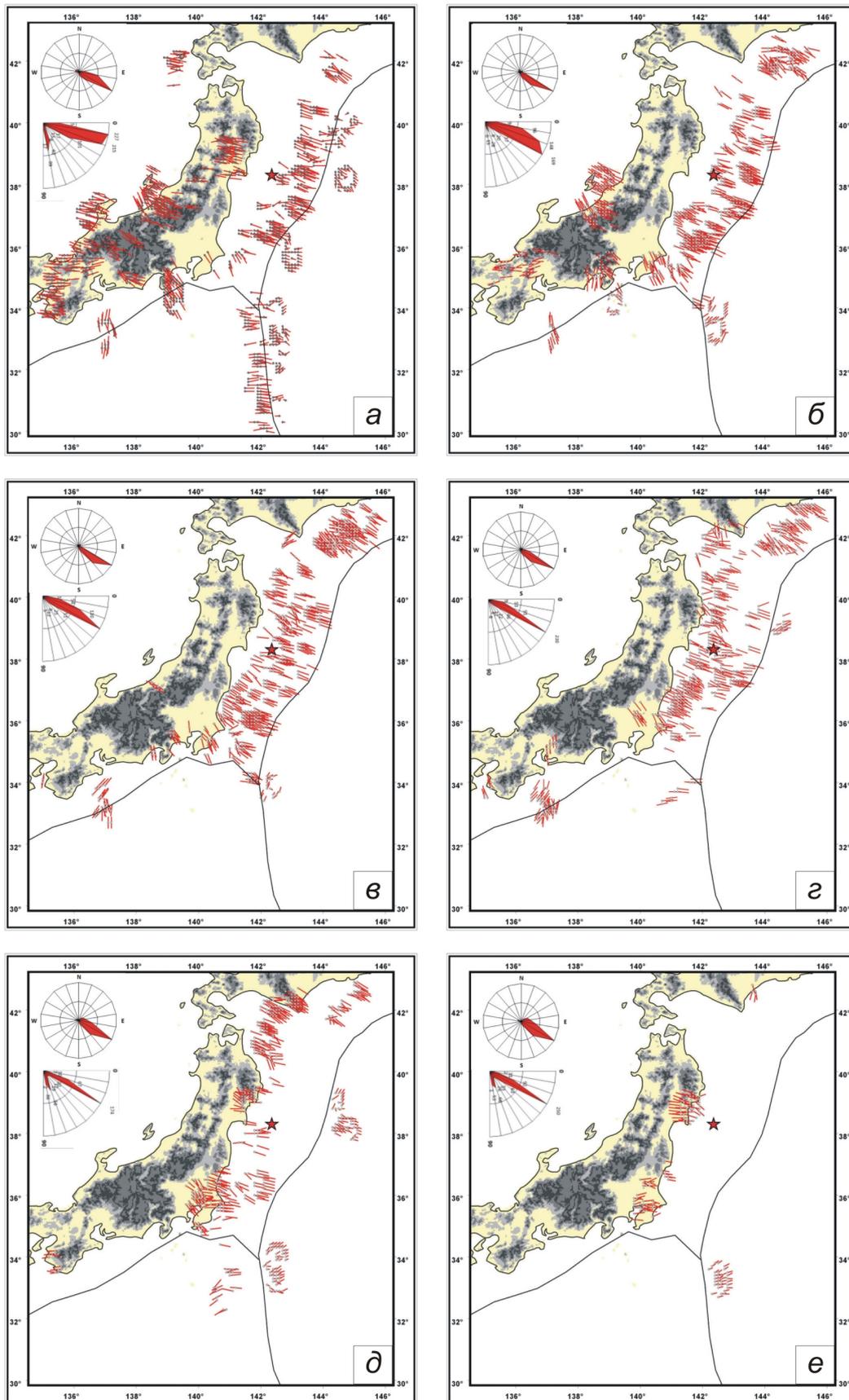


Рис. 13. Проекция на горизонтальную плоскость осей главного сжатия σ_3 для шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подписи к рис. 11): а – 0–20 км, б – 10–30 км, в – 20–40 км, г – 30–50 км, д – 50–70 км, е – 70–90 км.

Fig. 13. Horizontal plane projections of principal compression stress axes σ_3 for six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 11): а – 0–20 km, б – 10–30 km, в – 20–40 km, г – 30–50 km, д – 50–70 km, е – 70–90 km.

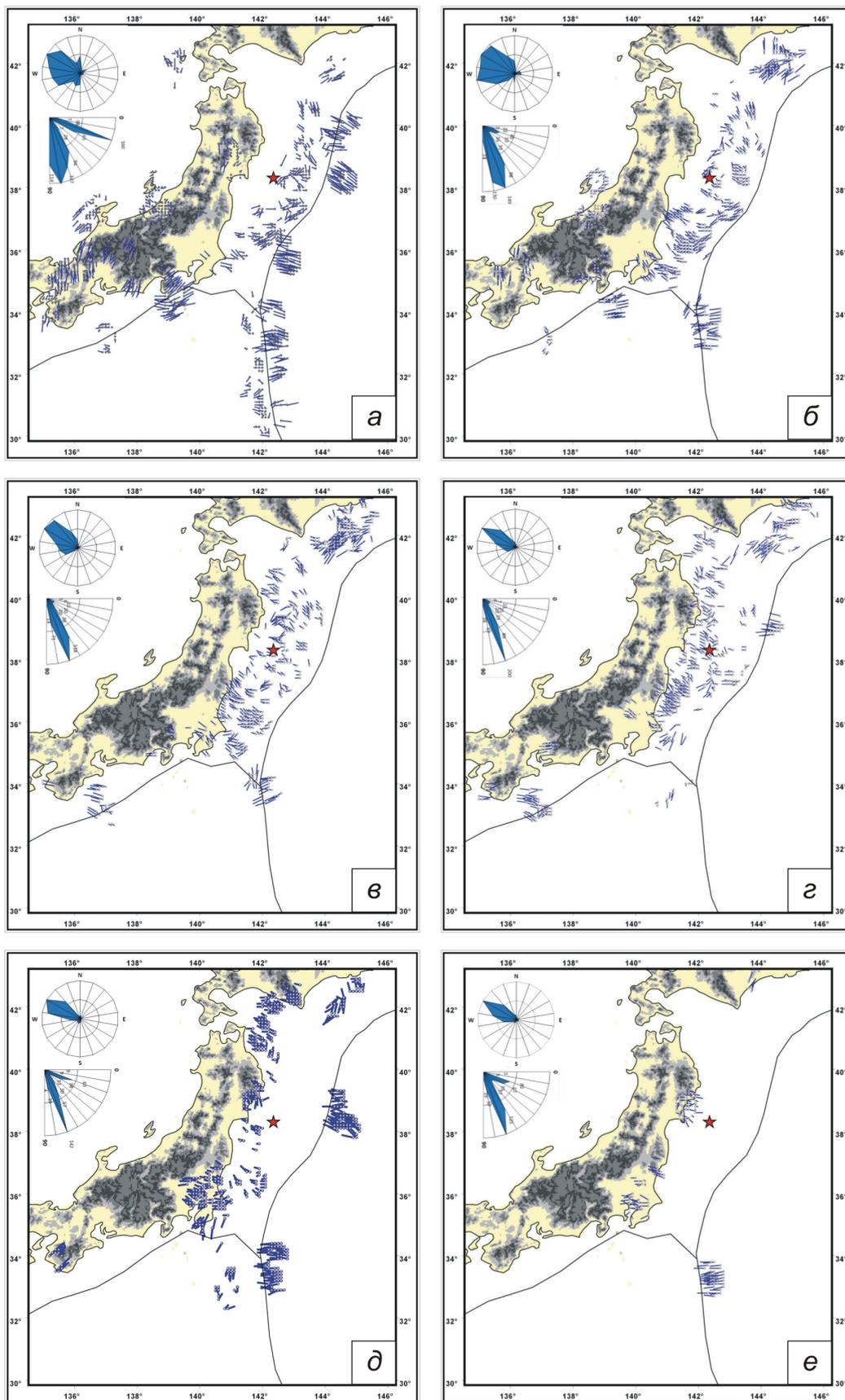


Рис. 14. Проекция на горизонтальную плоскость осей минимального сжатия σ_3 для шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подписи к рис. 11).

Fig. 14. Horizontal plane projections of minimal compression stress axes σ_3 for six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 11).

Бонинского желоба и для Японского желоба к востоку от него.

Так же, как и в предыдущем расчете, к западу от оси Японского желоба Тихоокеанской плиты в пределах коры океанического дна оси главных напряжений максимального сжатия (σ_3) практически везде имеют простирание, субортогональное простиранию Японского желоба при погружении под океаническую плиту (см. рис. 13, а). Стандартный угол погружения осей σ_3 25–35°.

Отмечается, что по мере продвижения к югу вдоль Японского желоба ориентация простирания осей максимального сжатия становится все менее ортогональной его простиранию, достигая в максимальных отклонениях угла около 60°. К югу от о. Хонсю в коре океанического дна оси главного напряжения σ_3 стремятся стать ортогональными Нанкайскому желобу (глубины 0–50 км).

Оси другого главного напряжения σ_1 , являющегося минимальным сжимающим, имеют менее устойчивое простирание (рис. 14, а). Оси этого напряжения имеют достаточно крутое погружение (55–65°), а простирание изменяется от юго-западного до северо-западного. Имеется большое число доменов с простиранием осей σ_1 , ортогональным Японскому желобу. Это полностью соответствует данным рис. 11.

В расчете для каталога механизмов очагов землетрясений $5.0 \leq M_w \leq 7.0$ получено существенно больше данных о напряженном состоянии коры о. Хонсю, чем в расчете, представленном на рис. 11, 12. В коре о. Хонсю данные о напряжениях в основном отвечают глубинам 0–30 км. Здесь большинство определений напряжений имеет субгоризонтальную ориентацию оси максимального сжатия, а оси главного напряжения σ_1 здесь ориентированы субвертикально (с точностью $\pm 15^\circ$). К западу от п-ва Исикава ориентация осей σ_3 снова имеет погружения под океаническую плиту, а к западу от южной части о. Хоккайдо наряду с субгоризонтальной ориентацией этих осей имеются определения с пологим погружением также под океаническую плиту.

Для отмеченной выше закономерности в субортогональной желобу ориентации осей напряжений максимального сжатия имеется одно исключение из общего правила. Это область коры океанического дна к югу от Нанкайского желоба на меридиане п-ва Идзу. Здесь оси σ_3 субвертикально погружены в диапазоне глубин 10–30 км. При этом в самом верхнем слое 0–20 км оси этих напряжений имеют вышеотмеченную ориентацию. В более глубоких слоях данные о напряженном состоянии отсутствуют. Оси главных напряжений σ_1 для указанного участка коры подобны ориентации осей максимального сжатия в коре океанического дна, т.е. они полого погружаются под океаническую плиту, сохраняя ортогональность к простиранию Японского желоба.

На глубинах 50–90 км на восточном побережье о. Хонсю имеются три участка с данными о напряжениях (префектура Канто и Тохоку). Для коры префек-

туры Канто и в южной части префектуры Тохоку оси максимального сжатия погружены так же, как и в верхних слоях, под океаническую плиту, а вот для северного участка префектуры Тохоку ориентация осей главных напряжений испытывает инверсию (резкое изменение направления на углы порядка 90°), что отражается в погружении осей σ_3 в направлении континентальной плиты.

Для областей к востоку от Японского желоба в расчетах, представленных на рис. 11, 12 (каталога механизмов очагов землетрясений $5.0 \leq M_w \leq 7.0$), отсутствовали домены с данными о напряжениях. В расчете по данным о механизмах очагов землетрясений с магнитудами 3.0–5.0 таких доменов оказалось достаточно много. Анализ результатов расчетов показывает, что здесь ориентация осей максимального сжатия резко отличается от коры к западу от желоба, она всюду субвертикальная. Оси главного напряжения σ_1 имеют простирание, субортогональное океаническому желобу, с пологим погружением под континентальную плиту, что также отличает их ориентацию от участка коры к западу от Японского желоба.

Важно отметить, что кора к югу от Нанкайского желоба, так же как кора к востоку от Японского, является океанической. Однако в северной части Филиппинской плиты к югу от Нанкайского желоба оси максимального сжатия субгоризонтальны и ориентированы ортогонально оси желоба. Только в северо-восточном углу, вблизи Японского желоба, простирание этих осей становится субширотным, ортогональным этому желобу. При этом здесь оси максимального сжатия погружены под Тихоокеанскую плиту.

Ориентация промежуточной оси главного напряжения σ_2 практически всюду в коре океанического дна субгоризонтальна и параллельна Японскому желобу, как это имело место при реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 5.0 до 7.0 (см. рис. 11, б).

На рис. 15 представлены результаты районирования коры исследуемого региона по различным видам геодинамического типа напряженного состояния. Отличие данных рис. 15 от тех результатов, что были представлены на рис. 11, г, состоит в более широком спектре наблюдаемых режимов – от горизонтального сжатия и горизонтального сдвига до горизонтального растяжения. Это результат меньшего масштаба усреднения природного напряженного состояния, проявившийся при реконструкции напряжений при использовании данных о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 3.0 до 5.5.

Области горизонтального сжатия в коре океанического дна для глубин до 50 км занимают практически те же площади, что и на рис. 11, г. На рис. 15, а, для слоя 0–20 км эти области более интенсивно захватывают восточный участок Филиппинской плиты вдоль Идзу-Бонинского желоба. Для коры о. Хонсю они уже охватывают значительно большие площади, чем это

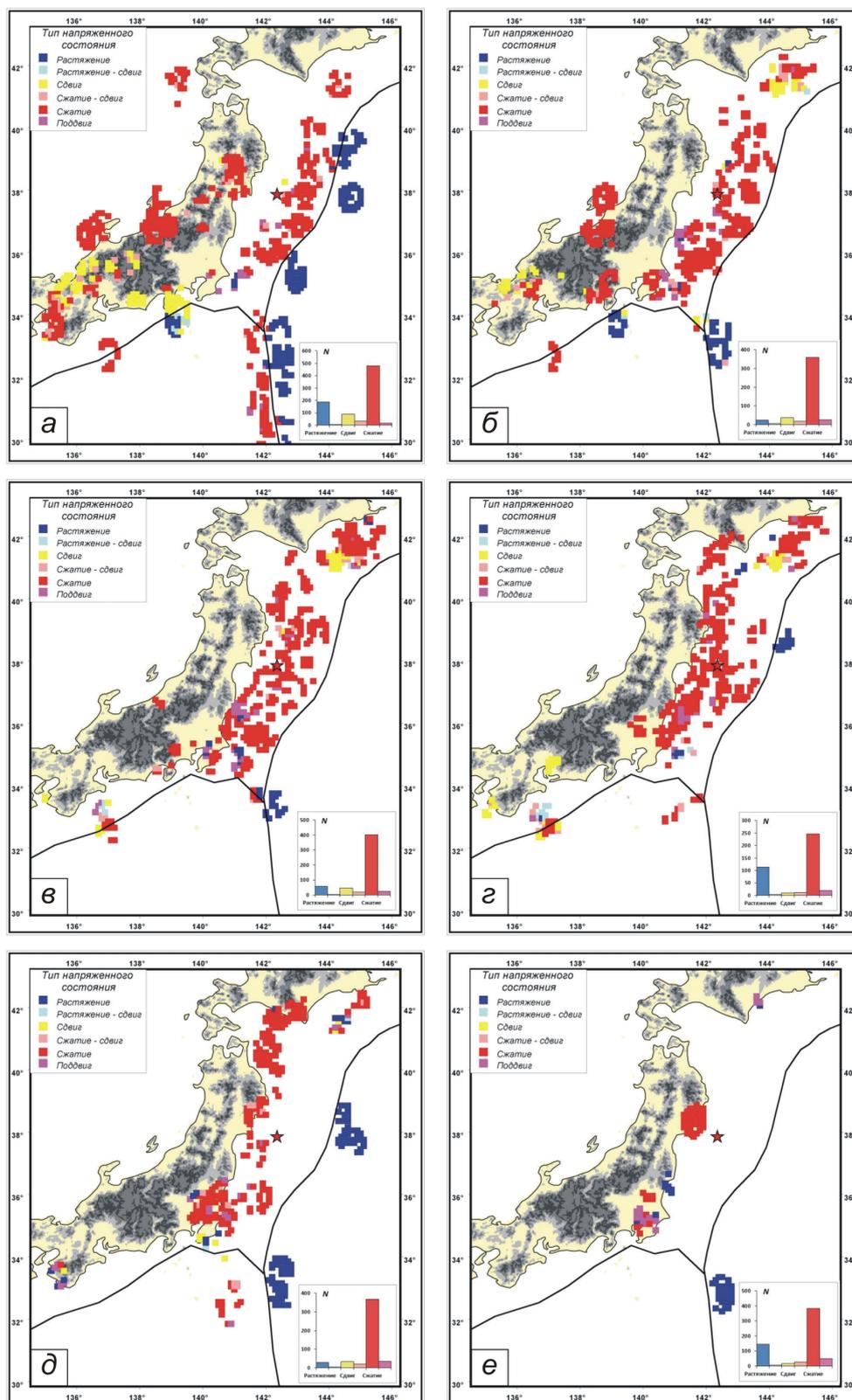


Рис. 15. Районирование по геодинамическим типам напряженного состояния для шести глубинных уровней реконструкции напряжений.

В правом нижнем углу показана диаграмма представительности доменов коры с различным типом напряженного состояния (см. подпись к рис. 11).

Fig. 15. Zonation by types of geodynamic regimes with regard to six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 11).

In the bottom right corner, the diagrams show crustal domain numbers with different stress state type (see the caption of Fig. 11).

имело место на рис. 11, г. При этом участки горизонтального сжатия в коре о. Хонсю вдоль его западного побережья и в его южной части отвечают глубинам 0–20 км, а вдоль восточного побережья – глубинам 50–90 км. Новые участки этого режима появились в коре морского дна к западу от п-ва Хидака, расположенного в южной оконечности о. Хоккайдо.

По данным рис. 15 обширные зоны горизонтального сдвига появились в самом верхнем уровне (глубины слоя 0–20 км) в южной части коры о. Хонсю, а на больших глубинах они появились и в коре океанического дна к востоку от о. Хоккайдо. Здесь также встречаются домены, в которых сочетается горизонтальный сдвиг со сжатием. Подобных режимов напряженного состояния мы не видим в результатах реконструкции, представленных на рис. 11, г.

Один из наиболее интересных результатов реконструкции по данным о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 3.0 до 5.5 – выявление обширных участков океанической коры к востоку от Японского и Идзу-Бонинского желобов с режимом напряженного состояния, отвечающим горизонтальному растяжению. В результатах реконструкции, представленных на рис. 11, г, таковых также не наблюдалось. Особенно большие площади этого режима проявились на глубинном уровне 0–20 км. На больших глубинах они в основном проявляются в узле сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов, а также в диапазоне широт 38–40° в.ш.

Область коры Нанкайского желоба несколько отличается по геодинамическому типу напряженного состояния от Японского и Идзу-Бонинского желобов. Здесь для глубин 0–20 км не наблюдается такой резкой градации напряженного состояния к северу и к югу от оси желоба. В восточном сегменте этого желоба к югу от п-ва Идзу о. Хонсю и к югу от Нанкайского желоба имеется участок с режимом горизонтального сжатия, но он сосуществует с режимом горизонтального сдвига (к северу). При анализе данных о механизмах очагов землетрясений для глубин 10–30 км области горизонтального сдвига практически исчезают и остаются только участки режима горизонтального растяжения. К северу от них появляется «молчаливый» (нет определений напряжений) участок, а еще севернее существует участок с режимом горизонтального сжатия. В западном сегменте этого желоба участок коры с режимом горизонтального сжатия расположен прямо на его оси, захватывая одинаковые по размеру области к северу и к югу от него.

Следует также отметить, что в коре океанического дна к западу от Японского желоба для глубин 0–50 км достаточно много доменов с режимом вертикального сдвига. Такие области в коре о. Хонсю вдоль его восточного побережья появляются также для глубин 50–90 км. Почти всегда рядом с этими доменами появляются и домены горизонтального сжатия, а иногда рядом находим домены горизонтального растяжения.

Дело в том, что режим вертикального сдвига определяет ориентацию осей главных напряжений σ_1 и σ_3 с углами погружения, близкими к 45° ($\pm 15^\circ$), т.е. этот режим является переходным между горизонтальным сжатием и растяжением при субгоризонтальной ориентации оси σ_2 .

Как было представлено выше, в верхней части этой плиты и в сочленяющихся с ней областях континентальной плиты существует режим горизонтального сжатия (области коры океанического дна в диапазоне глубин 0–70 км). Однако, как следует из данных рис. 15, е, на глубине 70–90 км восточного побережья о. Хонсю (южный участок префектуры Тохоку) устойчиво выделяется участок с режимом горизонтального растяжения, который сочленяется с обширным участком режима вертикального сдвига. Вместе эти участки определяют изменения режима напряженного состояния в глубинной части океанической литосферной плиты, пододвигающейся с востока под субконтинентальную плиту.

На рис. 16 представлены значения коэффициента Лоде – Надаи (μ_σ), определяющие вид тензора напряжений или форму эллипсоида напряжений. Из приведенных данных видно, что основной диапазон его значений от +0.2 до –0.2. Подобные значения μ_σ характеризуют тензор чистого сдвига, для которого главные девиаторные напряжения наибольшего растяжения и сжатия по модулю близки друг к другу, а промежуточное главное девиаторное напряжение близко к нулю.

Области большого числа доменов, где вид тензора напряжений близок к одноосному сжатию ($\mu_\sigma > 0.6$), наблюдаются в коре префектуры Кансай и к югу от о. Хоккайдо. К югу от п-ва Идзу в коре Нанкайского желоба существует область, для которой вид тензора напряжений близок к одноосному растяжению.

В области между о. Хонсю и Японским желобом основной диапазон изменений μ_σ от –0.2 до +0.2. При этом на глубинах более 20 км в районе будущего очага землетрясения Тохоку диапазон изменения μ_σ смещается в сторону от 0 до –0.2.

Теория геомеханического моделирования [Makarov, 2010], обобщающая результаты экспериментов по разрушению образцов горных пород, утверждает, что повреждения в областях одноосного растяжения – чистого сдвига ($\mu_\sigma < 0$) накапливаются при существенно меньших напряжениях, а скорости их накопления больше, чем при $\mu_\sigma > 0$, т.е. в областях одноосного сжатия – чистого сдвига. Следствием накопления повреждаемости среды будет являться более быстрое снижение прочностных параметров.

Таким образом, можно говорить, что в области очага землетрясения Тохоку задолго до его реализации происходили процессы накопления повреждаемости, приводящие к снижению эффективной прочности массивов горных пород.

По данным о параметрах эллипсоида напряжений в каждом из шести слоев были рассчитаны ориентации и

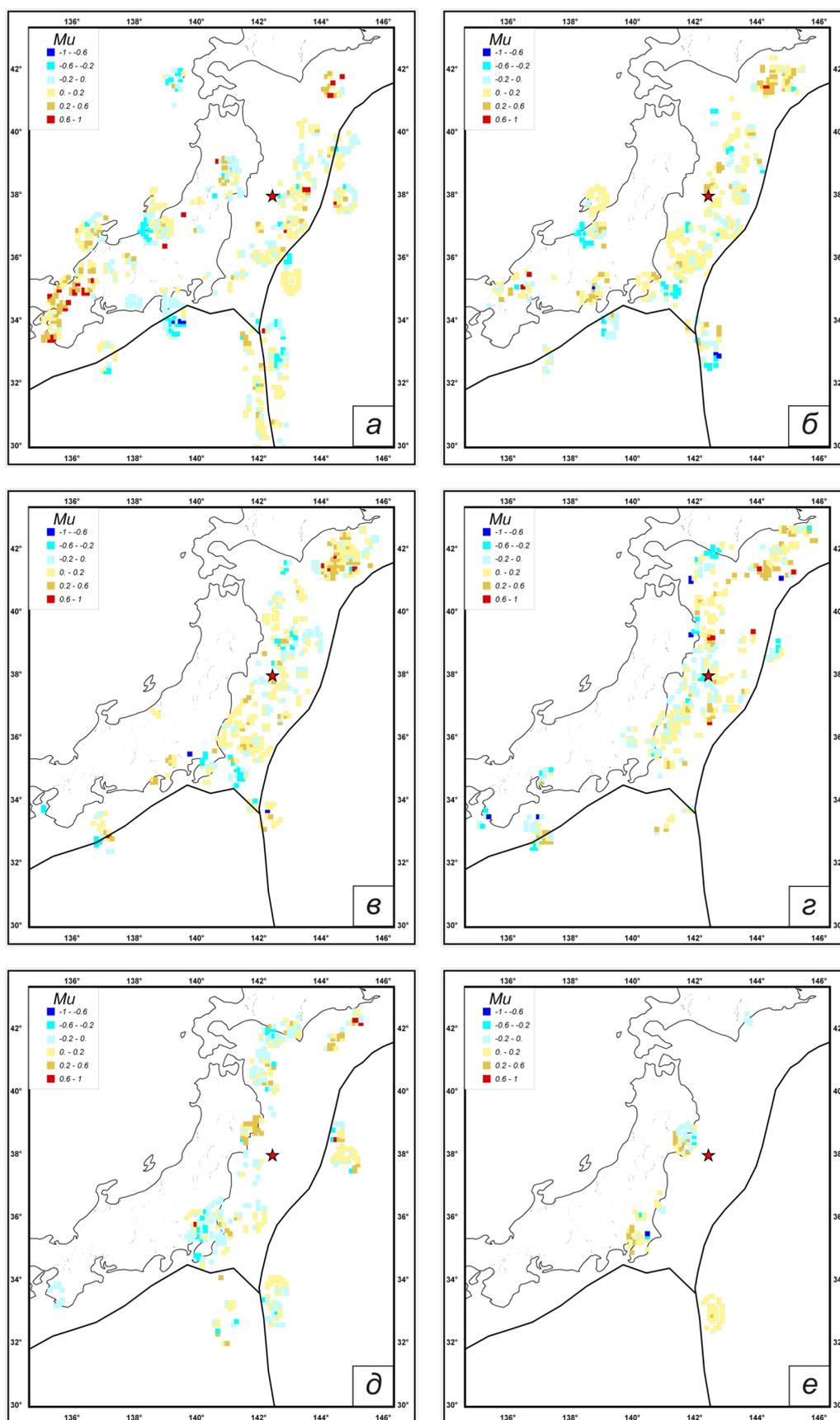


Рис. 16. Районирование по виду тензора напряжений (значения коэффициента Лодэ – Надаи) для шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подписи к рис. 13).

Fig. 16. Zonation by types of stress tensor (values of the Lode – Nadai coefficient) with regard to six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 13).

относительные значения касательных напряжений, действующие на горизонтальных площадках с нормалью к центру Земли.

Из представленных на рис. 17 результатов видно, что наиболее устойчивая ориентация этих осей в направлении, ортогональном простиранию Японского желоба, наблюдается в коре океанического дна на глубинах в интервале от 20 км до 70 км. Здесь уровень этих поддвиговых касательных напряжений наиболее близок к значениям максимальных касательных напряжений.

Для этого участка в самом верхнем слое (рис. 17, а) отмечается менее устойчивая ориентация поддвиговых касательных напряжений с вариациями от северо-западного до юго-западного направления при пониженных их значениях. Самый низкий уровень относительных значений этих напряжений наблюдается в коре о. Хонсю.

Важно отметить, что к востоку от Японского и Идзу-Бонинского желобов ориентация поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках имеет преимущественное направление, субортогональное простиранию этих желобов, при относительно низком уровне самих этих напряжений.

Подобная ориентация поддвиговых касательных напряжений в коре океанического дна и восточного побережья о. Хонсю к востоку и западу от Японского и Идзу-Бонинского желобов определяет смещение мантии относительно коры в направлении с восток-юго-востока на запад-северо-запад. Отклонение от этого правила наблюдается в узле сопряжения Нанкайского и Японского желобов и в коре северо-восточной части префектуры Тохоку на глубинах 70–90 км.

Относительные величины напряжений. В соответствии с алгоритмом МКА после первого этапа реконструкции определяются параметры эллипсоида напряжений, что соответствует нахождению девиаторных компонент тензора напряжений, нормированных на неизвестное значение максимальных касательных напряжений (рис. 11–17). После второго этапа алгоритма МКА, в рамках которого проводится анализ каждой квазиоднородной выборки землетрясений на диаграмме Мора, в каждом домене определяются редуцированные значения эффективного давления и максимальных касательных напряжений. На этом этапе расчета выделяется одна из двух нодальных плоскостей, которая была реализована при землетрясении в качестве плоскости очага (разрыва), а нормировка напряжений производится на неизвестное значение эффективного сцепления.

Представление результатов реконструкции напряжений также начнем с каталога механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0. В этом диапазоне распределение значений редуцированного на внутреннее сцепление горных массивов (τ_f) эффективного давления (p^*/τ_f) и максимальных касательных напряжений (τ/τ_f) представлено на рис. 18.

Как следует из рис. 18, усредненное по мощности

коры эффективное давление наибольшее по величине – в окрестности начала развития очага землетрясения Тохоку. При этом к северо-востоку и к юго-западу от этой области происходит снижение уровня эффективного давления. Наибольшие по площади участки пониженного эффективного давления наблюдаются в коре океанического дна к юго-востоку от о. Хоккайдо, а также в коре участка сопряжения Нанкайского желоба с Японским и Идзу-Бонинским желобами.

Замечаем, что в областях, где имеет место повышенное эффективное давление, наблюдается высокий уровень максимальных касательных напряжений и наоборот. Это следствие особенностей разрушения горных пород, для которых предельными являются не напряжения, а состояния, т.е. выполнение определенных соотношений между эффективным всесторонним давлением и девиаторными напряжениями (см. рис. 10). Данная закономерность хорошо иллюстрируется диаграммой рис. 19, где видно, что соотношение между p^*/τ_f и τ/τ_f близко к линейному распределению при $\tau/p^* \approx \tan 25^\circ \approx 0.47$.

Отметим, что на втором этапе расчетов при анализе однородных выборок землетрясений на диаграмме Мора значение коэффициента поверхностного трения k_f принималось равным 0.6. Если пересчитать этот коэффициент в коэффициент k_p , входящий в предельный критерий Кулона – Мора или Геста – Прандтля ($\tau - k_p p^* \leq \tau_p$), то получим $k_p \approx 0.51$, что близко полученному выше отношению между p^* и τ .

Близкое значение соотношения τ/p^* наблюдается в результатах реконструкции, полученных по данным о землетрясениях в диапазоне магнитуд 3.0–5.5 (рис. 20). При этом можно заметить, что при малых значениях напряжений угол наклона осевых линий облака точек несколько выше (на 5–7°), чем при больших значениях напряжений. Также видно, что данное соотношение слабо зависит от геодинамического типа напряженного состояния. Наклон облака точек синего цвета, отвечающего режиму горизонтального растяжения, близок к наклону облака точек красного цвета, отвечающих режиму горизонтального сжатия. Можно также отметить, что домены с режимом горизонтального растяжения в целом стремятся расположиться в среднем уровне напряжений, игнорируя области высокого и низкого уровня напряжений. Это же наблюдение относится и к доменам режима горизонтального растяжения. Домены с режимом горизонтального сжатия располагаются во всем диапазоне изменений напряжений.

На рис. 21 показано распределение доменов с разными значениями эффективного давления в исследуемом регионе для шести глубинных уровней, полученных по результатам реконструкции по данным о землетрясениях в диапазоне магнитуд 3–5.

Области пониженных значений редуцированного эффективного давления (тона светло-голубого цвета) в глубинном диапазоне от 0 до 40 км тяготеют к участку начала развития очага землетрясения Тохоку, вытяги-

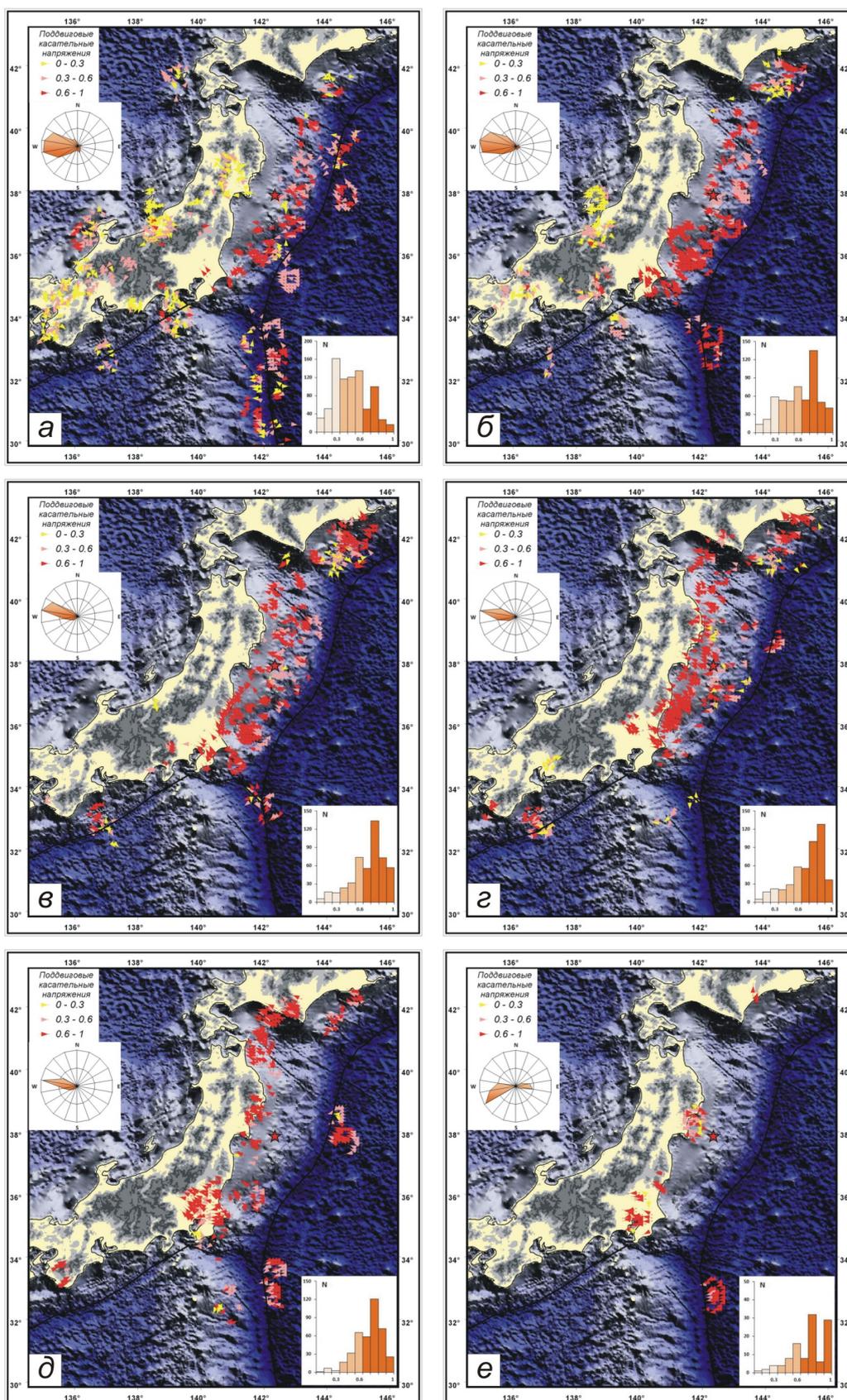


Рис. 17. Направления и относительные величины (нормировка на максимальное касательное напряжение) касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормальными, ориентированными к центру земли (см. подписи к рис. 11, 15).

Fig. 17. Directions and relative values (norming by maximum tangential stress) of tangential stresses acting at horizontal planes with normals oriented towards the Earth's centre (see the captions of Fig. 11 and Fig. 15).

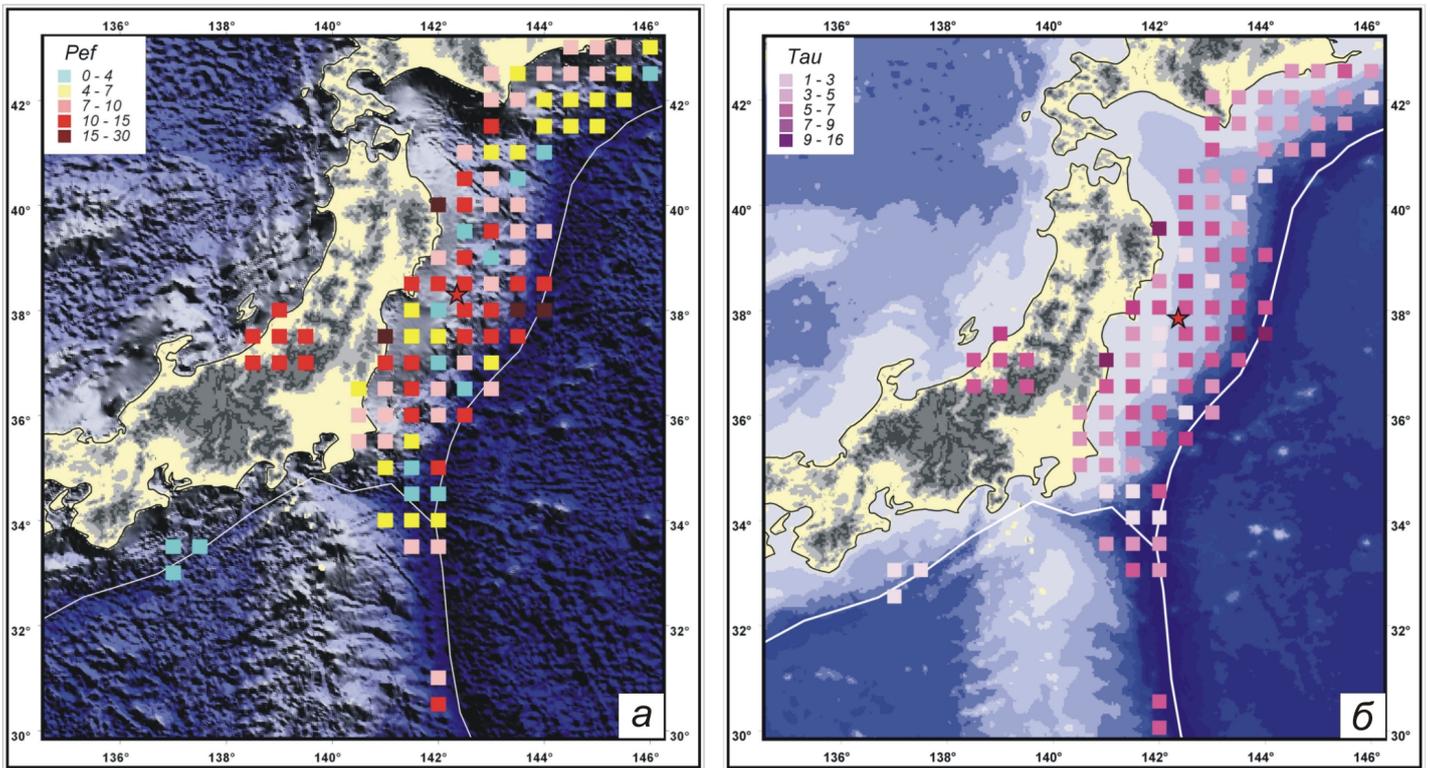


Рис. 18. Результаты второго этапа реконструкции МКА в магнитудном диапазоне 5–7.

Редуцированные значения: а – эффективного давления; б – максимальных касательных напряжений.

Fig. 18. Results of the second stage of MCA reconstructions in the magnitude range from 5 to 7.

Reduced values: а – effective pressure; б – maximal shear stresses.

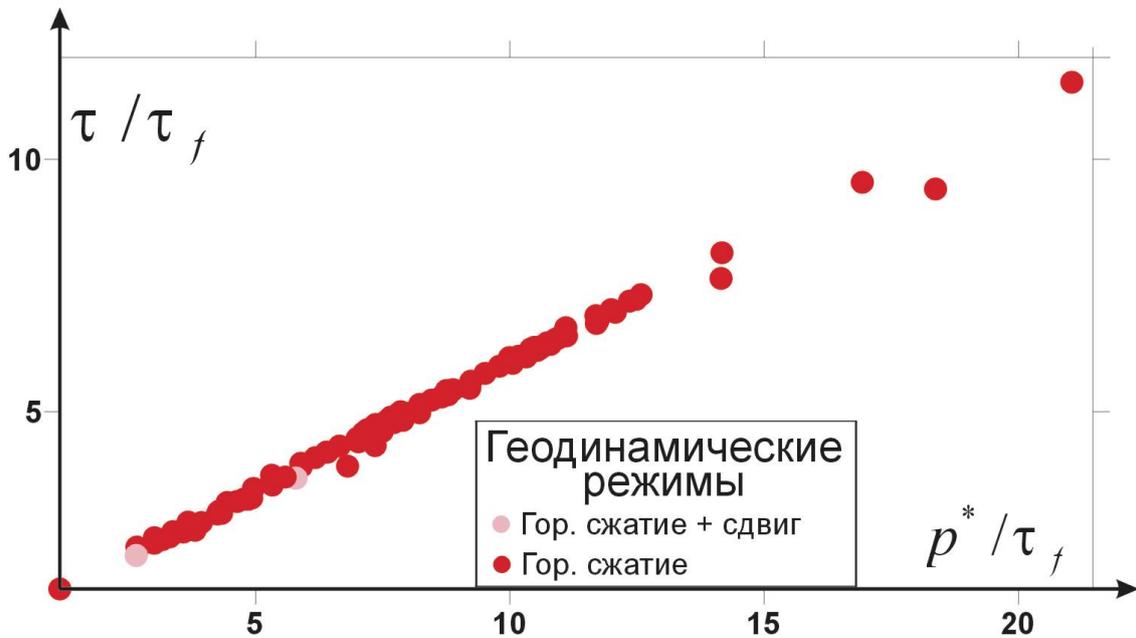


Рис. 19. Соотношение редуцированного эффективного давления и максимальных касательных напряжений и тип напряженного состояния (геодинамический режим) в доменах реконструкции напряжений.

Fig. 19. Reduced effective pressures, maximal shear stresses and types of the state of stresses (i.e. geodynamic regimes) in reconstructed stress domains.

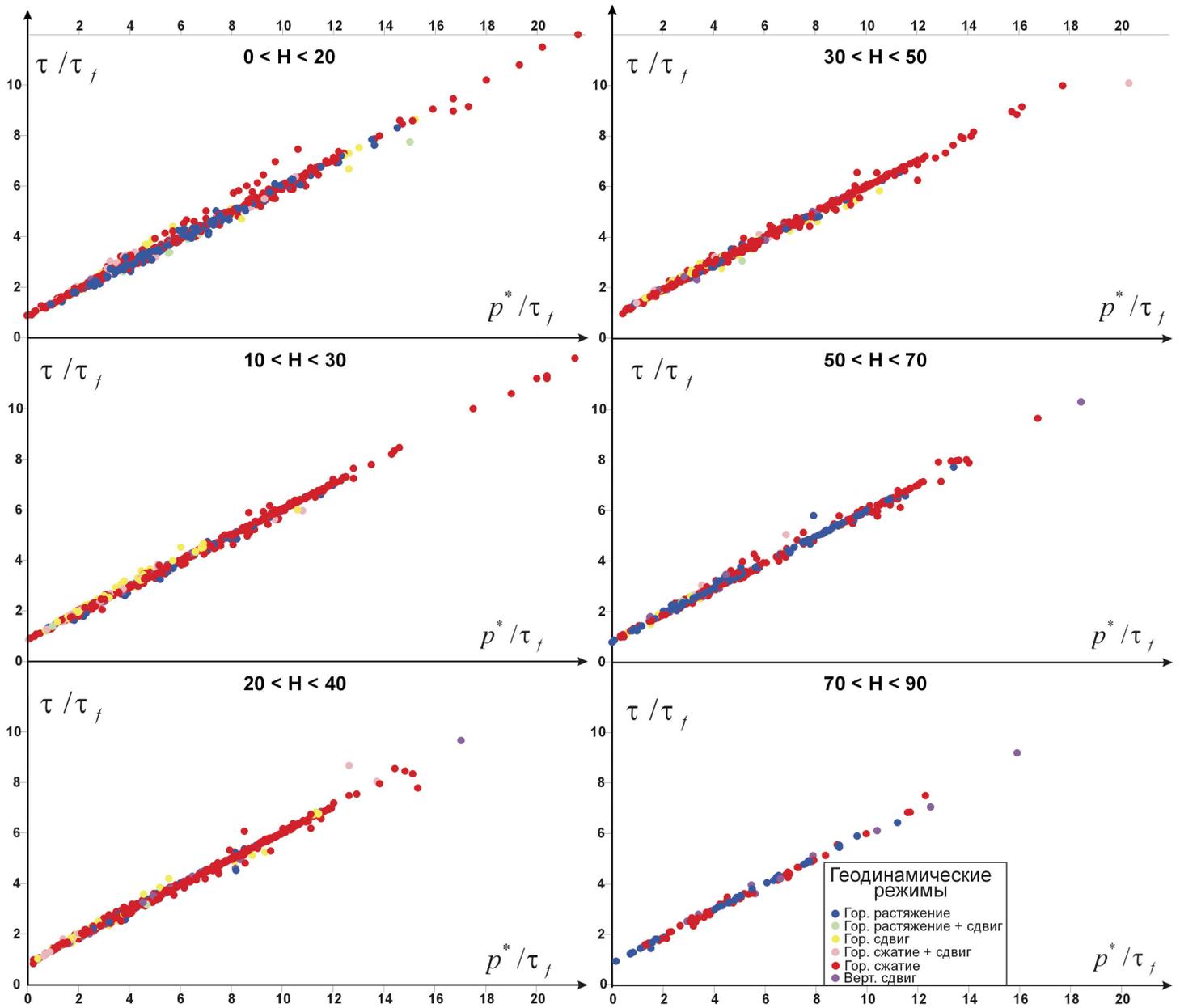


Рис. 20. Соотношение редуцированного эффективного давления и максимальных касательных напряжений и тип напряженного состояния (геодинамический режим) в доменах шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подпись к рис. 13).

Fig. 20. Reduced effective pressures, maximal shear stresses and types of the state of stresses (i.e. geodynamic regimes) in reconstructed stress domains of six depth levels (see the caption of Fig. 13).

ваясь вдоль побережья о. Хонсю. Видно, что по мере увеличения глубины участки коры пониженного уровня эффективного давления перемещаются на запад. В свою очередь, участки повышенного эффективного давления на этих глубинах располагаются в основном между океаническим желобом (линия белого цвета) и осевой линией сейсмофокальной области на данной глубине (линия серого цвета).

Выше были приведены сейсмологические данные, характеризующие неравномерность развития фронта разрыва в очаге землетрясения Тохоку (см. рис. 7). Из

результатов расчетов для глубинного уровня 20–40 км, которые на рис. 21, в, отнесены к глубине 30 км, видно, что здесь латеральная ширина области пониженного уровня эффективного давления (светло-голубые и желтые тона), измеренная в направлении, параллельном оси океанического желоба, составляет около 260 км. Это расстояние соответствует размеру очага в латеральном направлении, возникшего на глубине 30 км к 75-й секунде (см. рис. 7), когда он достиг своих максимальных размеров в направлениях восстания и погружения.

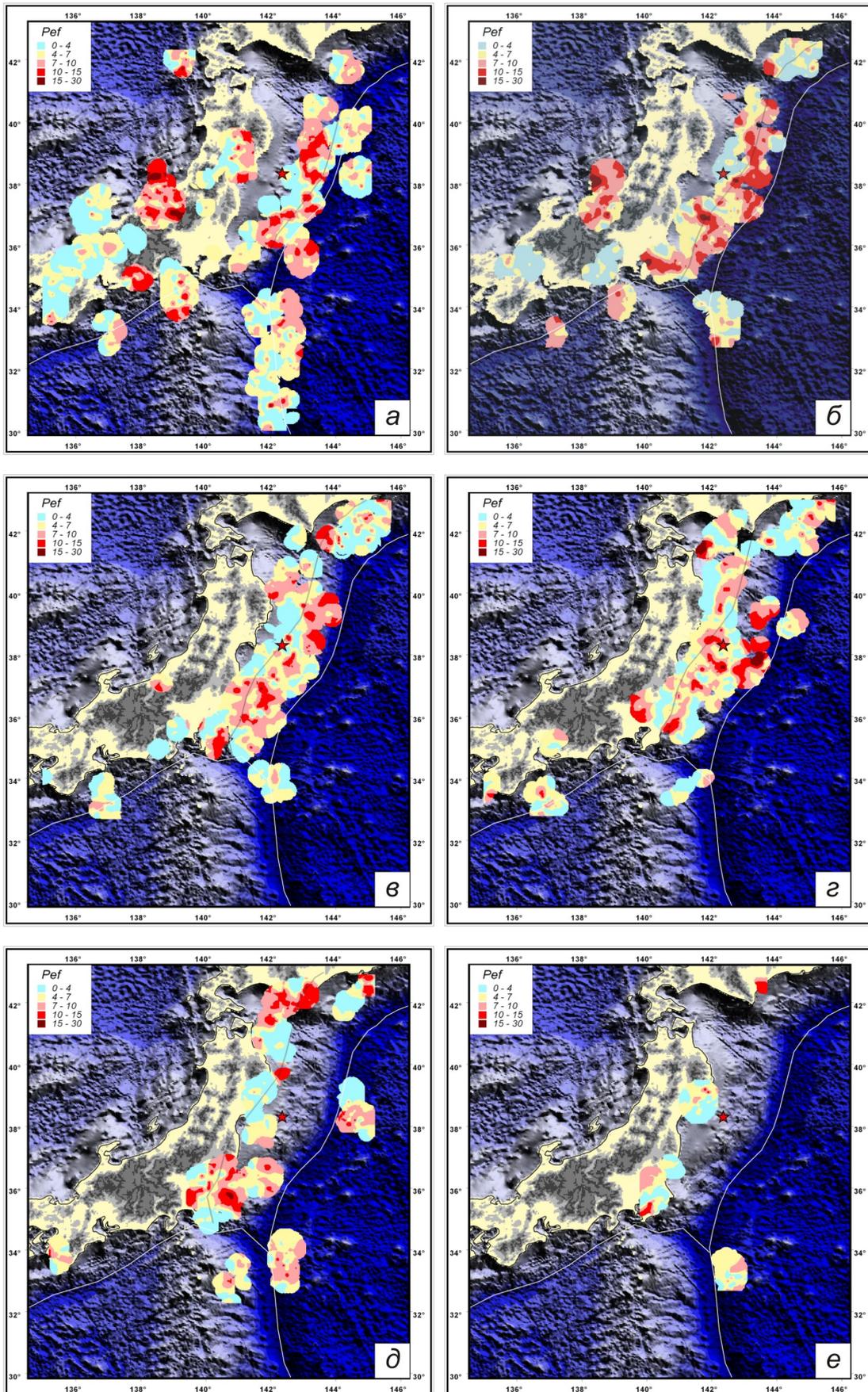


Рис. 21. Редуцированные значения эффективного давления для реконструкции напряжений в магнитудном диапазоне 3.0–5.5.

Fig. 21. Reduced effective pressure values for stress reconstructions in the magnitude range from 3.0 to 5.5.

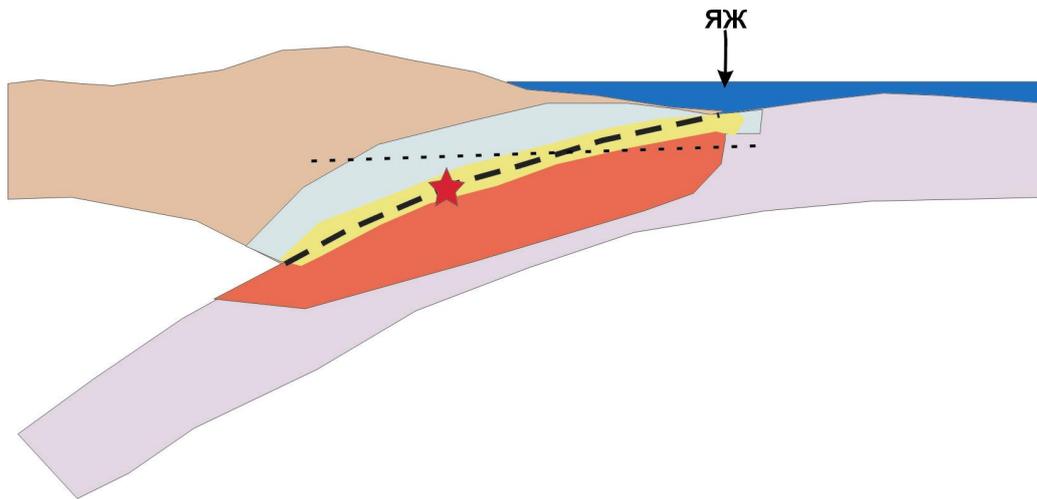


Рис. 22. Схема распределения эффективного давления в вертикальном сечении, проведенном вдоль погружения очага землетрясения Тохоку (удлиненный пунктир).

Звездочка – глубина начала вспарывания землетрясения Тохоку. Красные тона – повышенный уровень, желтые – средний уровень, голубые – пониженный уровень эффективного давления. Горизонтальная пунктирная линия отвечает глубинам 10–30 км, что в распределении напряжений соответствует рис. 21, а, б, в.

Fig. 22. Schematic distribution of effective pressure in the vertical profile across the dip of the Tohoku earthquake focus (longish dotted line).

The star shows the depth of the Tohoku earthquake rupture start. Effective pressure levels: red – high, yellow – mean, blue – low. The horizontal dotted line refers to depths from 10 to 30 km, which correspond to the scatter of stresses shown in Fig. 21, a, б, в.

Отметим, что согласно нашим предыдущим исследованиям очаговых областей катастрофических землетрясений (Шикотанского 1994 г., Токачи-Оки 2003 г., Суматра-Андаманского 2004 г., Симуширского 2006 г., Чилийского – Мале 2009 г.) [Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetskii, Marinin, 2006; Rebetsky, 2009; Rebetskii, 2009; Rebetsky, 2010] было показано, что участки коры с пониженным уровнем напряжений как раз и являются участками, где формируется очаг сильного землетрясения [Rebetsky, 2007b, 2007c].

В верхних горизонтах (рис. 21, б, и рис. 21, а) в направлении восстания от начала развития очага землетрясения области пониженного уровня эффективного давления имеют меньшую латеральную ширину и отделяются от оси желоба участком повышенного эффективного давления (тона интенсивно красного цвета). Как следует из данных о распределении величин напряжений, сброшенных в очаге землетрясения, представленных также на рис. 7, именно на глубине 5–8 км от поверхности наблюдаются наибольшие значения этих напряжений (амплитуды смещения), т.е. здесь разрыв в своем развитии преодолел наибольшее сопротивление.

В более глубоких горизонтах (рис. 21, г, и рис. 21, д) в направлениях вдоль оси океанического желоба также существовали области пониженного эффективного давления с протяженностью порядка 300 км.

Обобщая все вышесказанное, отметим, что поверхность вспарывания разрыва землетрясения Тохоку на

разных глубинных уровнях отделяла области пониженного эффективного давления, располагавшиеся преимущественно к западу от нее, от областей повышенного давления – к востоку. Это фактически означает, что плоскость очага землетрясения проходила в области максимального градиента напряжений. На рис. 22 показан условный вертикальный разрез, проведенный в направлении, перпендикулярном оси желоба, и вдоль погружения плоскости очага землетрясения Тохоку.

Вывод о развитии очага землетрясения Тохоку в области высокого уровня градиента напряжений отвечает закономерностям напряженного состояния участков коры, полученным в областях сильных землетрясений предыдущих лет [Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetskii, Marinin, 2006; Rebetsky, 2007a, 2007b; Rebetsky, Tatevossian, 2013]. Новизна полученных результатов состоит в том, что в указанных работах была выявлена закономерность формирования начала вспарывания очага землетрясения в области высокого градиента напряжений. Землетрясение Тохоку целиком развивалось в такой области высокого градиента напряжений. К востоку от очага располагались участки коры высокого уровня напряжений, а к западу – низкого уровня эффективного давления.

Как уже говорилось выше, из анализа результатов реконструкции первого этапа следует, что океанический желоб разделяет северо-западный фланг Тихоокеанской сейсмофокальной области на две зоны раз-

ных геодинамических режимов (см. рис. 15). К западу от Японского и Идзу-Бонинского океанических желобов в коре океанического дна наблюдается режим горизонтального сжатия с субгоризонтальной ориентацией оси максимальных напряжений, а к востоку от этих желобов имеет место режим горизонтального растяжения с субгоризонтальной ориентацией оси алгебраически наибольшего главного напряжения, являющегося наименьшим сжимающим главным напряжением. При этом в обоих случаях ориентация указанных осей субортогональна океаническим желобам.

Поскольку результатом второго этапа реконструкции являются данные о редуцированных значениях шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений, было бы интересно увидеть, как соотносятся значения величин напряжений, действующих по разные стороны от океанических желобов в одном и том же ортогональном им направлении. В связи с этим нами были рассчитаны редуцированные величины псевдоглавных напряжений, действующих в латеральном направлении. Ориентации этих напряжений отвечают малой и большой осям эллипса, полученного в пересечении эллипсоида напряжений горизонтальной плоскостью. На рис. 23 показаны ориентации осей и значения редуцированных псевдоглавных напряжений, имеющих максимальное сжатие. Наиболее информативными для сравнения напряжений по разные стороны от океанических желобов являются глубины 0–20 км, но для общности на рис. 23 приведены данные о псевдоглавных напряжениях для всех глубинных уровней реконструкции напряжений.

Как следует из рис. 23, ж-м, оси максимального горизонтального сжатия к западу от Японского желоба имеют ориентацию 90–110° от направления на север в верхнем слое (10 км), 110° для глубин 20–60 км и 90° для больших глубин (>70 км). К востоку от Японского желоба ориентация осей максимального горизонтального сжатия стремится стать параллельной желобу.

В работе [Lin et al., 2011] проведен анализ результатов бурения океанического дна, выполненного за двенадцать лет до землетрясения Тохоку. В процессе бурения изучалась геометрия скважин глубиной около 1 км, что позволило определить ориентацию осей наибольшего удлинения и укорочения в горизонтальной плоскости. Приведены данные об изменении с глубиной ориентации этих осей для двух скважин с координатами 39°11' с.ш., 143°20' в.д. и 38°45' с.ш., 143°20' в.д., расположенных на 127-м и 83-м км на северо-восток от эпицентра землетрясения Тохоку. Результаты анализа показали, что средняя ориентация оси максимального укорочения имеет азимут порядка 120° от направления на север, что хорошо соответствует и нашим результатам расчетов для верхнего слоя коры 0–20 км (рис. 23, ж).

Как видно из сравнения рис. 23, а, и рис. 23, ж, величины напряжений, нормальных к океаническим желобам, к западу от них практически всюду на несколь-

ко единиц τ_f больше, чем к востоку. К востоку от океанических желобов они изменяются в диапазоне от 0 до 5 значений τ_f (существует буквально несколько доменов со значениями порядка 5–10 τ_f), к западу вдоль Идзу-Бонинского желоба – от 5 до 10 τ_f , а вдоль Японского желоба в основном от 10 до 15 τ_f . На больших глубинах эта закономерность также наблюдается (см. рис. 23, з, к).

В работах [Rebetsky, 2009; Rebetskii, 2009] выполнялась оценка величины внутреннего сцепления τ_f для массивов коры северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области. Эти исследования выполнялись при использовании сейсмологических данных о величинах сброшенных напряжений в очагах землетрясения Токачи-Оки 2003 г. и Симуширского землетрясения 2006 г. Было установлено, что τ_f имеет значения порядка 12–15 бар. Если использовать эти данные, то получим, что к востоку от океанических желобов горизонтальное сжатие, нормальное к Японскому желобу, больше, чем к западу, на 70–150 бар. Для Идзу-Бонинского желоба эти напряжения больше на 10–70 бар.

Отметим, что для Нанкайской зоны нет ярко выраженной смены величин латеральных напряжений к югу и к северу от оси океанического желоба. Здесь для обоих крыльев желоба для участков с данными о напряжениях наблюдается ориентация осей максимального сжатия, ортогональная оси желоба.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования напряженного состояния японского сегмента Тихоокеанской сейсмофокальной области в период, предшествовавший катастрофическому землетрясению Тохоку, дают возможность сделать важные выводы как в области современной геодинамики зон сочленения субконтинентальных и океанических плит, так и в области физики очага землетрясений.

Установлено, что в исследуемом регионе, определяемом с позиции тектоники литосферных плит как зона субдукции океанической плиты под субконтинентальную, вкрест оси желоба меняется характер напряженного состояния. Если к востоку от Японского желоба в области субконтинентальной литосферы оси максимального сжатия в основном полого наклонены под океаническую литосферную плиту, то к западу от него оси этих напряжений имеют субвертикальное погружение (см. рис. 13, 14). Таким образом, океанический желоб разделяет верхнюю часть тектоносферы на два геодинамических режима: 1) субгоризонтального сжатия к западу от оси желоба; 2) субгоризонтального растяжения к востоку от оси желоба.

В верхней части коры (глубины 0–20 км) смена геодинамических режимов происходит резко, без формирования промежуточных режимов горизонтального

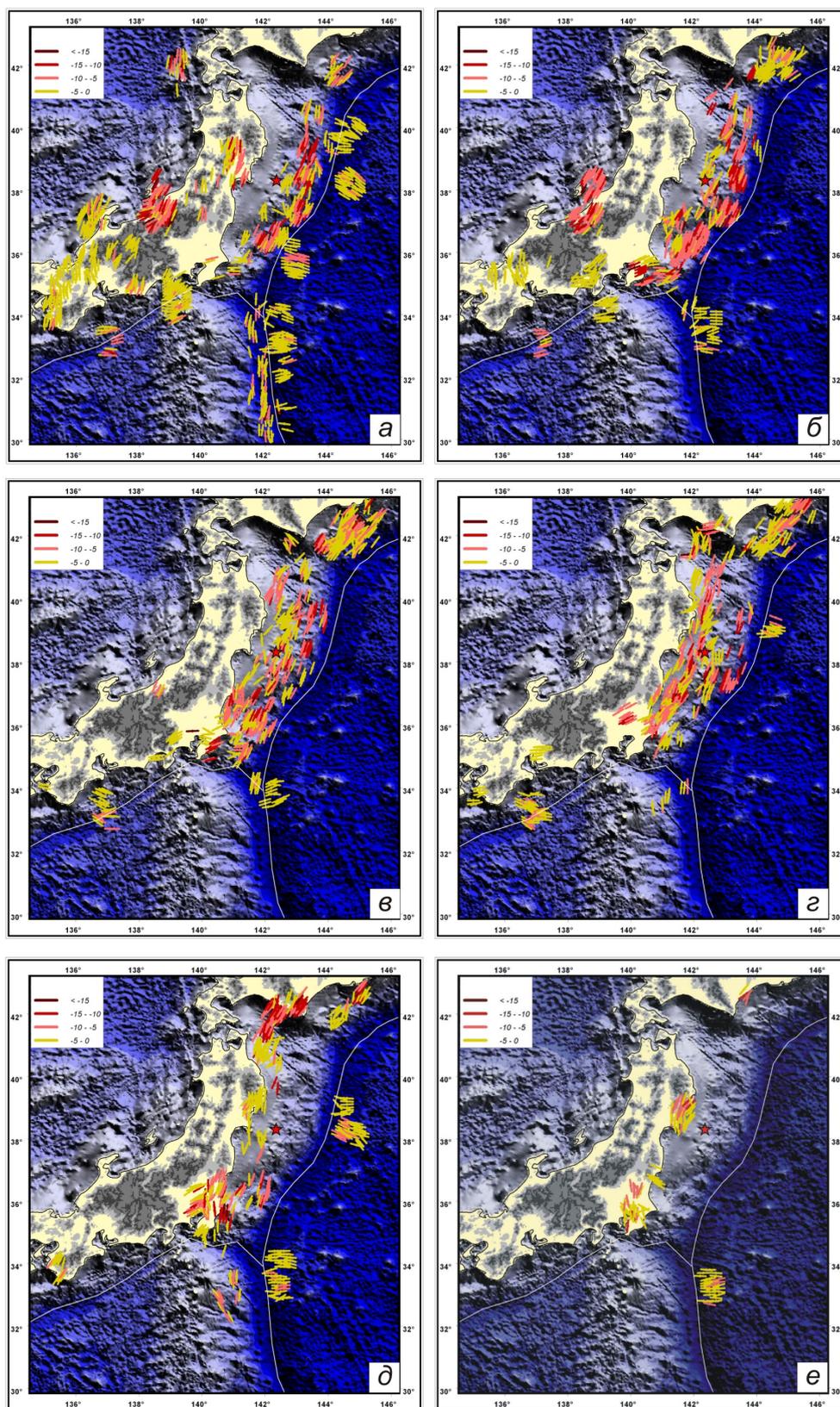


Рис. 23. Направления и относительные величины (нормировка на величину внутреннего сцепления) напряжений минимального (а, б, в, г, д, е) и максимального (ж, з, и, к, л, м) сжатия, действующих в латеральном направлении.

Для осей максимального горизонтального сжатия (ж, з, и, к, л, м) показаны их наиболее представительные простирания.

Fig. 23. Directions and reduced values (norming on a magnitude of internal cohesion of rocks) of stresses of minimum (а, б, в, г, д, е) and maximum (ж, з, и, к, л, м) compression acting in the lateral direction.

For axes of maximum horizontal compression (ж, з, и, к, л, м), the most representative strikes are shown.

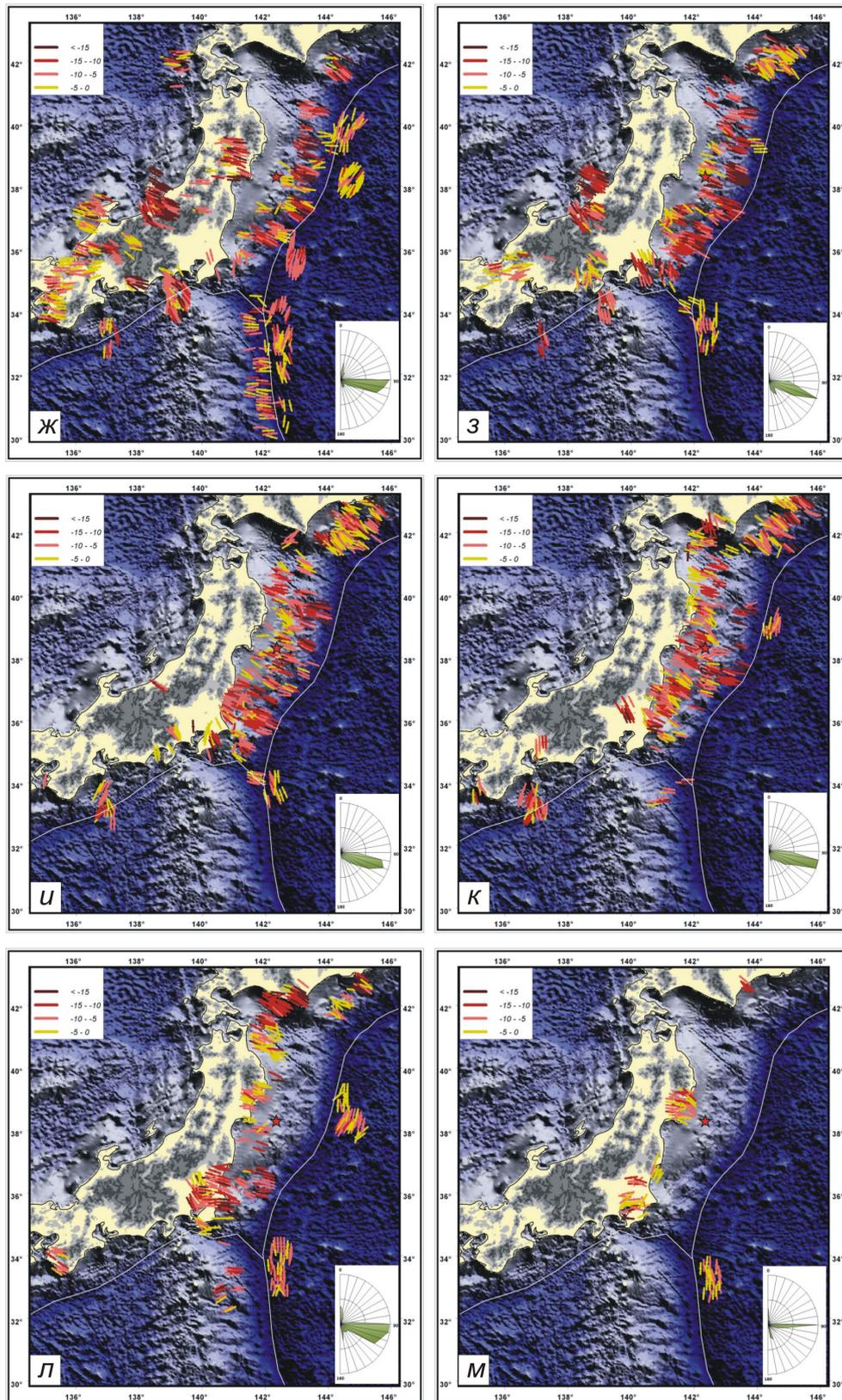


Рис. 23. Продолжение.

Fig. 23. Continuation.

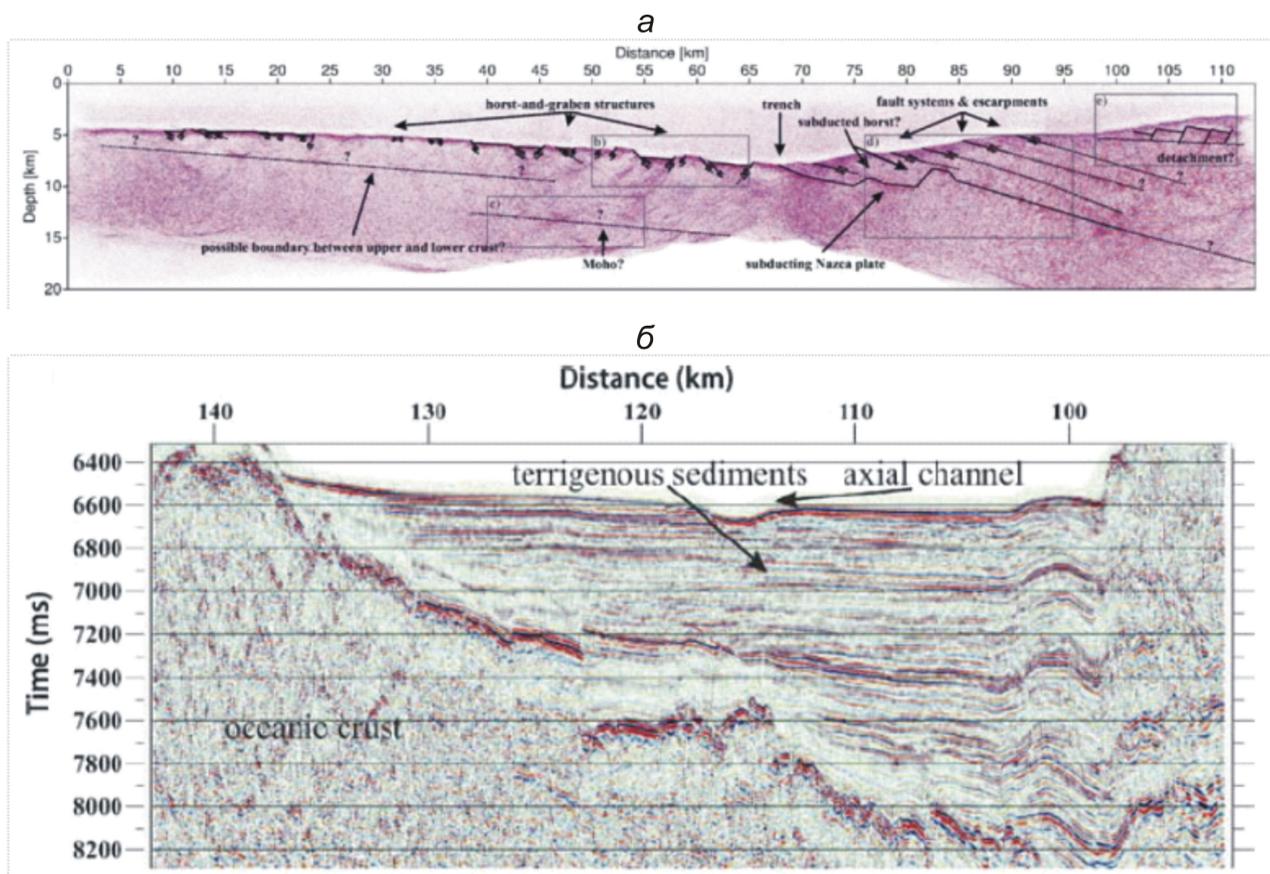


Рис. 24. Сейсмические профили коры, поперечные области сочленения юго-восточной части Тихоокеанской и западной части Южно-Американской плиты из работы [Oncken et al., 2006]: а – кора; б – верхняя часть коры в области океанического желоба.

Fig. 24. Seismic profiles of the crust, transverse zones of junction of the south-eastern segment of the Pacific plate and the western segment of the South American plate, according to [Oncken et al., 2006]: а – crust; б – upper crust in the area of the oceanic trough.

или вертикального сдвига (см. рис. 15, а). На больших глубинах (50–70 км) между областями горизонтального сжатия и горизонтального растяжения практически всегда присутствует «молчащий» участок (см. рис. 15, в-е), где в литосфере не наблюдается достаточно сильных землетрясений, и поэтому здесь не удастся определить параметры напряженного состояния. В средней части литосферы область горизонтального растяжения к востоку от оси желоба плохо выражена из-за малого числа произошедших здесь землетрясений, что, вероятно, говорит о докритическом напряженном состоянии этих горизонтов литосферы в исследуемом масштабе.

Заметим, что ранее для других зон субдукции также были получены единичные определения, в которых вблизи оси желоба, в океанической части литосферы наблюдался режим горизонтального сжатия. Обычно подобные определения связывали с состоянием литосферы после относительно сильного межплитового землетрясения, подобно тому, как это имело место для пары Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг.

Заметим, что имеющиеся на сегодня данные о строении океанических желобов и примыкающей к

ним субконтинентальной литосферы подтверждают сделанные выводы (рис. 24). Геофизические данные о строении Южно-Американской области субдукции показывают, что к западу от оси желоба в верхней части сейсмического профиля наблюдаются сбросы, а к востоку в континентальной коре присутствуют пологие надвиги. Важно отметить спокойное залегание океанических осадков, которое сменяется на сильно деформированное только непосредственно в зоне сочленения с континентальной литосферой.

Наши расчеты показывают, что наибольший уровень латерального сжатия наблюдается в коре (глубины 0–20 км) к западу от оси желоба (см. рис. 23). Здесь оси максимального латерального сжатия ориентированы ортогонально оси желоба. К востоку от оси желоба ортогонально ему ориентированы оси наименьшего горизонтального сжатия. При этом скачок в уровне напряжений при переходе через Японский желоб составляет около 5–8 значений внутреннего сцепления (τ_f) пород. Для Идзу-Бонинского желоба этот скачок менее выражен, хотя явно существует и составляет 3–5 τ_f . Пока сложно понять, какими силами у равнове-

шиваются такие резкие изменения напряжений. Возможно, здесь действуют какие-то достаточно специфические процессы, обуславливающие высокие градиенты напряжений.

Необходимо отметить, что напряженное состояние литосферы Накайского желоба существенно отличается от напряженного состояния литосферы Японского и Идзу-Бойнинского желобов. Вероятно, эти различия проявятся и в глубинном строении.

Другой важный вывод, относящийся уже к вопросам физики очага землетрясений, можно сделать из анализа положения очага катастрофического землетрясения Тохоку в поле реконструированных напряжений. Установлено, что развитие очага происходило в области сочленения участков коры с высоким и низким уровнем эффективного давления, т.е. в зоне максимального градиента напряжений (см. рис. 22). Эта область протягивалась вдоль оси океанического желоба и наиболее выраженной была на глубинах, близких к 30 км (реконструкция для глубинного уровня 20–40 км). Здесь к востоку от оси желоба также присутствовала наиболее обширная область пониженного уровня эффективного давления, которая согласно работам [Rebetsky, 2007b, 2007c] является наиболее предпочтительной для развития хрупкого разрушения.

В верхних уровнях коры (глубины 0–20 км) между осью желоба (место вблизи выхода очага не поверхность) и областью пониженного эффективного давления присутствуют участки высокого эффективного давления (см. рис. 22). Такая ситуация определяет, что здесь имеется повышенное сопротивление среды хрупкому разрушению. Вероятно, этим обстоятельством следует объяснять тот факт, что максимальные амплитуды смещений на разрыве наблюдались не вблизи поверхности, а на глубине 3–5 км (см. рис. 7). Для пологой плоскости очага участок максимальных амплитуд смещений отстоял от океанического дна на 25–30 км вдоль плоскости очага. Этот участок как раз попадает на область повышенного эффективного давления, полученного по результатам реконструкции напряжений (см. рис. 21, а).

Большая протяженность землетрясения Тохоку нами связывается с большой протяженностью участков коры с высоким уровнем градиента напряжений, расположенных вдоль всего восточного участка коры о. Хонсю. На глубинах 10–30 км и 20–40 км (см. рис. 21, б, в) в зоне юго-западного и северо-восточного сегментов сейсмофокальной области о. Хонсю существуют участки повышенного эффективного давления, расположенные в поперечном направлении. К юго-западному сег-

менту относятся участки, расположенные вблизи полуострова Ёконама и к северу от Нанкайского желоба, к северо-восточному – участок вблизи 40° в.ш. Эти участки повышенного эффективного давления следует рассматривать как зоны, способствовавшие остановке развития очага землетрясения Тохоку.

Таким образом, основной отличительной особенностью поля напряжений в области развития очага землетрясения Тохоку является существование вдоль всей его протяженности зоны высокого градиента напряжений. Если для Суматра-Андаманского, Мале и Симуширского землетрясений [Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetsky, 2009, 2010; Rebetsky, Tatevosian, 2013] градиент напряжений располагался вдоль простирания сейсмофокальной области, то для землетрясения Тохоку в области его очага вектор градиента напряжений ориентирован поперек сейсмофокальной области, причем снижение уровня напряжений в основном было ориентировано вдоль погружения сейсмофокальной области.

Полученные в настоящей работе результаты требуют дальнейшего анализа с позиций современных представлений о процессе разрушения и пластического деформирования иерархически неоднородных многофазных сред. Современные исследования физики разрушения [Zuev et al., 2008] показывают, что область градиента напряжений является зоной, способствующей активизации дефектов прочности. Градиенты напряжений контролируют структурно-фазовые превращения, изменяющие свойства среды в зонах будущего разрушения (по данным отчетов ИФПМВ СО РАН, <http://ispms.ru/ru/115>). Вероятно, градиенты напряжений также способствуют формированию и градиентов дефектов, определяющих скорость развития пластических деформаций. Движения дефектов на предкритической стадии процесса формируют в среде волны (автоволны) пластических деформаций, играющие важную роль в подготовке разрушения в конкретных областях. В этих экспериментах обнаружен эффект «шахматной доски» в распределении напряжений и деформаций в образцах, подверженных интенсивному пластическому деформированию. Данный эффект связывается с неоднородностью исследуемых материалов, имевших слоистое строение, и фактически означает мозаичность распределения величин напряжений, которая часто наблюдается в результатах тектонофизической реконструкции напряжений сейсмоактивных областей.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-04-331229, 13-05-00892 и президентского гранта РФМК 1904.2013.5.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Angelier J., 1990. Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress – III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103 (2), 363–376. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x>.

- Bath M., Duda S.J. 1964. Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities. *Annali di geofisica* 17 (3), 353–368. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-5213>.
- Carey-Gailhardis E., Mercier J.L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 82 (1–2), 165–179. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90117-8](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(87)90117-8).
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101 (2), 425–478. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>.
- DeMets C., Gordon R.G., Stein S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale. *Geophysical Research Letters* 21 (20), 2191–2194. <http://dx.doi.org/10.1029/94GL02118>.
- Drucker D.C., Prager W., 1952. Soil mechanics and plastic analysis of limit design. *Quarterly of Applied Mathematics* 10 (2), 157–175.
- Ekström G., Nettles M., Dziewoński 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>.
- Fedotov S.A., 1965. About the patterns of distribution of the strongest earthquakes of Kamchatka, the Kuril Islands and the north-eastern Japan. *Proceedings of the Institute of Earth Physics, the USSR Academy of Sciences* 36 (203). Nauka, Moscow, p. 66–93 (in Russian) [Федотов С.А. О закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии // Труды Института физики Земли АН СССР. 1965. № 36 (203). М.: Наука, С. 66–93].
- Fedotov S.A., Solomatin A.V., Chernyshev S.D., 2012. A long-term earthquake forecast for the Kuril-Kamchatka arc for the period from September 2011 to August 2016. The likely location, time, and evolution of the next great earthquake with $M \geq 7.7$ in Kamchatka. *Journal of Volcanology and Seismology* 6 (2), 65–88. <http://dx.doi.org/10.1134/S0742046312020029>.
- Gephart J.W., Forsyth D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* 89 (B11), 9305–9320. <http://dx.doi.org/10.1029/JB089iB11p09305>.
- Gushchenko O.I., Mostryukov S.A., Petrov V.A., 1990. The structure of the current regional stress field in seismic areas of the crust in the eastern part of the Mediterranean mobile belt. *Doklady AN SSSR* 312 (4), 830–835 (in Russian) [Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830–835].
- Hardebeck J., 2012. Coseismic and postseismic stress rotations due to great subduction zone earthquakes. *Geophysical Research Letters* 39 (21), L21313. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL053438>.
- Hardebeck J.L., Hauksson E. 2001. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics. *Journal of Geophysical Research* 106 (B10), 21859–21882. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000292>.
- Hasegawa A., Umino N., Takagi A., Suzuki Z., 1979. Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath Northeastern Honshu (Japan). *Tectonophysics* 57 (1), 1–6. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90098-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(79)90098-2).
- Hasegawa A., Yoshida K., Okado T., 2011. Nearly complete stress drop in the 2011 $M_w=9.0$ off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets Space* 63 (7), 703–707. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.007>.
- Kanamori H., Anderson D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America* 65(5), 1073–1095.
- Kato A., Sakai S., Obara K., 2011. A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate. *Earth Planets Space* 63 (7), 745–748. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.014>.
- Kostrov B.V., 1975. Mechanics of Tectonic Earthquake Focus. Nauka, Moscow, 176 p. (in Russian) [Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.].
- Lin W., Saito S., Sanada Y., Yamamoto Y., Hashimoto Y., Kanamatsu T., 2011. Principal horizontal stress orientations prior to the 2011 $M_w=9.0$ Tohoku-Oki, Japan earthquake in its source area. *Geophysical Research Letters* 38 (7), L00G10. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL049097>.
- Lomtev V.L., 2008. To diagnostics of plate detachments. In: General and regional problems of tectonics and geodynamics, Volume 1. Geos, Moscow, p. 508–512 (in Russian) [Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 508–512].
- Lomtev V.L., 2013. On the issue of the geological structure and seismotectonics of the Pacific Ocean slope of the Honshu arc (in relation to the Japanese earthquake and tsunami of 11 March 2011). *Vestnik SVNC, Far East Branch of the USSR Acad. Sci.* (2), 2–10 (in Russian) [Ломтев В.Л. К вопросу о геологическом строении и сейсмотектонике Тихоокеанского склона дуги Хонсю (в связи с Японским землетрясением и цунами 11.03.2011 г.) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 2. С. 2–10].

- Lomtev V.L., Patrikeev V.N., 1985. Compression Structures in the Kuril and Japan Troughs. Far East Branch of the USSR Acad. Sci., Vladivostok, 141 p. (in Russian) [Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.].
- Makarov P.V., 2010. Self-organized criticality of deformation and prospects for fracture prediction. *Physical Mesomechanics* 13 (5–6), 292–305. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physme.2010.11.010>.
- Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *The Island Arc* 6 (1), 121–142. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1440-1738.1997.tb00043.x>.
- Matsumoto T., Kitamura N., 1977. Northeastern Japan. In: Mesozoic-Cenozoic fold belts. Mir, Moscow, p. 184–193 (in Russian) [Мацумота Т., Китamura Н. Северо-Восточная Япония. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. С. 184–193].
- Miao M., Zhu S.-B., 2012. A study of the impact of static Coulomb stress changes of megathrust earthquakes along subduction zone on the following aftershocks. *Chinese Journal of Geophysics* 55 (5), 539–551. <http://dx.doi.org/10.1002/cjg2.1748>.
- Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y., Iwashita T., 2001. The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *Journal of Natural Disaster Science* 23 (2), 83–88.
- Oncken O., Chong G., Franz G., Giese P., Gotze H.-J., Ramos V.A., Strecker M.R., Wigger P. (Eds.), 2006. The Andes: Active subduction orogeny: Structure and processes of a subduction orogen. Springer, Berlin, Heidelberg, Dordrecht, XXII+569 p.
- Osokina D.N., 1987. About hierarchical properties of the tectonic stress field. In: Fields of stresses and strain in the crust. Nauka, Moscow, p. 136–151 (in Russian) [Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 136–151].
- Parfenov V.D., 1984. To the method of tectonophysical analysis of geological structures. *Geotektonika* (1), 60–72 (in Russian) [Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72].
- Reasenber P.A., Simpson R.W., 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science* 255 (5052), 1687–1690. <http://dx.doi.org/10.1126/science.255.5052.1687>.
- Rebetskii Yu.L., 2003. Development of the method of cataclastic analysis of shear fractures for tectonic stress estimation. *Doklady Earth Sciences* 388 (1), 72–76.
- Rebetskii Yu.L., 2009b. Estimation of stress values in the method of cataclastic analysis of shear fractures. *Doklady Earth Sciences* 428 (1), 1202–1207. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09070368>.
- Rebetskii Yu.L., Marinin A.V., 2006. Stressed state of the Earth's crust in the western region of the Sunda subduction zone before the Sumatra-Andaman earthquake on December 26, 2004. *Doklady Earth Sciences* 407 (1), 321–325. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06020383>.
- Rebetsky Yu.L., 1997. Reconstruction of tectonic stresses and seismotectonic strains: methodical fundamentals, current stress field of Southeastern Asia and Oceania. *Doklady Earth Sciences* 354 (4), 560–563.
- Rebetsky Yu.L., 1999. Methods for reconstructing tectonic stresses and seismotectonic deformations based on the modern theory of plasticity. *Doklady Earth Sciences* 365 (3), 370–373.
- Rebetsky Yu.L., 2001. Principles of stress monitoring and the method of cataclastic analysis of shear fractures // *Bulletin MOIP, Geology Series* 76 (4), 28–35 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакlastического анализа совокупностей сколов // Бюллетень МОИП, серия геологическая. 2001. Т. 76. Вып. 4. С. 28–35].
- Rebetsky Yu.L., 2005. Estimation of relative values of stresses – the second stage of reconstruction from data on displacements along fractures. *Geofizicheskiy Zhurnal* 27 (1), 39–54 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 39–54].
- Rebetsky Yu.L., 2007a. Tectonic Stresses and Rock Strength. Nauka, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007а. 406 с.].
- Rebetsky Yu.L., 2007b. The status and problems of the theory of earthquake prediction. An analysis of foundations from the position of the deterministic approach. *Geofizicheskiy Zhurnal* 29 (4), 92–110 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007б. Т. 29. № 4. С. 92–110].
- Rebetsky Yu.L., 2007c. Tectonic stresses and areas of the trigger mechanism of earthquakes. *Physical Mesomechanics* 1 (10), 25–37 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007в. Т. 1. № 10. С. 25–37].
- 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 (5), 477–490. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714009050108>.

- Rebetsky Yu.L., 2010. The distribution of tectonic stresses along the South American subduction zone before the earthquake of 27 February 2010, Mw=8.8. In: Problems of seismology in Uzbekistan, No. 7: International conference on current problems of seismology, hydrogeology and engineering geology. Publishing House of the National Univ. of Uzbekistan, Tashkent, Volume 1, 264–268 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Распределение тектонических напряжений вдоль южноамериканской субдукционной области перед землетрясением 27 февраля 2010 Mw=8.8 // Проблемы сейсмологии в Узбекистане, № 7: Материалы международной конференции «Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии». Ташкент: Нац. Унив. Узб., 2010. Т. 1. С. 264–268].
- Rebetsky Yu.L., Alekseev R.S., 2014. The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 257–290. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>.
- Rebetsky Yu.L., Marinin A.V., 2006. Preseismic stress field before the Sumatra-Andaman earthquake of 26.12.2004: a model of metastable state of rocks. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (11), 1192–1206.
- Rebetsky Y.L., Tatevossian R.E., 2013. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field. *Bulletin de la Société Géologique de France* 184 (4–5), 335–346 <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.184.4-5.335>.
- Satake K., Sawai Y., Shishikura M., Okamura Y., Namegaya Y., Yamaki S., 2007. Tsunami source of the unusual AD 869 earthquake off Miyagi, Japan, inferred from tsunami deposits and numerical simulation of inundation. American Geophysical Union, Fall Meeting. Abstract #T31G-03.
- Stein R.S., Lisowski M., 1983. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and post-seismic deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88 (B8), 6477–6490. <http://dx.doi.org/10.1029/JB088iB08p06477>.
- Toda S., Stein R.S., 2013. The 2011 M=9.0 Tohoku Oki earthquake more than doubled the probability of large shocks beneath Tokyo. *Geophysical Research Letters* 40 (11), 2562–2566. <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50524>.
- Tsuru T.J., Park J.-O., Takahashi N., Kido Y., Kenda Y., Kono Y., 2000. Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research* 105 (B7), 16403–16413. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900132>.
- Yunga S.L., 1990. Methods and Results of Seismotectonic Deformation Study. Nauka, Moscow, 190 p. (in Russian) [Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмостектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.].
- Zuev L.B., Danilov V.I., Barannikova S.A., 2008. Physics of Macro-Location of Plastic Flow. Nauka, Novosibirsk, 327 p. (in Russian) [Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А. Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука, 2008. 327 с.].



Ребецкий Юрий Леонидович, докт. физ.-мат. наук, зав. лабораторией тектонофизики им. М.В. Гзовского Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Тел.: 849925493050; ✉ email: reb@ifz.ru

Rebetsky, Yuri L., Doctor of Physics and Mathematics, Head of M.V. Gzovsky Laboratory of Tectonophysics Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123995, GSP-5, Russia
Tel.: 849925493050; ✉ email: reb@ifz.ru



Полец Анастасия Юрьевна, канд. физ.-мат. наук, м.н.с. Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 16, Россия
Тел.: 89242833454; e-mail: polec84@mail.ru

Polets, Anastasia Yu., Candidate of Physics and Mathematics, Junior Researcher Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1b Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: 89242833454; e-mail: polec84@mail.ru