

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.834.42+550.34

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ЕВРАЗИЙСКОЙ И ОХОТОМОРСКОЙ ПЛИТ НА ВОСТОКЕ РОССИИ
(в створе опорного профиля 3ДВ)

В.М. Соловьев^{1,5}, В.С. Селезнев^{2,5}, А.С. Сальников³, С.В. Шibaев⁴,
В.Ю. Тимофеев⁵, А.В. Лисейкин¹, А.Е. Шенмайер¹

¹ Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Геофизическая служба СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

⁴ Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

⁵ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Анализ геолого-геофизической информации по области сочленения Евразийской плиты с окружающими ее плитами показал слабую изученность глубинного строения региона. Эта информация поможет уточнить положение границ плит, прояснить строение коры и мантии. Представлены материалы по сейсмичности и глубинному строению на опорном профиле ГСЗ в области сочленения Евразийской и Охотоморской континентальных плит. Комплексный анализ материалов ГСЗ и сейсмологии свидетельствует о значительном проявлении области сочленения как в глубинных структурах земной коры, так и в поверхности Мохоровичича. Аномальная по сейсмичности и глубинному строению зона в створе профиля ГСЗ составляет несколько сотен километров. Уточнено положение главной границы сочленения Евразийской и Охотоморской плит, проходящей по 144-му меридиану.

Профили ГСЗ, граница Мохоровичича, граничные и средние скорости, сейсмичность, континентальные плиты, границы плит, гипоцентры землетрясений.

DEEP SEISMIC STRUCTURE OF THE BOUNDARY ZONE BETWEEN
THE EURASIAN AND OKHOTSK PLATES IN EASTERN RUSSIA
(along the 3DV deep seismic sounding profile)

V.M. Solov'ev, V.S. Seleznev, A.S. Sal'nikov, S.V. Shibaev, V.Yu. Timofeev,
A.V. Liseikin, and A.E. Shenmaier

Analysis of geological and geophysical data on the boundary zones between the Eurasian plate and other plates shows poor knowledge of the deep structure of the region. This information data will help to refine the position of the plate boundaries and the structure of the Earth's crust and mantle. We present data on the seismicity and deep structure along the deep seismic sounding (DSS) profile running across the boundary between the Eurasian and Okhotsk plates. A comprehensive analysis of the DSS materials and seismic data shows a significant expression of this boundary zone both in the deep Earth's crust structures and in the Moho. A zone of anomalous seismicity and deep structure extends along the DSS profile for several hundred kilometers. We have refined the position of the main boundary between the Eurasian and Okhotsk plates, which passes approximately along 144°E.

DSS profiles, Moho, boundary and average velocities, seismicity, continental plates, plate boundaries, hypocenters of earthquakes

ВВЕДЕНИЕ

В модели, называемой «тектоникой плит», сейсмичность и современная геодинамика восточной части России определяются взаимодействием Евразийской, Тихоокеанской, Северо-Американской плит, а также слабо выделяющихся по геофизическим данным Амурской, Охотоморской и плиты моря Беринга. Известные исследования геологическими методами в настоящее время дополнены данными потенциальных геофизических полей и сейсмологии [Хаин, 1994; Добрецов и др., 2001]. Новые факты получены с помощью активно развивающихся методов космической геодезии. Проводимые в последние годы глубинные сейсмические исследования позволяют прояснить связь плитных смещений и глубинной структуры Дальнего Востока. При этом особую важность приобретает информация о мощности литосферы и отдельных ее частей. Например, для литосферной плиты, имеющей горизонтальные размеры до десятков тысяч километров при мощности 100÷200 км, известна задача об устойчивости на изгиб земной литосферы под действием продольной сжимающей нагрузки. Под действием горизонтальной силы, превышающей критическое значение, может произойти прогиб пластины, опертой по краям. Известны оценки устойчивости тонкой ($h \ll L$, толщина много меньше размеров пластины) пластины под действием горизонтальной нагрузки (изгибная жесткость пластины $D \equiv E \cdot h^3 / 12(1 - \nu^2)$, E и ν — упругие модули). Для закрепленной по краям пластины под действием горизонтальной силы F прогиб определяется уравнением (ω — вертикальное смещение):

$$D \cdot d^4 \omega / d^4 x + F \cdot d^2 \omega / d^2 x = 0. \quad (1)$$

Для континентальной литосферы критическое напряжение составит:

$$\sigma_k = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{кора}}) \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]]^{1/2}, \quad (2)$$

при толщине упругой литосферы в 150 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0.25$, $\rho_{\text{мантия}} = 3300$ кг/м³, плотность земной коры $\rho_{\text{кора}} = 2600$ кг/м³, находим $\sigma_k = 6.1$ ГПа.

Напряжения ниже полученных значений могут передаваться во все внутренние области плиты. На границах плиты могут изгибаться, но жесткость их такова, что внутренние их области значительно не деформируются. Из приведенных оценок следует, что устойчивость плиты определяется ее толщиной (2). Оценка мощности коры и мантии очень важна при анализе и выделении границ плит, что имеет определяющее значение при использовании глубинных сейсмических методов в исследованиях.

Северо-восток азиатского континента известен сложными климатическими условиями и отличается особой трудностью промышленного освоения. С 2001 г. в восточной части России «Роснедра» выполняет серию опорных комплексных геофизических профилей. Основные цели, стоящие перед этими исследованиями, «...связаны с решением крупных проблем изучения литосферы, геологического картирования, оценки перспектив и разработки критериев поиска глубинных (скрытых) месторождений полезных ископаемых, обоснования границ континентального шельфа России, оценки и предупреждения сейсмической опасности и геоэкологического мониторинга среды» [Липилин и др., 2000, с. 9]. К настоящему времени на данной территории отработаны комплексные геофизические профили 2ДВ (п-ов Кони—о. Врангеля), 2ДВ-А (г. Певек—п. Валунистое—г. Анадырь—п. Хатырка), комплексный (морской и сухопутный) профиль р. Паляваам—м. Биллингс—о. Врангеля, профиль 3ДВ (Сковородино—Томмот—Хандыга—Адыгалах—зал. Шелехова), профиль 1СБ (Восточный участок, 1-й этап—Забайкальский) (рис. 1).

На ряде участков опорными профилями пересекаются области сочленения литосферных плит: Амурской и Евразийской на южном участке профиля 3ДВ, Евразийской и Охотоморской на северо-восточном участке профиля 3ДВ, Охотоморской и Северо-Американской на

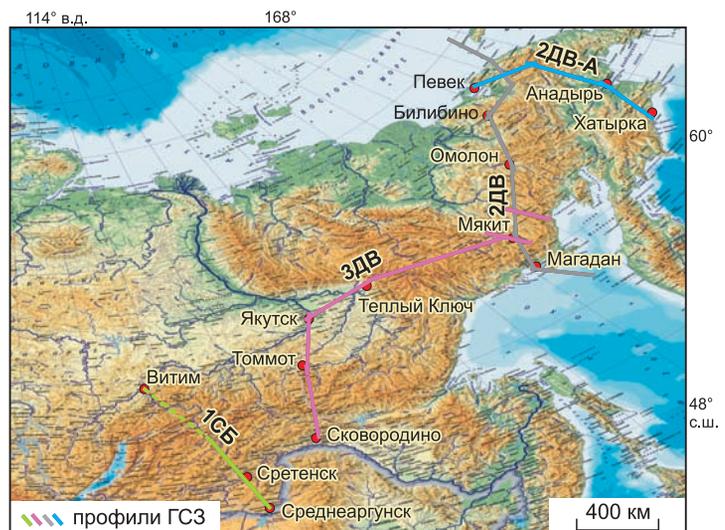


Рис. 1. Схема размещения опорных геофизических профилей в восточной части России.

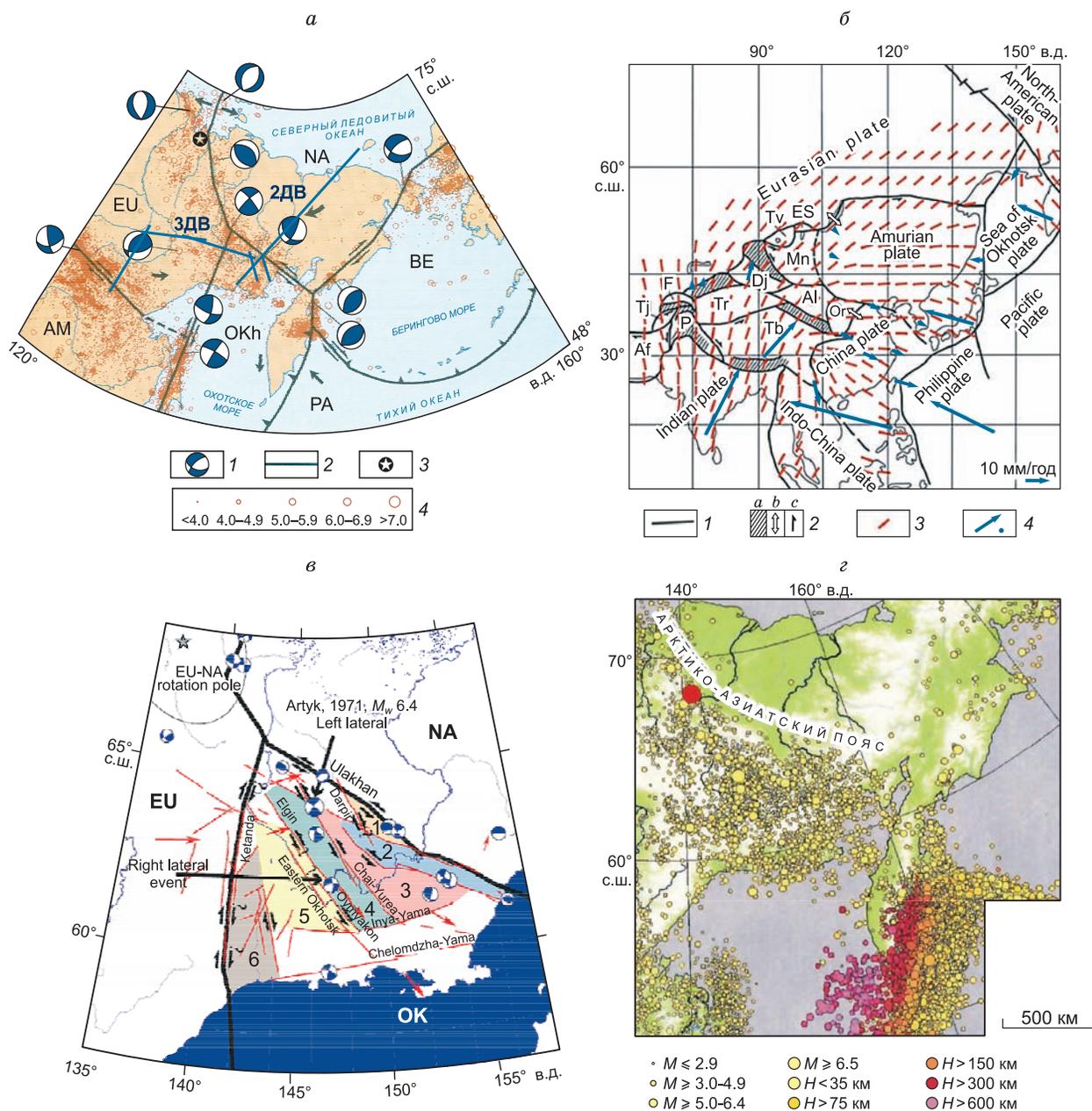


Рис. 2. Литосферные плиты (а—в) и сейсмичность (г) на Дальнем Востоке России по данным:

а — [Fujita et al., 1997; Имаев, Имаева, 2000], б — [Zonenshain, Savostin, 1981; Parfeevets, Sankov, 2012], в — [Hindle et al., 2009], г — [Maskey et al., 2010]. Плиты: EU—Евразийская, NA—Северо-Американская, Okh—Охотоморская, AM—Амурская, PA—Тихоокеанская, BE—Берингоморская. а: 1 — диаграммы фокального механизма землетрясений (синим показаны области действия напряжений растяжения, белым — сжатия); 2 — границы литосферных плит и микроплит; 3 — полюс вращения NA и EU плит; 4 — эпицентры землетрясений различной магнитуды (M). б: 1 — границы плит и микроплит (блоков); 2 — направление относительного смещения вдоль границ: а — растяжение, б — сжатие, в — сдвиг; 3 — ориентация напряжения максимального горизонтального сжатия, осредненного для континентальной области радиусом 750 км [Heidbach et al., 2007]; 4 — векторы современных горизонтальных смещений по данным космической геодезии — GPS [Calais et al., 2003]. Гипотетические микроплиты: Al — Алашан; Af — Афган; Dj — Джунгария; Mn — Монголия; Or — Ордос; P — Памир; Tr — Тарим; Tb — Тибет. Малые блоки: ES — Восточный Саян; Tv — Тува; Tj — Таджикистан; F — Фергана.

южном участке профиля 2ДВ (рис. 2, а). Установление точной границы плиты – непростая задача, хотя, как отражено в [Тимофеев и др., 2012], при определении положения границы плиты учитывается большой набор геологических и геофизических признаков границ. Неоднозначность в местоположении границы сочленения плит наглядно иллюстрирует рис. 2, где, по данным различных исследователей, отмечена граница Охотоморской плиты с Евразийской и Северо-Американской плитами.

В отношении положения границы Охотоморской и Северо-Американской плит большинство исследователей склоняются к приуроченности ее к крупному сейсмогенному разлому Улахан (левый сдвиг) (см. рис. 2а, в), который картируется в юго-восточном направлении на 1500 км от долины р. Индигирка через долину Колымы к побережью Охотского моря [Мальков, 1971; Козьмин, 1984; Шахтыров, 1985; Имаев и др., 1990; Имаев, Имаева, 2000; Рундквист, Гатинский, 2003]. Согласно [Шахтыров, 1985], разлом Улахан представляет собой крупнейшую сдвиговую систему на северо-востоке России, для которой характерен весь набор признаков, известный для других сдвиговых систем мира. Он отчетливо наблюдается на космических снимках. Горизонтальная амплитуда смещения по разлому Улахан составляет около 40—45 км [Мальков, 1971]. Улахан уверенно отражается в геофизических полях: магнитном и силы тяжести. На большем своем протяжении он сейсмоактивен, а в зоне его влияния обнаружено несколько сейсмодислокаций. Разлом Улахан входит в сеймотектоническую зону хр. Черского, являющейся составной частью тройного сочленения Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской плит [Геодинамические модели..., 1987; Имаев, Имаева, 2000; Рундквист, Гатинский, 2003].

В западной же части Охотоморской плиты граница сочленения соотносится с системой субдольготных правых сдвигов и трассируется разными исследователями либо по 142-му меридиану (см. рис. 2, в) [Hindle et al., 2009], либо по 144-му (см. рис. 2, а) [Зоненшайн, Савостин, 1979; Fujita et al., 1997]. Судя по сейсмичности (см. рис. 2, з), и в том, и в другом случае присутствует линейно выраженная цепь землетрясений, протягивающаяся с материка в направлении на о. Сахалин; при этом наибольшее количество землетрясений концентрируется по линии 144-го меридиана. В целом же ширина сейсмогенной зоны в южной части Арктико-Азиатского сейсмического пояса составляет около 600 км, что связывается исследователями с тройным сочленением плит. Ниже представлены сейсмические данные по глубинному строению в области сочленения плит по материалам сейсмологии и ГСЗ, дающие дополнительную информацию для глубинной геодинамики и позволяющие уменьшить неоднозначность в картировании линии сочленения крупнейших плит на востоке России.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сейсмологические данные дают ценную информацию о распределении гипоцентров событий, их энергии, механизмах очагов землетрясений и напряженном состоянии среды, составляющих основу геодинамических построений. В то же время по данным сейсмологии можно получать и другую, не менее ценную информацию о глубинном строении среды областей сочленения плит. На рис. 3 представлены эпицентры землетрясений и выделена зона площадных сейсмологических исследований в области сочленения Евразийской, Охотоморской и Северо-Американской плит.

В качестве исходной сейсмологической информации рассматривалось 311 событий с энергетическими классами (K) от 8.9 до 11—12, два землетрясения с энергетическими классами 13 и 13.2 и одно с $K = 15.6$, зарегистрированные сейсмостанциями ЯФ ГС СО РАН и МФ ГС РАН с 1995 по 2005 г.

Количество и выделенная энергия землетрясений. Несмотря на невысокую в целом плотность эпицентров, прослеживается приуроченность повышенной плотности событий, полной выделенной энергии землетрясений и крупных событий к условной границе континентальных плит [Fujita et al., 1997; Maskey et al., 2010] (рис. 4). Более обоснованным по этим данным представляется проведение границы Евразийской и Охотоморской плит по линии 144-го меридиана (см. рис. 2, а), а не западнее (см. рис. 2, в).

Распределение интегральных упругих характеристик среды в области сочленения плит. В качестве главных опорных волн в интерпретации использовались уверенно выделяющиеся в первых вступлениях на расстояниях от 180 до 1000 км и более продольные квазипреломленные волны от поверхности Мохоровичича (P_n), в последующей части записи волны из кристаллической коры (P_g) и их поперечные аналоги (S_n - и S_g -волны). Сводные годографы этих волн, составленные для площади исследований (рис. 5), имеют большой разброс данных (до 10 с и более), который обусловлен различием в глубинах гипоцентров событий, погрешностями в корреляции, в t_0 и координатах источников. Часть этих погрешностей может сниматься после специальной процедуры отбраковки и при использовании специальных способов площадной интерпретации, основанной на разностных методах [Соловьев и др., 2000]. Главным образом использовались качественные данные с восьми сейсмологических станций (см. рис. 3) в зоне сочленения плит.

Интегральные значения скоростей P_n -, S_n -, P_g - и S_g -волн, полученные по сводным годографам (см. рис. 5) для всей площади исследований, после отбраковки исходного экспериментального материала составили соответственно 8.0 ± 0.3 , 4.0 ± 0.3 , 6.1 ± 0.3 и 3.6 ± 0.3 км/с. Детальную информацию по площадному распределению скоростей упругих волн в земной коре и верхней мантии пока получить затруднительно из-за невысокой плотности сети станций, поэтому в качестве дополнительной информации о среде на основе разностных методов [Соловьев и др., 2000] определялся параметр фиктивной

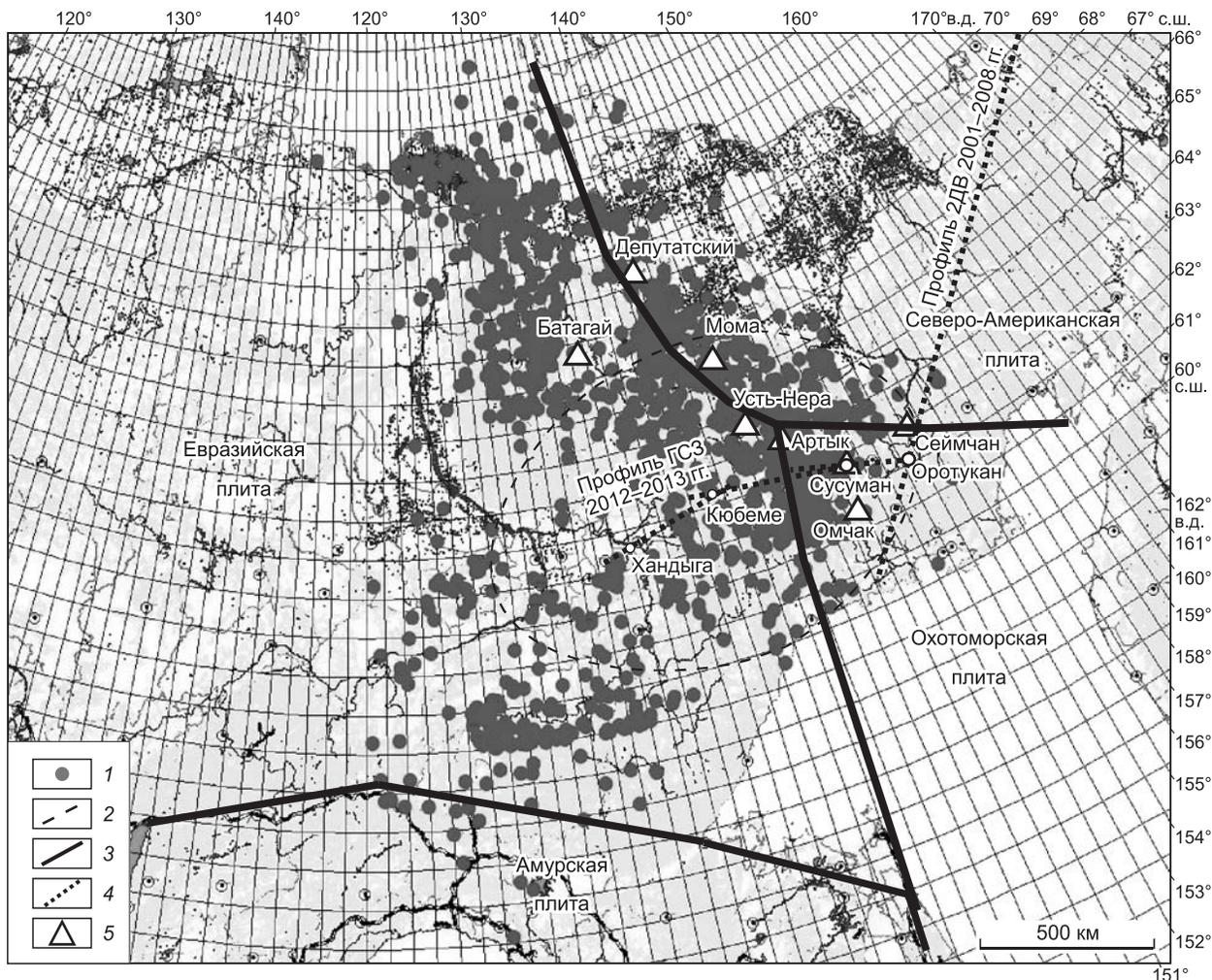


Рис. 3. Схема площадных сейсмических исследований в области сочленения Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской континентальных плит.

Профиль ГСЗ 2012–2013 гг. – фрагмент профиля 3ДВ (см. рис. 1), реализованный в 2012–2013 гг. 1 — землетрясения, 2 — область площадных сейсмологических исследований, 3 — границы плит, 4 — профили ГСЗ, 5 — сейсмостанции ЯФ ГС СО РАН, МФ ГС РАН.

скорости ($K^* = v_p/(\gamma - 1)$, где $\gamma = v_p/v_s$) в пределах сейсмоактивного слоя земной коры. Распределение параметра K^* в пределах исследуемой площади представлено на рис. 6.

Учитывая в целом невысокую плотность наблюдений и качество исходного материала, проводилось значительное сглаживание по сетке 200×200 км. В пределах площади исследований выделялись блоки с повышенными и пониженными значениями параметра K^* в пределах сейсмоактивного слоя коры. В целом можно отметить, что условная граница плит, по данным [Fujita et al., 1997; Имаев, Имаева, 2000; Maskey et al., 2010], в основном проходит в зоне сочленения блоков земной коры с разными значениями параметра K^* . Некоторое несоответствие отмечается лишь в южной части (в области сочленения Евразийской и Охотоморской плит), что связано, по-видимому, как с малым количеством исходной информации (землетрясений) в Приохотье (см. рис. 3), так и с большим осреднением.

Распределение гипоцентров землетрясений в области сочленения плит. Сведения о распределении гипоцентров землетрясений в сейсмоактивных зонах несут очень ценную информацию, необходимую при изучении физических процессов в очагах землетрясений, исследовании сейсмического режима региона и геодинамических построениях [Гайский, Жалковский, 1972; Геодинамические модели..., 1987; Имаев, Имаева, 2000]. Для сейсмоактивных зон Якутии до последнего времени получены лишь общие оценки средних глубин гипоцентров, составляющие для большей части территории 7–30 км [Козьмин и др., 2001]. Низкая точность оценки гипоцентров связана главным образом со значительными расстояниями между регистрирующими станциями на территории Якутии. Распределение гипоцент-

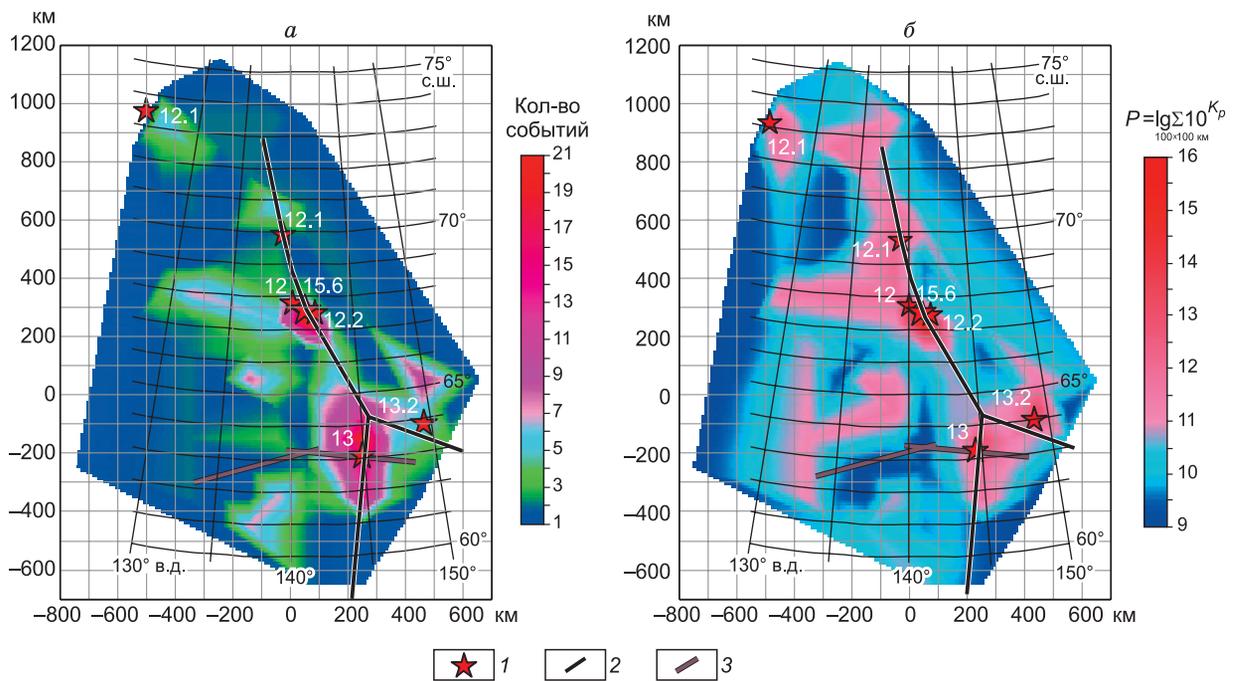


Рис. 4. К характеристике экспериментального сейсмологического материала площади исследований.

a, б — распределение количества и показателя полной выделенной энергии (P) землетрясений в области сочленения крупных тектонических плит на востоке России. 1 — землетрясения с $K > 12$, 2 — границы плит, 3 — профиль ГСЗ 2012—2013 гг.

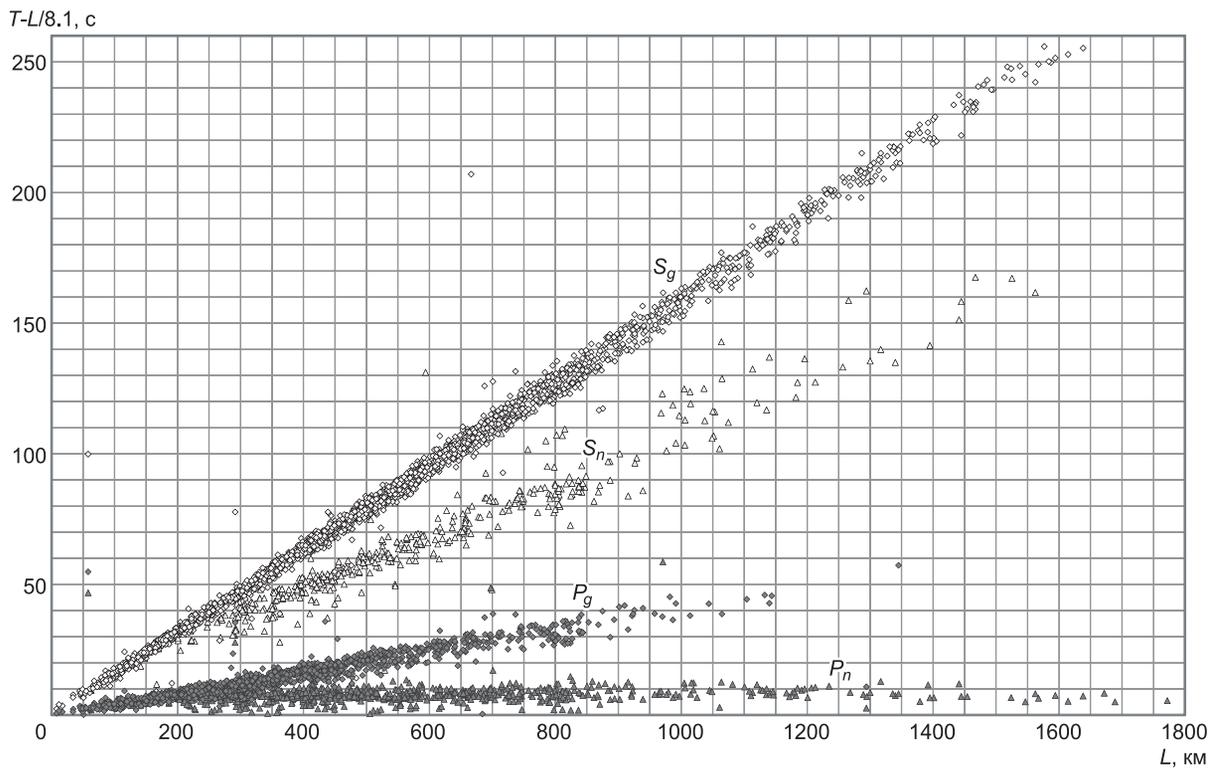


Рис. 5. Сводные годографы P_n -, S_n -, P_g - и S_g -волн от землетрясений для восточной части Якутии.

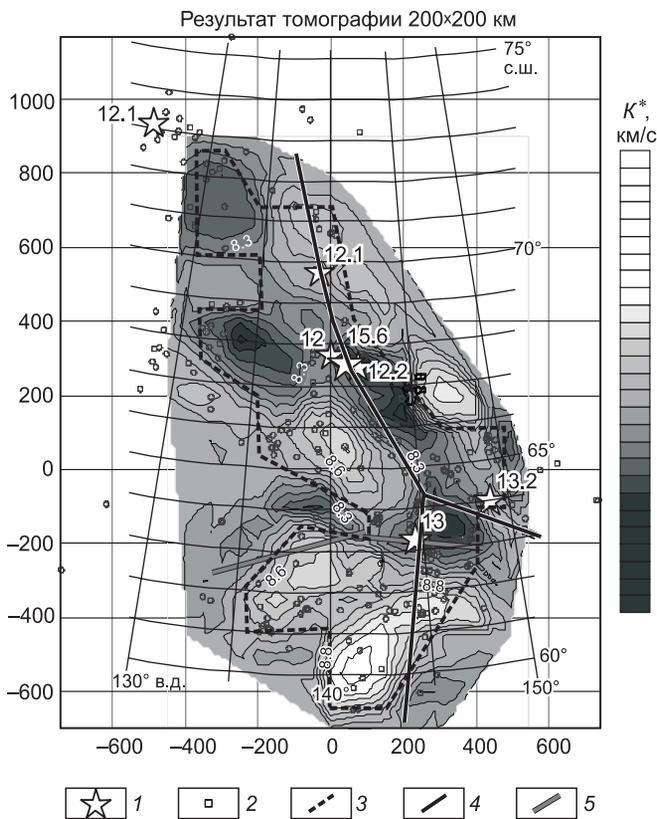


Рис. 6. Распределение параметра $K^* = v_p / (\gamma - 1)$, где $\gamma = v_p / v_s$, в пределах сейсмоактивного слоя земной коры Восточной Якутии (в области сочленения литосферных плит).

1 — землетрясения с $K > 12$, 2 — с $K > 9$; 3 — область достоверных результатов; 4 — границы плит; 5 — профиль ГСЗ 2012—2013 гг.

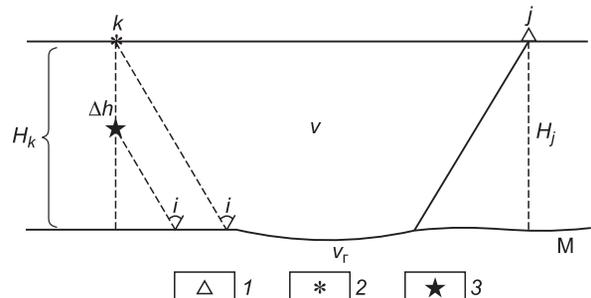
ров в определенных интервалах глубин в пределах одной сейсмогенной зоны может указывать на различные физические процессы и природу землетрясений. В этой связи, наряду с другими вышерассмотренными сейсмологическими данными в области сочленения плит, большое значение приобретает определение гипоцентров по материалам прошлых лет с использованием дополнительной информации, позволяющей получить более точные данные о их параметрах. В качестве такой дополнительной информации выступают сведения о распределении средних скоростей продольных волн в земной коре, граничных скоростей по поверхности Мохоровичича в зоне сочленения плит и глубин залегания последней, полученные на

региональном геотрансекте 3ДВ [Соловьев и др., 2013, 2014], а также региональные сейсмологические данные о скоростях P - и S -волн в земной коре (см. рис. 5). В качестве исходных данных выступали времена пробега преломленных волн (P_n) от поверхности Мохоровичича от землетрясений, зарегистрированных сетью сейсмологических станций Якутии и Магаданской области на исследуемой площади. Использовались уверенные данные с пяти сейсмологических станций, наиболее близко расположенных к линии профиля 3ДВ (сеймостанции Омсукчан, Сеймчан, Сусуман, Артык, Усть-Нера, см. рис. 3), общим количеством около 50. Схематично идеологию расчетов иллюстрирует рис. 7.

Модель среды в направлении от землетрясения к каждой приемной станции при расчетах принималась как двухслойная изотропная с криволинейной границей и переменной граничной скоростью. В районе эпицентра на участке сейсмического сноса граница предполагалась горизонтальной с постоянной граничной скоростью. В вышележащем слое средняя скорость при расчетах по разным направлениям не менялась и составляла 6.3 км/с. Предполагалось также, что эпицентры событий по данным региональной сети станций, более плотной в районе исследуемой площади, устанавливаются достаточно точно, что подтверждается рядом исследований [Землетрясения..., 2013, 2014]. При сделанных предположениях можно рассчитать теоретические годографы волны P_n от эпицентров событий до приемных станций или использовать экспериментальные годографы от «калибровочных» взрывов, произведенных при обработке профиля ГСЗ Хандыга—Кюбеме—Сусуман—Оротукан [Соловьев и др., 2013, 2014] (см. рис. 3). Практически для всей площади в створе профиля ГСЗ отмечается слабое изменение рельефа границы М ($\sim 38 \div 42$ км), значений средних скоростей в земной коре ($\sim 6.3 \div 6.4$ км/с) и граничных скоростей по границе М (7.9 ± 0.1 км/с) [Соловьев и др., 2013, 2014, 2015]. Кроме того, интегральные значения скоростей P_n - и P_g -волн, по сейсмологическим данным, для площади исследований (см. рис. 5) достаточно близки к скоростям по профилю. Это позволяет использовать единые калибровочные годографы для всего участка исследований.

Рис. 7. К расчету глубин гипоцентров землетрясений по данным преломленных волн от поверхности Мохоровичича.

1 — регистрирующая станция, 2 — эпицентр события, 3 — гипоцентр события.



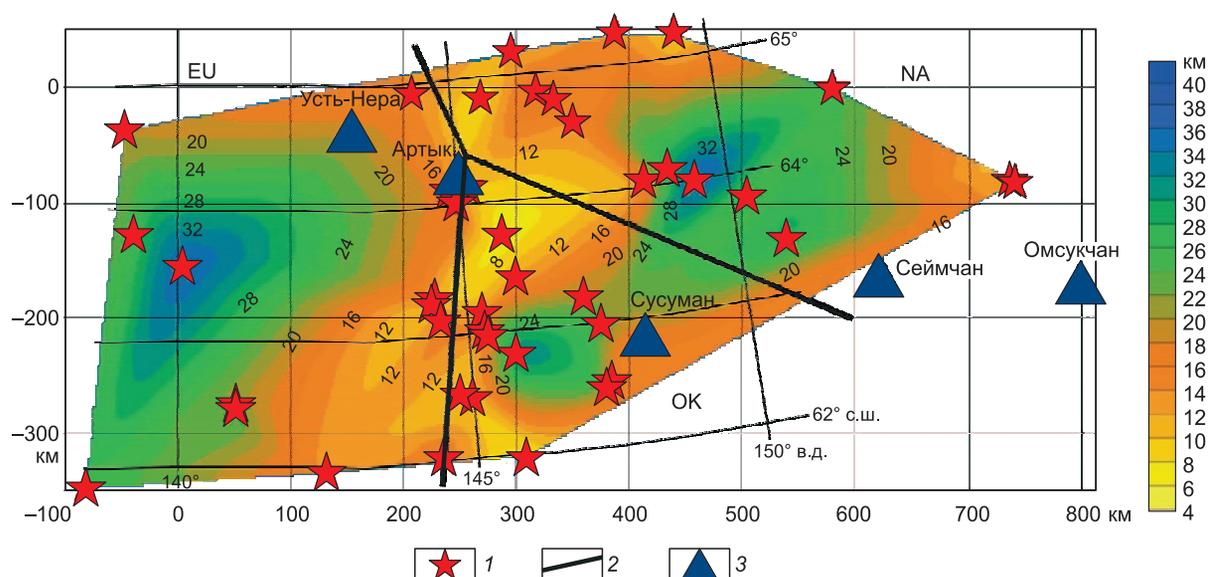


Рис. 8. Распределение глубин гипоцентров землетрясений в области сочленения тектонических плит в восточной части России.

1 — землетрясения, 2 — границы между плитами, 3 — сейсмостанции.

Различие экспериментальных (по данным ГСЗ) и наблюдаемых (по данным сейсмологии) времен пробега волны P_n от k -го события до приемных j -станций определяется простым соотношением:

$$t_{0kj} = (\cos i / v) h, \text{ где } i = \arcsin v/v_r.$$

Соответственно глубина гипоцентров определяется как $h = (v/\cos i) t_{0kj}$.

Выполненные оценки показывают, что точность единичных определений достаточно низка. Использование экспериментальных калибровочных годографов от взрывов на удалениях 180—400 км, отсортированных данных с цифровых записей и статистическое осреднение с нескольких сейсмостанций повышает точность определений глубин до 3—5 км. Результаты расчетов представлены на рис. 8.

Анализ пространственного распределения глубин гипоцентров на исследуемой площади (см. рис. 8) показывает на определенную корреляцию с границей сочленения плит. По границе Евразийской плиты с Северо-Американской и Охотоморской отмечаются пониженные глубины гипоцентров в 6—12 км, в то время как сопредельным участкам соответствуют повышенные глубины гипоцентров землетрясений до 20—30 км.

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 2012—2013 гг. АСФ ГС СО РАН совместно с ФГУП «СНИИГГиМС» по заданию «Роснедра» отработан фрагмент регионального профиля ЗДВ п. Хандыга—п. Кюбеме—г. Сусуман—п. Оротукан протяженностью 1000 км, пересекающего границу Евразийской и Охотоморской плит (см. рис. 1, 3), по методике точечных дифференциальных сейсмических зондирований [Мишенькин и др., 1999; Сурков и др., 2007]. Была реализована достаточно плотная система наблюдений из источников и приемников. Расстояния между источниками возбуждения составляли в среднем 15—30 км, между приемниками ~4—6 км. Отработка источников возбуждения осуществлялась взрывным и вибрационным способом. При возбуждении взрывных источников зарядка осуществлялась в болотах, водоемах и карьерах глубиной от 1.0 до 2.5—3.0 м. Применялось рассредоточение зарядов весом 4—6 т гранулолита по дну водоемов на площади до 8000—10000 м². Пункты вибрационного возбуждения размещались в основном на насыпных грунтах вдоль федеральных и региональных трасс либо в поймах рек с мощным низкоскоростным грунтом. Частотные диапазоны зондирующих сигналов от вибратора составляли 7.0–11.5 Гц, длительность — 45—50 мин. В качестве регистрирующей аппаратуры применялись 24-разрядные четырехканальные станции «Роса-А» и трехканальные регистраторы «Байкал-АС» с группами вертикальных приборов СВ-5 и трехкомпонентных приборов GS-20DX. Координаты установки сейсмоприемников и источников возбуждения определялись с использованием GPS-приемников.

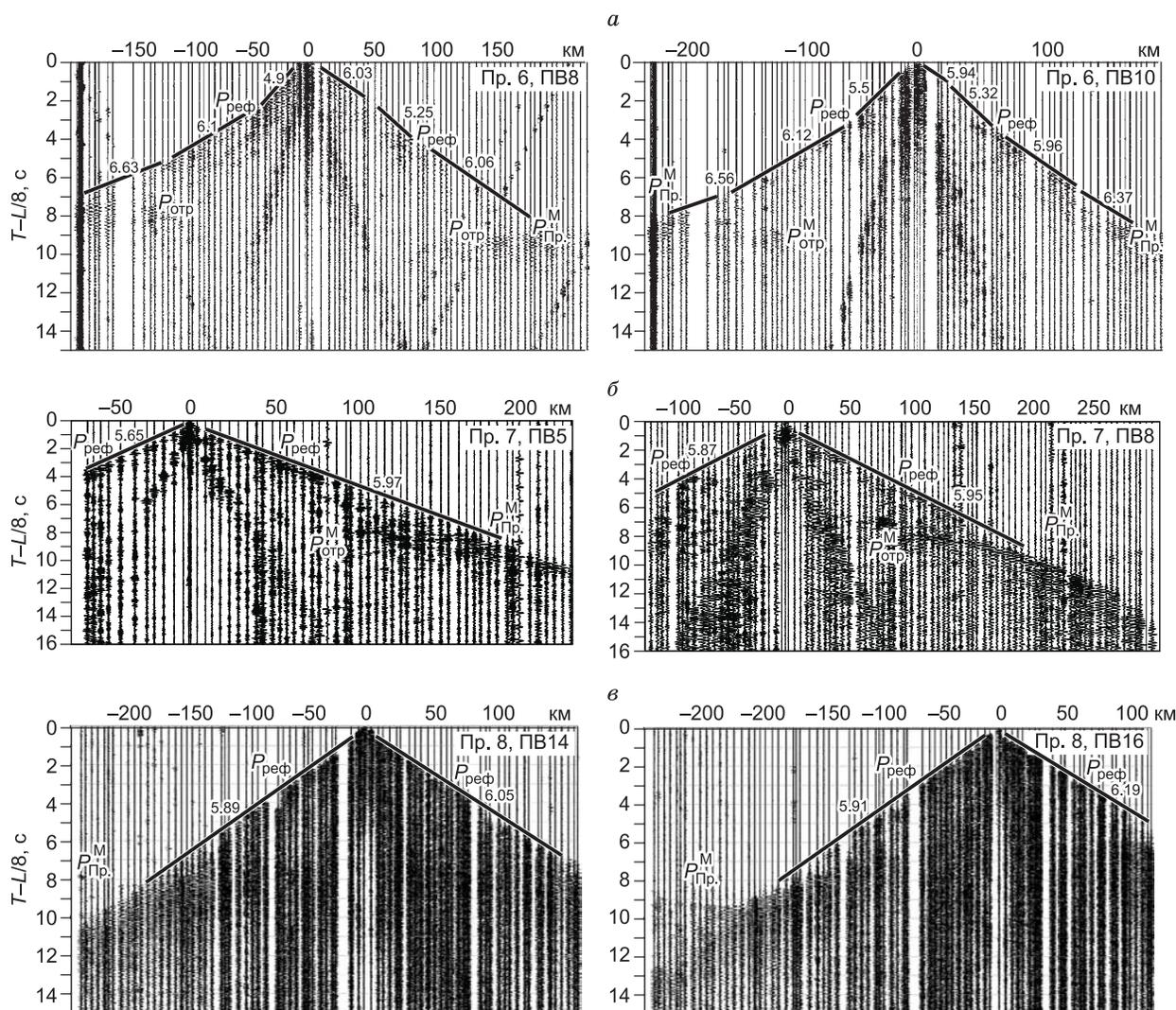


Рис. 9. Редуцированные годографы в западной (а), центральной (б) и восточной (в) частях профиля Хандыга—Кюбеме—Сусуман—Оротукан.

Особенности волновых полей в области сочленения плит. Анализ волнового поля показывает, что на записях в первых вступлениях уверенно выделяются волны от границ в верхней, средней (и эпизодически нижней) части земной коры ($P_{\text{реф}}$) и поверхности Мохоровичича ($P_{\text{пр}}^M$). Скорости P -волн в первых вступлениях на удалениях 0—15 км в пределах изучаемого профиля в целом изменяются от 3.0 до 4.7—5.2 км/с; на удалениях от 10—15 до 100—120 км скорости продольных волн возрастают до 6.0—6.2 км/с (рис. 9). В западной части профиля на удалениях свыше 100 км можно отметить четкие изломы годографов на скорости 6.3—6.5 и до 7.0 км/с (см. рис. 9, а). В центральной и восточной частях профиля, напротив, пониженные значения кажущихся скоростей по годографам первых волн отмечаются до выхода в первые вступления преломленной волны от границы Мохоровичича на удалениях 170—190 км (см. рис. 9, б, в).

Отсутствие в годографах первых волн высоких скоростей вплоть до смены на волны от границы М свидетельствует о низкоскоростной коре центральной и восточной частей профиля, в зоне сочленения плит. Редуцированные времена преломленных волн от границы М ($P_{\text{пр}}^M$) (при скорости редукиции 8.0 км/с) изменяются от 9—10 с (в западной части профиля) до 7.5—8.0 с (в центральной и восточной частях профиля), что свидетельствует о значительном погружении границы М (до 57 км) в пределах западной части профиля (участок Хандыга—Кюбеме) и более высоком ее уровне в области сочленения плит. По сравнению с западной частью в центральной части профиля отмечена слабая динамическая выразительность преломленной волны от границы М (рис. 10, б). Понижение интенсивности $P_{\text{пр}}^M$ -волн на центральном участке может свидетельствовать о нарушении границы кора—мантия.

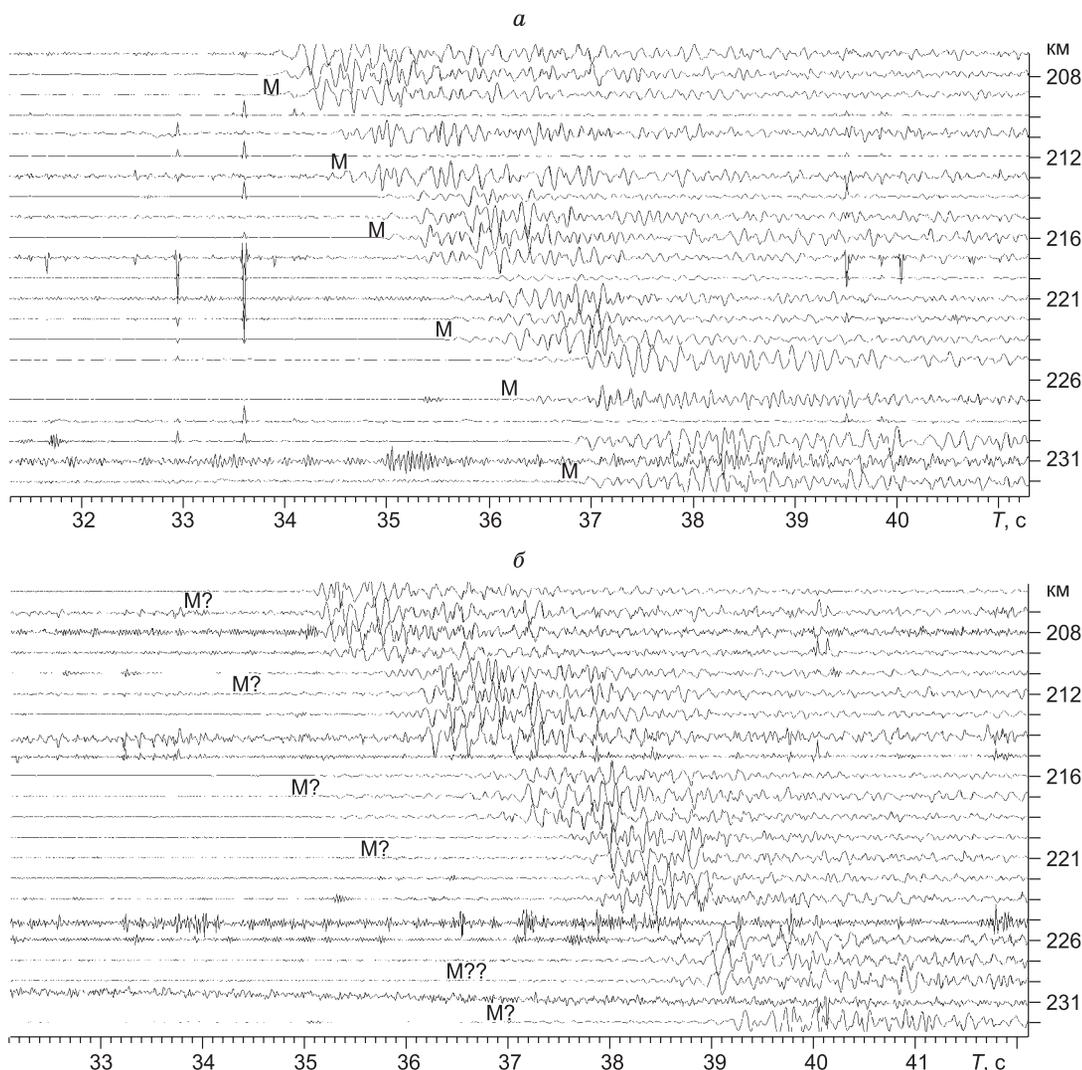


Рис. 10. Записи преломленной волны от границы Мохоровичича в западной (а) и центральной (б) частях профиля ГСЗ 2012—2013 гг.

В последующей части записи на удалениях 100—200 км выделяются интенсивные отраженные волны от поверхности Мохоровичича (см. рис. 9, 11) и в дальней части сейсмограмм — поперечные аналоги опорных волн. На удалениях свыше 200 км, примерно через 0.5—0.8 с от первых вступлений, в центральной части профиля отмечено выделение интенсивной волны (см. рис. 11). Лучевое моделирование [Zelt, Ellis, 1988] по приближенной модели среды позволяет установить тип данной волны как отраженной от внутримантийной границы М1 на глубине ~63 км (см. рис. 11).

Природа данной границы пока не ясна, однако подобная граница была зафиксирована и ранее на профиле 2ДВ в непосредственной близости к области сочленения Северо-Американской и Охотоморской плит [Сурков и др., 2007; Сальников и др., 2013; Селезнев и др., 2013].

Особенности глубинного строения на профиле Хандыга—Сусуман. По данным опорных *P*- и *S*-волн была выполнена интерпретация и построены глубинные сейсмические разрезы (рис. 12, 13). По результатам интерпретации материалов ГСЗ на профиле п. Хандыга—п. Кубеме—г. Сусуман—п. Оротукан в области сочленения Евразийской и Охотоморской плит установлены существенно пониженные скорости *P*-волн в земной коре (до 6.3 км/с), пониженные значения граничных скоростей по границе М (7.85 ± 0.1 км/с), а также локальный подъем границы Мохоровичича и внутрикоровой границы (см. рис. 12, а).

Подобные особенности в глубинном строении были отмечены ранее на профиле 2ДВ в зоне сочленения Охотоморской и Северо-Американской плит [Селезнев и др., 2013; Соловьев и др., 2013]. Понижение граничных скоростей по поверхности М может быть связано с переработкой субстрата земной

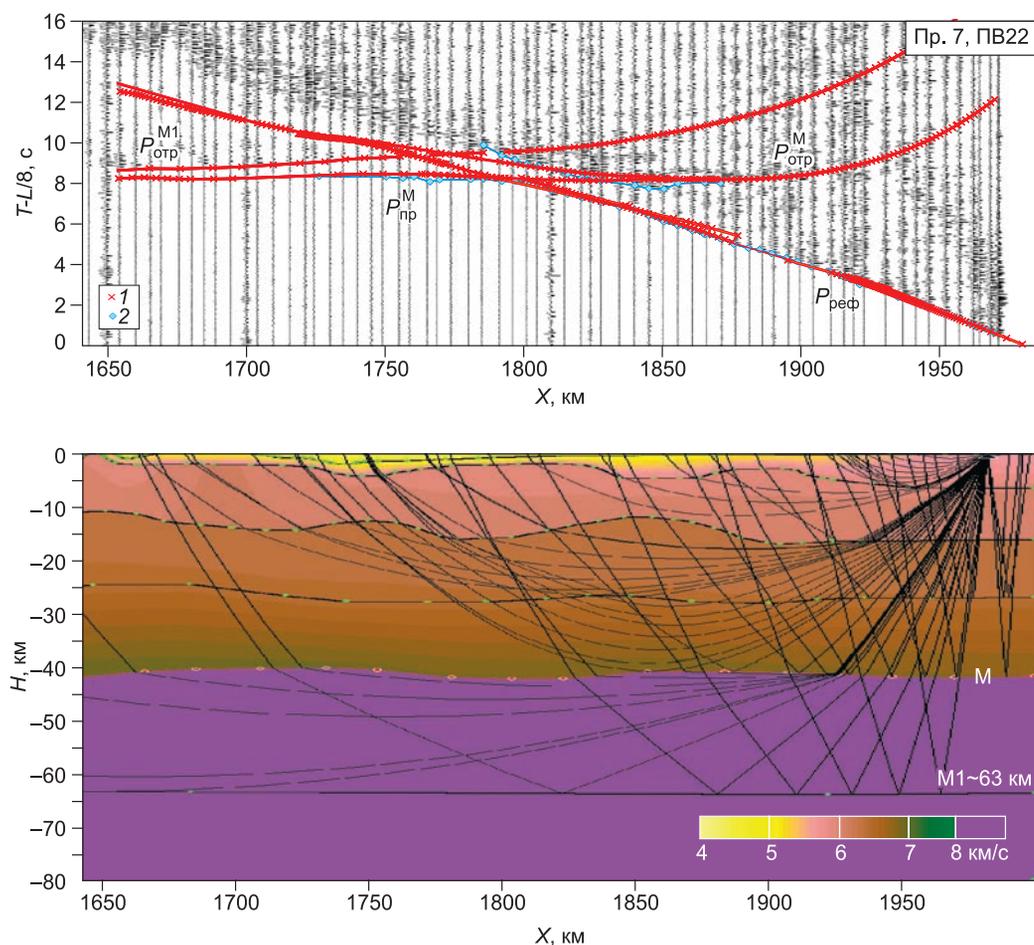


Рис. 11. Пример волнового поля и лучевого моделирования на фрагменте профиля Хандыга—Кюбеме—Сусуман.

Среднеквадратические отклонения теоретических и экспериментальных времен для $P_{пр}^M$ - и $P_{отр}^{M1}$ -волн на рисунке составляют ~ 0.08 с, а средние отклонения ~ 0.15 с. 1 — теоретические данные, 2 — экспериментальные данные.

коры, что привело к утонению коры в области сочленения и понижению скоростей по поверхности Мохо. Снижение контрастности отражений для низов коры и раздела Мохоровичича в более широкой зоне отмечается также на разрезе ОГТ (см. рис. 12, б) по материалам ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» [Гошко и др., 2015]. Уменьшение средних (эффективных) скоростей во всей толще земной коры в зоне сочленения плит может свидетельствовать о большой ее раздробленности.

Данные профильных исследований коррелируют с результатами выполненных ранее площадных сейсмологических исследований для области сочленения трех крупных плит. Необходимо также отметить, что, судя по сейсмологическим и сейсмическим данным, область сочленения гораздо шире и затрагивает несколько сотен километров, что отмечалось исследователями и ранее [Зоненшайн, Савостин, 1979; Zonenshain, Savostin, 1981]. Судя по глубинному разрезу (см. рис. 13, а), пониженные значения скоростей в коре (примерно 6.3 ± 0.1 км/с) и на границе Мохоровичича (≤ 8.0 км/с) охватывают 500-километровую зону.

По сравнению с западным участком здесь малая мощность земной коры и, по данным P - и S -волн, пониженные отношения скоростей продольных и поперечных волн (v_p/v_s) и пониженный до 0.20 коэффициент Пуассона во всей толще коры (см. рис. 13, б, в). Все это может свидетельствовать о сильной раздробленности земной коры в данной зоне.

ВЫВОДЫ

Проведено сопоставление результатов сейсмологии и ГСЗ с существующими геодинамическими построениями в области сочленения Евразийской и Охотоморской плит. Материалы сейсмических ис-

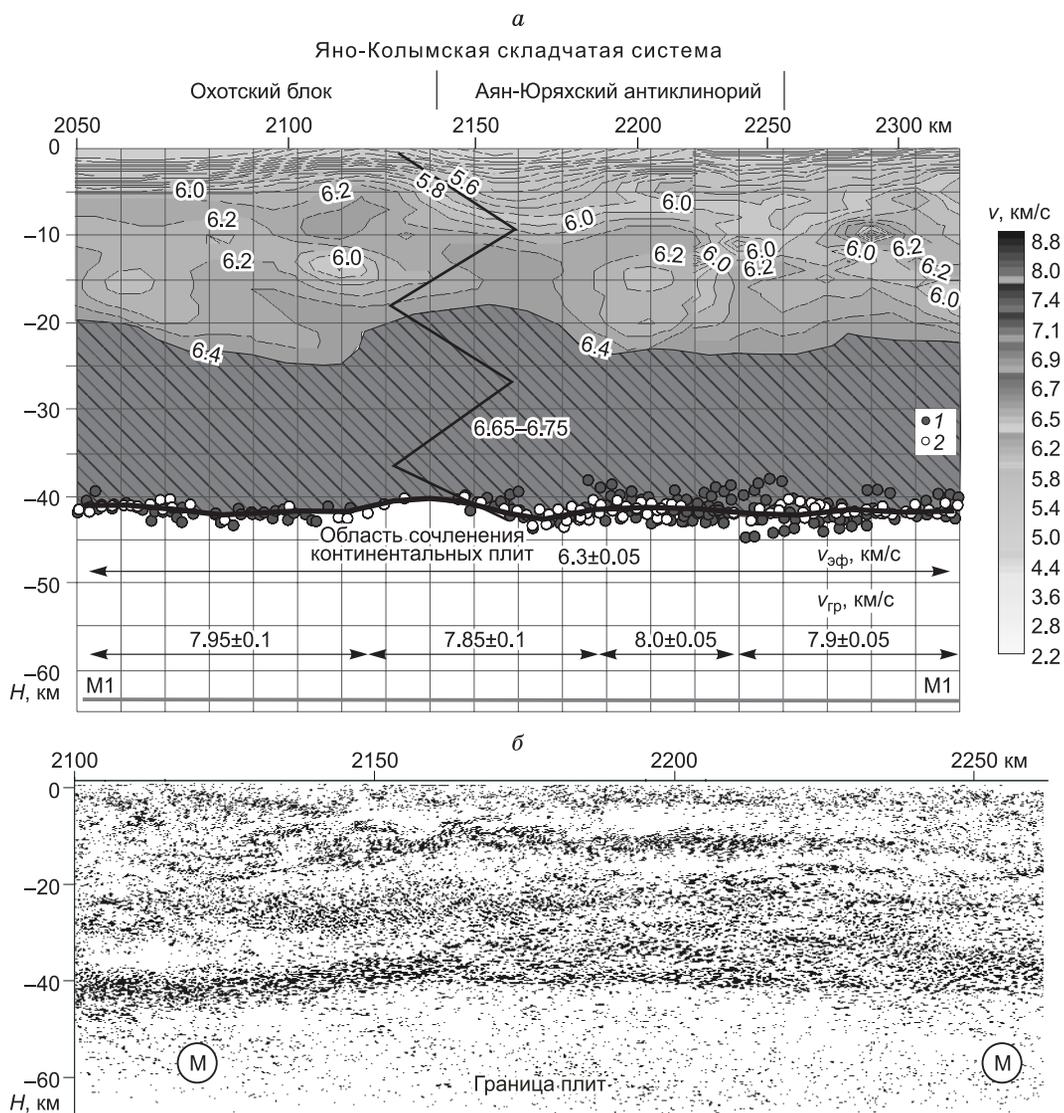


Рис. 12. Фрагменты глубинного сейсмического разреза (*a*) и разреза ОГТ [Гошко и др., 2015] (*b*) в области сочленения Евразийской и Охотоморской плит.

По данным: 1 — отраженных волн, 2 — преломленных волн.

следований свидетельствуют в пользу широкой аномальной области сочленения. На сейсмическом разрезе она отмечается небольшой мощностью земной коры (37—42 км) по сравнению с глубинами до границы М (57 км) в сопредельном северо-западном участке, низкими значениями граничных скоростей по границе Мохо (от 7.85 до 8.0 км/с) и пониженными значениями средних (эффективных) скоростей продольных волн в земной коре (~6.3 км/с, при скоростях продольных волн на сопредельном северо-западном участке до 6.5—6.6 км/с). В волновых полях в зоне сочленения отмечена слабая динамическая выразительность записей преломленных волн от границы Моховичича. На глубинном сейсмо-томографическом разрезе в данной зоне отмечается чрезвычайно неоднородная средняя кора, снижение контрастности отражений в низах коры и разделе Моховичича (по материалам глубинного ОГТ [Гошко и др., 2015]). Для широкой зоны сочленения установлены пониженные значения отношений скоростей *P*- и *S*-волн в земной коре до 1.6—1.7 и пониженный коэффициент Пуассона до 0.20, что может свидетельствовать о повышенной раздробленности земной коры. Можно согласиться с мнениями исследователей [Тимофеев и др., 2012; Tatevian, 2013], что «проходящие по континенту границы являются собой «веер» границ, занимающий территорию до сотен километров», и что область сочленения плит представляет собой широкую напряженную зону. Тем не менее основной границей сочленения Евразийской и Охотоморской плит следует считать границу, проходящую по 144-му меридиану, как это намечено в

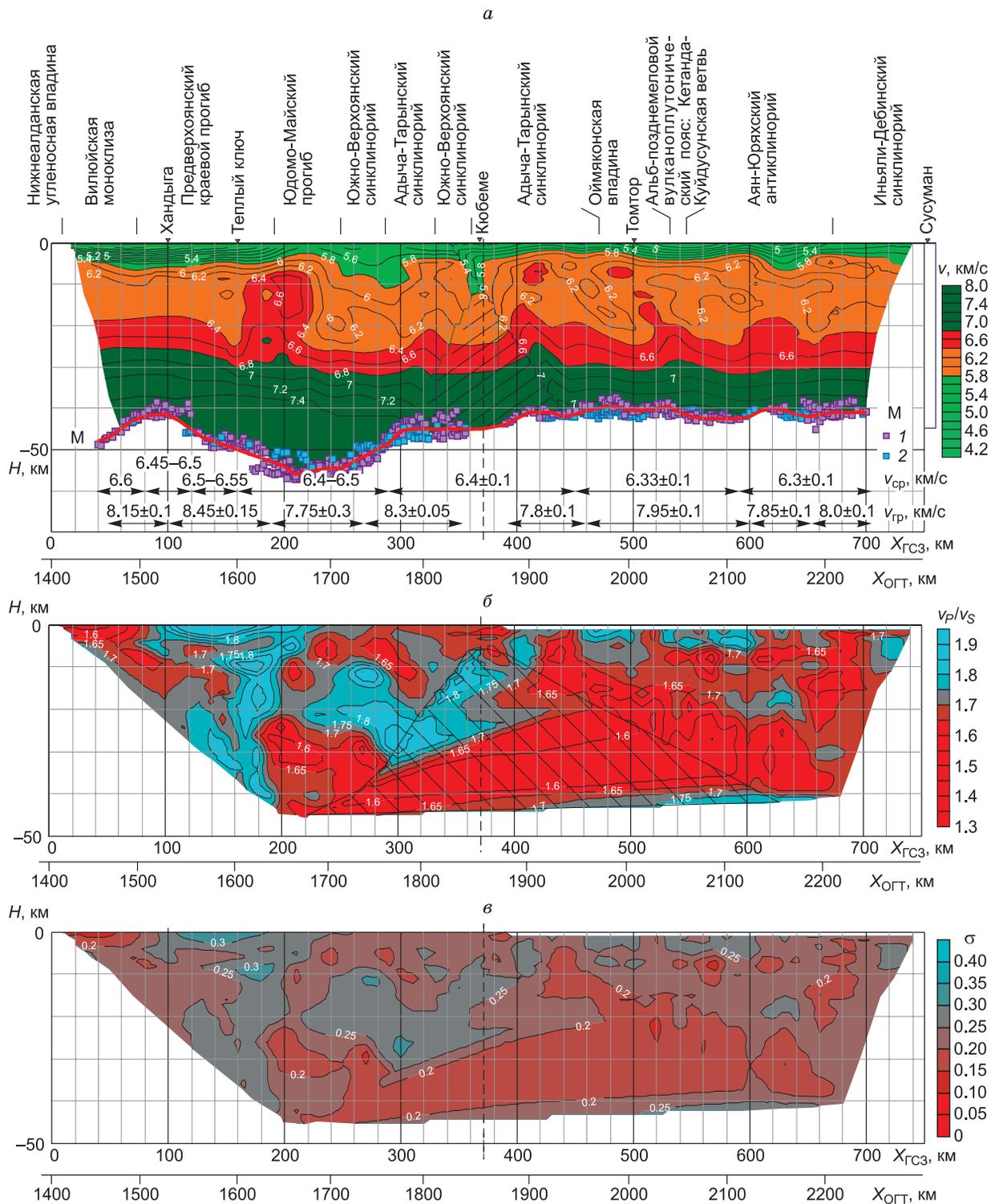


Рис. 13. Распределение значений скоростей P -волн (*a*), отношений скоростей P - и S -волн (*б*), коэффициента Пуассона (*в*) в земной коре на профиле Хандыга—Кюбеме—Сусуман.

Заштрихованные фрагменты на рисунках — участки со средними значениями параметров в области перекрытия профилей ГСЗ, отработанных в 2012 и 2013 гг.; структурно-тектонические зоны представлены по данным [Стрельников и др., 2000]). По данным: 1 — отраженных волн, 2 — преломленных волн.

работах Л.П. Зоненшайна и др. [Зоненшайн, Савостин, 1979; Fujita et al., 1997]. Об этом свидетельствует большинство результатов сейсмологии и ГСЗ: максимальное количество землетрясений, максимум показателя полной выделенной энергии, наиболее крупные землетрясения, минимальные глубины гипоцентров, локальный подъем границы Мохо и внутрикоровой границы, наиболее низкие значения скоростей *P*-волн в коре, пониженные значения скоростей по границе М.

ЛИТЕРАТУРА

Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. Распределение очагов землетрясений разной величины в пространстве и во времени // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 2, с. 13—22.

Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии / Л.М. Парфенов, Б.М. Козьмин, О.В. Грищенко, В.С. Имаев, Л.П. Имаева. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1987, 48 с.

Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Строение земной коры Верхояно-Колымской складчатой области вдоль линии опорного геофизического профиля 3-ДВ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: материалы V Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта—2 апреля 2015 г. Якутск, Издательский дом СВФУ, 2015, с. 121—124.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001, 408 с.

Землетрясения России в 2011 году. Обнинск, ГС РАН, 2013, 208 с.

Землетрясения России в 2012 году. Обнинск, ГС РАН, 2014, 224 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 1990, 138 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М., ГЕОС, 2000, 227 с.

Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М., Наука, 1984, 127 с.

Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 33—68.

Липилин А.В., Аккуратов О.С., Келлер М.Б., Щукин Ю.К. Создание государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10, с. 7—12.

Мальков Б.И. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Мезозойский тектогенез: материалы 7-й сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, СВКНИИ, 1971, с. 35—41.

Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования // Физика Земли, 1999, № 7-8, с. 74—93.

Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г. Блоки Евразии по сейсмическим данным и результатам спутниковых измерений // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М., ОГГГН РАН, 2003, с. 57—70.

Сальников А.С., Ефимов А.С., Кузнецов В.Л., Еманов А.Ф., Соловьев В.М., Селезнев В.С. Глубинное строение земной коры северо-востока Евразии по данным глубинного сейсмического зондирования // «50 лет сейсмологического мониторинга в Сибири»: тезисы докладов Всероссийской конференции с международным участием (21—25 октября 2013 г., г. Новосибирск). Новосибирск, Изд-во Полиграфика, 2013, с. 201—205.

Селезнев В.С., Соловьев В.М., Еманов А.Ф., Ефимов А.С., Сальников А.С., Чичинин И.С., Кашун В.Н., Романенко И.Е., Елагин С.А., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е., Сержников Н.А., Максимов М.А. Глубинные вибросейсмические исследования на Дальнем Востоке России. Проблемы Информатики. Новосибирск, ИВМиМГ СО РАН, № 3, 2013, с. 30—41.

Соловьев В.М., Селезнев В.С., Жемчугова И.В., Лисейкин А.В. Глубинное строение Алтае-Саянского региона по данным площадных сейсмологических систем наблюдений // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: материалы Международной конференции. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, с. 222—228.

Соловьев В.М., Сальников А.С., Шibaев С.В., Тимофеев В.Ю., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Глубинное строение области сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской континентальных плит // «50 лет сейсмологического мониторинга в Сибири»: тезисы докладов Всерос-

сийской конференции с международным участием (21—25 октября 2013 г., г. Новосибирск). Новосибирск, Изд-во Полиграфика, 2013, с. 209—213.

Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Тимофеев В.Ю., Шibaев С.В., Мишенькина З.Р., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения крупных континентальных плит на востоке России // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева «Геофизические методы исследования земной коры». Новосибирск, Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014, с. 258—264.

Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. К использованию поперечных волн на опорных профиллях на востоке России // Интерэкспо Гео-Сибирь, 2015, т. 2, № 2, с. 243—248.

Стрельников С.И., Дундо О.П., Морозов А.Ф., Перцов А.В., Петров О.В., Путинцев В.К., Яцкевич Б.А. Новая геологическая карта России и прилегающих акваторий м-ба 1 : 2 500 000 // Регион, геология и металлогения, 2000, № 11, с. 106—110.

Сурков В.С., Сальников А.С., Кузнецов В.Л., Липилин А.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Соловьев В.М. Строение земной коры Магаданского сектора северо-востока России по данным ГСЗ // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск, 2007, с. 13—21.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012, т. 53, (4), с. 489—507.

Хаин В.Е. Тектоника плит. Анализ современного состояния // Вестник МГУ, Серия 4. Геология, 1994, № 1, с. 3—10.

Шахтыров В.Г. Разломные и сдвиговые морфоструктуры северо-востока СССР // Морфоструктурные исследования. Теория и практика. М., Наука, 1985, с. 190—194.

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Likhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Derverchère J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, doi:10.1029/2002JB002373.

Fujita K., Stone D.B., Layer P.W., Parfenov L.M., Kozmin B.M. Cooperative program helps decipher tectonics of northeastern Russia // EOS, Trans. Am. Geophys. Un., 1997, v. 78, № 24, p. 245—253.

Heidbach O., Reinecker J., Tingay M., Muller B., Sperner B., Fuchs K., Wenzel F. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database // Tectonics, 2007, v. 26, TC6014, doi:10.1029/2007TC002133.

Hindle D., Fujita K., Mackey K. Deformation of the Northwestern Okhotsk Plate: How is it happening? // Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 2009, v. 4, p. 147—156.

Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Gunbina L.V., Leyshuk N., Shibaev S.V., Koz'min B.M., Imaev V.S., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Masal'ski O.K., Gileva N.A., Bormatov V.A., Voitenok A.A., Levin Y.N., Fokina T.A. Seismicity map of Eastern Russia, 1960—2010 // Seismol. Rec. Lett., 2010, v. 81, № 5, p. 761—768.

Parfeevets A.V., Sankov V.A. Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate // C. R. Geoscience (Comptes Rendus Geoscience), 2012, v. 344, p. 227—238.

Tatevian S.K. Space geodesy application for the natural hazards monitoring of the Russian Far Eastern territory. APSG-2013, October 14—17, Columbus University, Ohio, USA, 2013.

Turcott D.L., Schubert G. Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems. New York, John Wiley, 1982, 450 p.

Zelt C.A., Ellis R.M. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modeling // Canad. J. Explor. Geophys., 1998, v. 24, № 1, p. 16—31.

Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal Rift Zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics, 1981, v. 76, p. 1—45.

*Рекомендована к печати 16 марта 2016 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию 3 августа 2015 г.,
после доработки — 12 февраля 2016 г.*