



CRUSTAL AND UPPER MANTLE STRUCTURE IN THE EASTERN PART OF THE KAMCHATKA PENINSULA FROM P-WAVE RECEIVER FUNCTIONS

M.A. Khritova ^{1,2✉}, V.V. Mordvinova ², E.A. Kobeleva ^{1,2}

¹ Baikal Branch of the Federal Research Center of the Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. The paper deals with the study of the deep structure of the Earth's crust and upper mantle in the eastern part of the Kamchatka Peninsula. One-dimensional sections have been constructed to illustrate the relationship between shear wave velocity V_s and depth h , obtained by inversion of longitudinal receiver functions, computed from seismograms of distant earthquakes recorded at 11 seismic stations of the KB FRC GS RAS for the period 2011–2016. The study presents a two-dimensional V_s -model to a depth of 70 km for a profile along the 950-km East Kamchatka volcanic belt.

The constructed sections reveal a layered structure of the crust and ~40 km of the subcrustal mantle, which can roughly be described as a layered-block structure. The following structural layers are distinguished within the Earth's crust: contrasting boundary at a depth of 5–7 km with a 2.8 to 3.2 km/s leap in transverse wave velocity; homogeneous layer at a depth of 10–25 km with a smooth V_s increase from 3.5 to 3.7 km/s; transitional crust-mantle zone at a depth of 28–36 km with $V_s=3.8$ –3.9 km/s. The upper mantle layers are referred to as low velocity layers ($V_s=4$ km/s) relative to IASP91 global model. The velocity profile from the Avacha Bay area reveals a complex crustal structure; velocity anomalies found at depths of up to 25 km are most likely a reflection of the Petropavlovsk-Malki zone of transverse dislocations, which is the conditional boundary between the structures of Southern and Central Kamchatka.

KEYWORDS: seismology; receiver functions; deep structure; velocity models; Kamchatka Peninsula

FUNDING: The study was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation as part of state assignment No. 075-00682-24, using the data obtained with LSRF "Seismic infrasound array for monitoring Arctic cryolithozone and continuous seismic monitoring of the Russian Federation, neighbouring territories and the world".



EDN: FOLQDJ

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Maria A. Khritova, khritova@crust.irk.ru

Received: November 29, 2024

Revised: April 11, 2025

Accepted: April 14, 2025

FOR CITATION: Khritova M.A., Mordvinova V.V., Kobeleva E.A., 2025. Crustal and Upper Mantle Structure in the Eastern Part of the Kamchatka Peninsula from P-Wave Receiver Functions. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (3), 0831. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0831

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА ПО ДАННЫМ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

М.А. Хримова^{1,2}, В.В. Мордвинова², Е.А. Кобелева^{1,2}

¹ Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

АННОТАЦИЯ. Работа посвящена изучению глубинного строения земной коры и верхов мантии восточной части п-ва Камчатка. Построены одномерные разрезы зависимости сейсмической скорости поперечной волны V_s от глубины h , полученные в результате инверсии продольных приемных функций, выделенных по записям далеких землетрясений 11 сейсмических станций Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН за 2011–2016 гг. В исследовании представлена двухмерная V_s -модель до глубины 70 км для профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса протяженностью 950 км.

По построенному разрезу обнаруживается слоистая структура коры и ~40 км подкоревой мантии. Выявленную структуру приближенно можно назвать слоисто-блоковой. В пределах земной коры выделяются структурные слои: контрастная граница на глубине 5–7 км со скачком скорости поперечных волн от 2.8 до 3.2 км/с; однородный слой на глубине 10–25 км, в котором скорость V_s плавно возрастает от 3.5 до 3.7 км/с; переходная коромантийная зона на глубине 28–36 км с $V_s=3.8$ –3.9 км/с. Верхние слои мантии выявляются как низкоскоростные ($V_s=4$ км/с) относительно глобальной модели IASP91. В районе Авачинской бухты на скоростном разрезе наблюдается сложное строение коры, на глубинах до 25 км обнаруживаются скоростные аномалии, что, скорее всего, является отражением Петропавловск-Малкинской зоны поперечных дислокаций, являющейся условной границей между структурами Южной и Центральной Камчатки.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: сейсмология; метод приемных функций; глубинное строение; скоростные модели; полуостров Камчатка

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено при поддержке Минобрнауки РФ в рамках госзадания № 075-00682-24 с использованием данных, полученных на УНУ «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

1. ВВЕДЕНИЕ

Положение п-ва Камчатка в переходной зоне между материком и океаном определяет его сложную глубинную структуру; в частности, формирование глубинной структуры в основном объясняется субдукционным механизмом и деформацией плит в коллизионной зоне [Gontovaya et al., 2007; Droznina et al., 2017]. Полуостров Камчатка входит в северную часть Курило-Камчатской островной дуги, относящейся к переходной зоне материк – океан в северо-западной части Тихого океана. Северная часть полуострова расположена в области пересечения с Алеутской островной дугой; со стороны Тихого океана к ней максимально приближены Императорские горы и Императорский разлом. На пересечении этих структур в северной части полуострова сформировался крупнейший вулканический центр Евразии – Ключевская группа вулканов. Южная Камчатка находится под влиянием структур северной части Курильской островной дуги, Охотского моря, а также разломов литосферы северо-западного простирания акватории Тихого океана [Moroz, Gontovaya, 2018].

По результатам многочисленных геофизических исследований, выполненных методами сейсмотомографии, геоэлектрики, а также с использованием данных по магнитометрии, гравиметрии и тектонике, сделаны

выводы о слоисто-блоковой глубинной структуре полуострова и о различии в строении земной коры и верхней мантии Северной и Южной Камчатки [Gontovaya et al., 2010; Moroz, 1976; Sidorov et al., 2020; Nizkous et al., 2006; Shapiro et al., 2000]. В классическом тектоническом представлении Камчатки выделяют три структурных неравномерно развивающихся блока: Южно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Северо-Камчатско-Олюторский, границы между блоками выражены зонами глубинных разломов преимущественно северо-западного простирания [Erlikh, 1973]. Особый интерес в отношении активной разломной тектоники вызывает район южного завершения Центральной Камчатской депрессии (ЦКД); переход от Центральной Камчатки к Южной, представленный в виде Петропавловск-Малкинской (Начикинской) зоны поперечных дислокаций [Geology..., 1964], протягивающихся в северо-западном направлении (рис. 1, а) [Kozhurin et al., 2008]. Помимо этого, стоит упомянуть вулканические пояса Камчатки субмеридионального простирания, образовавшиеся в четвертичное время: Срединный вулканический пояс с единичными активными вулканами и более молодой Восточно-Камчатский вулканический пояс с действующими и потенциально активными вулканами (рис. 1).

Цель настоящего исследования – определение скоростного строения коры и верхней мантии вдоль восточной части п-ва Камчатка по телесеismicким данным методом продольной приемной функции [Vinnik, 1977; Kosarev et al., 1993]. В работе использовались данные 11 сейсмических станций Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН, образующие исследуемый профиль, проходящий через всю восточную часть полуострова, вдоль разломов Восточно-Камчатского пояса (рис. 1).

2. ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Камчатка является одним из наиболее изученных регионов в геолого-геофизическом отношении. Один из главных результатов исследований за последние годы – глубинные сейсмотомографические модели Курило-Камчатского региона и его окружения, характеризующие распределение скоростных неоднородностей среды [Zhao et al., 2010; Koulakov et al., 2011]. Модели отражают, в общем, близкие скоростные свойства мантии

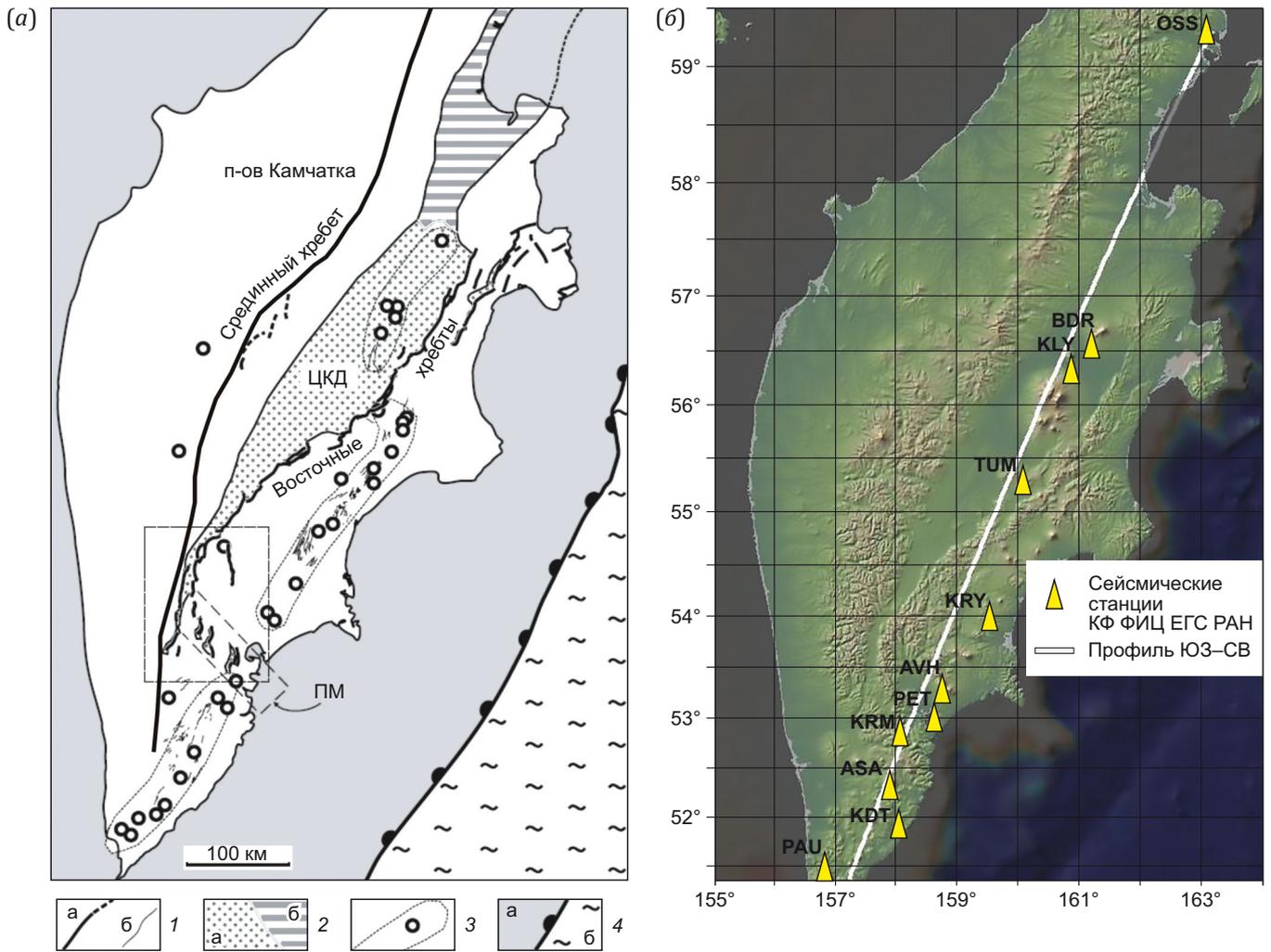


Рис. 1. Схемы п-ва Камчатка.

(а) – зоны активных разломов и вулканизма Камчатки (по [Kozhurin et al., 2008]): 1 – основные активные разломы: а – вне вулканических областей (пунктир – предполагаемые), б – осевых частей вулканических поясов; 2 – основные впадины: а – с аккумуляцией рыхлых четвертичных отложений, б – без их аккумуляции; 3 – контуры поясов позднечетвертичного вулканизма Восточной и Южной Камчатки и основные центры активного вулканизма; 4 – ось глубоководного желоба, примерная граница между земной корой островной дуги (а) и океанической корой Тихоокеанской плиты (б). ЦКД – Центральная Камчатская депрессия, ПМ – Петропавловск-Малкинская зона поперечных дислокаций (ограничена пунктирными линиями). (б) – расположение сейсмических станций КФ ФИЦ ЕГС РАН (треугольники) вдоль исследуемого профиля.

Fig. 1. Schemes of the Kamchatka Peninsula.

(а) – zones of active faults and volcanism of Kamchatka (after [Kozhurin et al., 2008]): 1 – main active faults: а – beyond volcanic regions (the dashed line shows the inferred faults), б – in axial parts of volcanic belts; 2 – main depressions: а – with loose Quaternary sediment accumulation, б – without loose Quaternary sediment accumulation; 3 – contours of the Late Quaternary volcanic belts in Eastern and Southern Kamchatka and main active volcanic centers; 4 – deep-sea trench axis, the approximate boundary between the island arc crust (а) and the oceanic crust of the Pacific Plate (б). ЦКД – Central Kamchatka depression, ПМ – Petropavlovsk-Malkinsky zone of transverse dislocations (bounded by dotted lines). (б) – location of seismic stations of the KB FRC GS RAS (triangles) along the studied profile.

в изученных интервалах глубин, но имеют плохую детальность для коры и верхней мантии.

По данным о местных землетрясениях, взятым из регионального каталога КФ ЕГС РАН, рассчитана скоростная модель литосферы п-ва Камчатка [Gontovaya et al., 2003, 2010; Gorbatov et al., 1999; Nizkous et al., 2007]. Региональные модели позволяют получить уже более детальные представления о скоростной структуре литосферы и сопоставить ее с другими геолого-геофизическими данными. На их базе для Камчатки рассмотрен ряд скоростных моделей, позволяющий выявить связь скоростных свойств коры и верхней мантии с сейсмичностью и глубинными разломами [Moroz, Gontovaya, 2018].

Необходимо отметить один из последних масштабных проектов для изучения глубинного строения в районе Ключевской группы вулканов – международный эксперимент KISS в 2015–2016 гг., в рамках которого была развернута временная сеть, включающая более сотни сейсмических станций [Shapiro et al., 2017]. Первая сейсмическая модель по данным сети KISS, полученная с помощью шумовой томографии, основанной на методе Монте-Карло, представлена в работе [Green et al., 2020]. Исследование [Egorushkin et al., 2021], отличающееся алгоритмами томографической инверсии, также посвящено изучению строения верхней коры района Ключевской группы вулканов и Центрально-Камчатской депрессии на основе данных по поверхностным волнам. Кроме того, по данным KISS были построены новые модели скоростей Р- и S-волн в коре и мантии на основе использования объемных волн от локальных землетрясений [Koulakov et al., 2020]. Благодаря проведенным исследованиям выявлено явное соответствие между распределением сейсмических аномалий в верхней коре и основными вулканическими структурами Ключевской группы вулканов и особенности строения отдельных вулканических систем.

Одним из первых исследований глубинного строения Камчатки методом приемных функций является работа [Levin et al., 2002]. В ходе эксперимента 1998–1999 гг. на территории полуострова было развернуто 15 широкополосных сейсмических станций. По результатам эксперимента (для каждой станции были отобраны записи не более 20 землетрясений) построены одномерные подстанционные скоростные модели V_s до глубины 75–100 км, выявлены региональные вариации границы Мохо от 30–40 км по всему полуострову, рассчитана сейсмическая анизотропия в верхних слоях мантии.

Местоположение трех пунктов наблюдений совпадает с расположением сейсмических станций текущего исследования: PET, TUM, OSS (рис. 1, б). Разрез, полученный по данным станции PET, характеризуется низкоскоростной корой с $V_s=3.2$ км/с от поверхности до глубины порядка 28 км, повышением скорости до 3.9 км/с к глубине 38 км и резкой границей Мохо на этой глубине со скоростью $V_s=4.6$ км/с. Под станцией TUM обнаружены низкоскоростные слои в коре с гра-

ницами на глубинах 2.5, 14.5 км со скоростями до $V_s=3.0$ и 3.5 км/с соответственно. Коромантийная граница зафиксирована на глубине 31 км с резким повышением V_s до 4.6 км/с, это же значение скорости зафиксировано в мантии на глубине до 100 км. Разрез по данным станции OSS характеризуется более высокими скоростями в коре – 3.3 и 3.6 км/с на границах 2 и 19 км и повышением скорости до 4.1 км/с на границе Мохо (42 км) и до 4.6 км/с в мантии на глубине менее 100 км. Описанные модели не отражают полностью реальную сложную глубинную структуру п-ва Камчатка, так как представлены в виде нескольких однородных слоев с постоянной скоростью поперечных волн.

Одно из последних исследований методом функции приемника – построение глубинных скоростных разрезов района Авачинской бухты [Reznichenko et al., 2023]. Достоинством данной работы является совместная интерпретация Р- и S-функций приемника, что, по мнению авторов, обеспечивает наиболее устойчивый скоростной разрез коры и верхней мантии [Vinnik et al., 2004]. Представлены одномерные модели $V_s(h)$ до глубины 300 км по данным станций «Петропавловск» (PET), «Дальний» (DAL), «Институт» (IVS) и «Карымшина» (KRM) с 2000 по 2019 г. Усредненные значения скоростей, рассчитанные по полученным разрезам, в земной коре и верхней мантии оказались заметно ниже, по сравнению с глобальной моделью IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Среднее отклонение наблюдаемых скоростей от модельных составляет 0.5–1.0 км/с в коре, а затем постепенно уменьшается вплоть до глубины 180 км. На больших глубинах скорости в полученных моделях совпадают со стандартными значениями. Данное исследование проведено для относительно небольшого района Камчатки, местоположение только двух пунктов наблюдений совпадает с расположением сейсмических станций текущего исследования: PET, KRM (рис. 1, б).

3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование скоростной структуры земной коры и подкоревой мантии выполнено телесеismicким динамическим методом продольной приемной функции [Vinnik, 1977]. Сейсмические лучи во фронте продольной (Р) волны от удаленных более чем на 3000 км землетрясений подходят к подошве исследуемой структуры близко к вертикали, что позволяет с их помощью зондировать глубинную структуру непосредственно под наблюдающей станцией. В ответ на первичный Р-импульс на границах сейсмических неоднородностей в районе наблюдения генерируются вторичные волны. Суть метода в выделении обменных вторичных волн PS из записи коды продольной волны сильных далеких событий. Подбором теоретических приемных функций к наблюдаемым определяется изотропная горизонтально-слоистая модель подстанционной скоростной структуры, обусловленная неоднородностями в окрестности регистрирующей станции [Kosarev et al., 1993].

Выделение функций приемника на каждом пункте наблюдения производилось с помощью программного обеспечения для анализа сейсмических сигналов в пакете программ «SeismicHandler» [Stammler, 1993].

На первом шаге к выделению продольной (P) приемной функции осуществляется переход от горизонтальных компонент исходной сейсмограммы землетрясения к горизонтальным осям R и T (рис. 2, а, б). R – направленная на эпицентр радиальная компонента, T – перпендикулярная ей трансверсальная составляющая. После вычисления угла падения P-волны под сейсмостанцией на границу земля – воздух выполняется поворот осей Z, R, T на оси L, Q, T (рис. 2, в). Ось L соответствует главному направлению смещений в P-волне, а в перпендикулярном к ней направлении (вдоль оси Q) максимальной энергией обладают обменные поперечные волны SV. L и Q перпендикулярны трансверсальной оси T. При условии, что среда под станцией не

является горизонтально-слоистой изотропной структурой, в направлении T может быть выделена SH составляющая обменных волн. Последующая деконволюция L-, Q- и T-компонент P-сигналом L-компоненты стандартизует сигнал, делая его независимым от формы волны, обусловленной особенностями очага, и устраняя влияние среды на пути к слоистой структуре под станцией. Трассы L, Q, T нормализуются на величину максимума L-компоненты (рис. 2, г).

Приемные функции, полученные по единичному событию, далеки от идеала, что неизбежно из-за наличия сейсмического шума, поэтому для исследования скоростного строения необходим анализ максимально возможного количества записей событий из разных очаговых областей. Стандартизованные компоненты записей землетрясений (L, Q, T) для каждой станции суммировались с целью подавления шума и выделения регулярных особенностей.

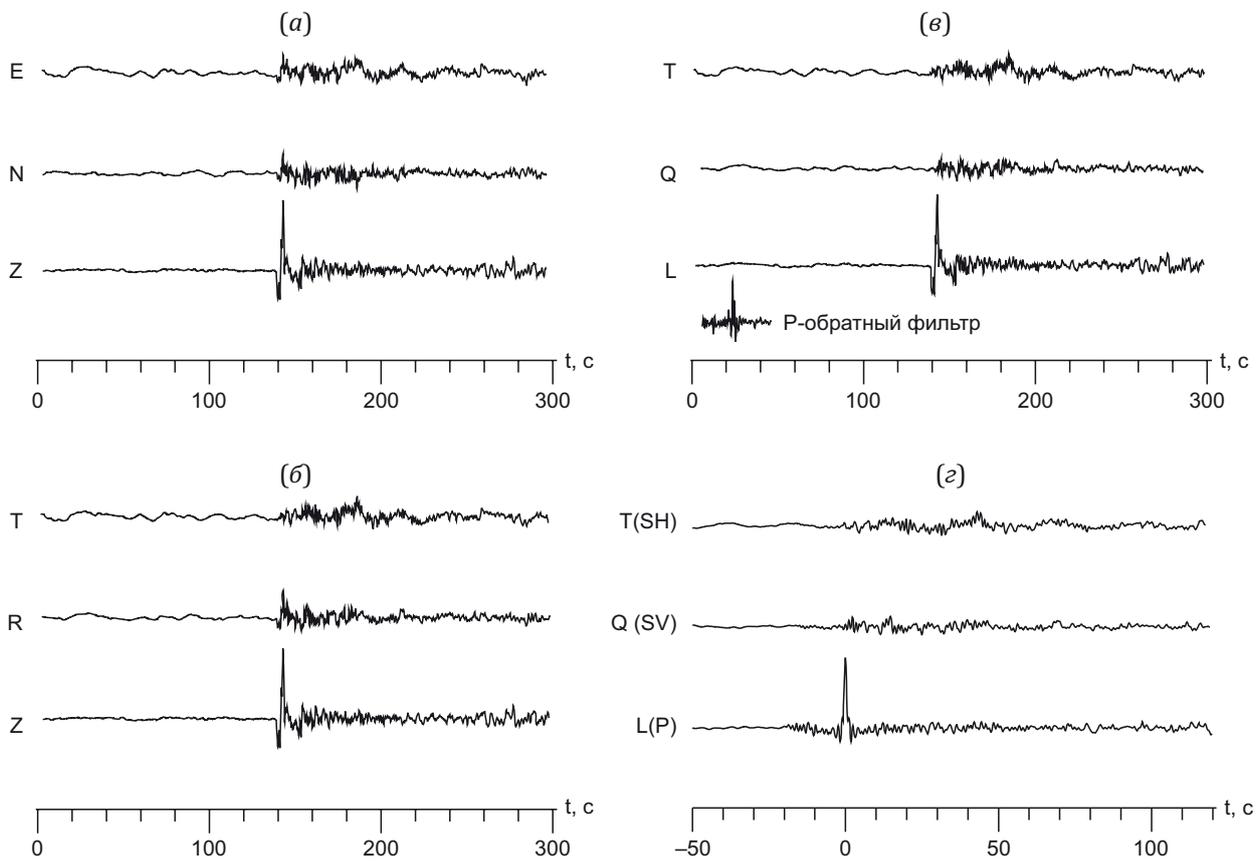


Рис. 2. Трехкомпонентная сейсмограмма землетрясения* станции OSS.

(а) – исходные горизонтальные и вертикальная компоненты сейсмограммы (E, N, Z); (б) – разворот на радиальную и трансверсальную оси (R, T); (в) – оси максимальной энергии P, SV и SH волн, внизу – обратный фильтр, рассчитанный из P-сигнала; (г) – функции приемника, рассчитанные по землетрясению после процедуры деконволюции.

* – землетрясение 27.02.2015 г. в районе моря Флорес. Момент землетрясения: 13:45:05, координаты -7.30° с.ш., 122.54° в.д., магнитуда $M=7.0$, эпицентральное расстояние – 74° , глубина – 552 км, обратный азимут BAZ – 222.

Fig. 2. Three-component seismogram of the earthquake* from OSS station.

(а) – initial horizontal and vertical components of the seismogram (E, N, Z); (б) – turn to the radial and transverse axes (R, T); (в) – axes of maximum energy of P, SV and SH waves, at the bottom – the inverse filter calculated from the P-signal; (г) – receiver functions calculated from the earthquake after deconvolution.

* – the earthquake of 27.02.2015 in the Flores Sea. Occurrence time: 13:45:05, coordinates – 7.30° N, 122.54° E, magnitude $M=7.0$, epicentral distance – 74° , depth – 552 km, back azimuth BAZ – 222.

4. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В работе рассматривались данные 11 сейсмических станций сети Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН, установленных вдоль восточной части п-ва Камчатка (см. рис. 1, б; табл. 1). Из всей совокупности данных, согласно примененной методике, были выбраны записи телесеismicких событий с магнитудой более 6, эпицентральными расстояниями 30–90° и с диапазоном обратных азимутов, равным 150–240°. Азимутальный набор землетрясений обусловлен естественным распределением активных очаговых зон на земном шаре и небольшим выбранным периодом сейсмических наблюдений (2011–2016 гг.). Преимущественно отбирались события с четко выраженными первыми вступлениями и сравнительно быстро затухающими сигналами. Отбор телесеismicких событий осуществлялся с помощью каталога CMT (Global Centroid Moment Tensor Catalog) Колумбийского университета [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012].

Необходимо отметить, что первые результаты (одномерные скоростные модели $V_s(h)$ и двумерный скоростной разрез для профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса) были получены по станционным данным 2011–2013 гг. Далее в распоряжении авторов оказались данные второго периода наблюдений – за 2014–2016 гг., по которым также были получены соответствующие модели. Итоговые модели получены по агрегированным данным. Такой двухэтапный процесс обработки позволяет верифицировать полученные результаты.

Количество записей, удовлетворяющих методу, оказалось невелико: от 14 до 40 для станций 2011–2013 гг. и от 11 до 37 для станций 2014–2016 гг. (табл. 1). Анализировались 240-секундные интервалы сейсмограмм – 120 с до вступления Р-волны и 120 с записи землетрясения после вступления Р-волны. Отбирались события

с четко выраженными первыми вступлениями и сравнительно быстро затухающими сигналами (рис. 2, а). Для подавления региональных высокочастотных помех использовалась преимущественно полосовая фильтрация записей в диапазоне 0.01–0.90 Гц. Так как в работе использовались данные широкополосных и короткопериодных приборов (табл. 1), восстановление скоростной структуры земной коры и верхов мантии проводилось до глубины 70 км. Сравнение результатов по данным широкополосного и обычного типа приборов (эксперименты PASSCAL-1992, MOBAL-2003) показало, что различие в частотных диапазонах не сказывается существенным образом на моделях до глубины 70 км [Zorin et al., 2002; Mordvinova, Artemyev, 2010].

По записям каждой станции получены приемные функции для Р- (волновые трассы L-компоненты) и SV-волн (волновые трассы на Q-компоненте). Очевидна амплитудная выразительность приемных функций широкополосных станций: PAU, KDT, KRM, PET, AVH, TUM, OSS (рис. 3). На Q-трассах первый пик высокой амплитуды в интервале времен ~0.5–1.5 с после вступления Р-волны на станцию соответствует интенсивной обменной волне PS на подошве осадочного слоя, характер которого в районах с богатой тектонической историей может существенно меняться вдоль профиля. Далее следует цуг осцилляций, сформированный скоростными неоднородностями в земной коре. Максимум повышенной интенсивности в интервале запаздываний 4–6 с соответствует PS-обмену на подошве земной коры (самой резкой границе на пути волн в районе пункта регистрации). На Q-трассах некоторых станций такого явно выраженного максимума не наблюдается. Кружками на трассах отмечены возможные варианты PS-обменов на коромантийной границе под соответствующими станциями (рис. 3). Не исключено, что обмены малой интенсивности на подошве

Таблица 1. Основные характеристики сейсмических станций и количество полученных приемных функций

Table 1. Main characteristics of seismic stations and number of receiver functions obtained

Название	Код станции	Координаты, град.		Датчик	Полоса пропускания, Гц	Количество приемных функций	
		с.ш.	в.д.			2011–2013 гг.	2014–2016 гг.
Асача	ASA	52.385	157.901	CM-3KB, CM-3	0.5–20	20	11
Авача	AVH	53.264	158.740	CM-3KB, CMG-6TD	0.5–20 0.03–100	30	27
Байдарная	BDR	56.568	161.208	CM-3KB / CM-3	0.5–20	40	32
Ходутка	KDT	51.809	158.077	CMG-6TD	0.03–100	20	21
Ключи	KLY	56.317	160.857	CM-3KB	0.5–20	37	37
Карымшина	KRM	52.828	158.131	CMG-6TD	0.03–100	25	34
Карымский	KRY	54.036	159.449	CM-3KB	0.5–20	14	27
Оссора	OSS	59.262	163.072	CMG-6TD	0.03–100	32	23
Паужетка	PAU	51.468	156.815	CM-3KB, CMG-6TD	0.5–20 0.03–100	24	–
Петропавловск	PET	53.023	158.650	STS-1	0.002–10	27	22
Тумрок – источники	TUM	55.203	160.399	CMG-6TD	0.03–100	33	32

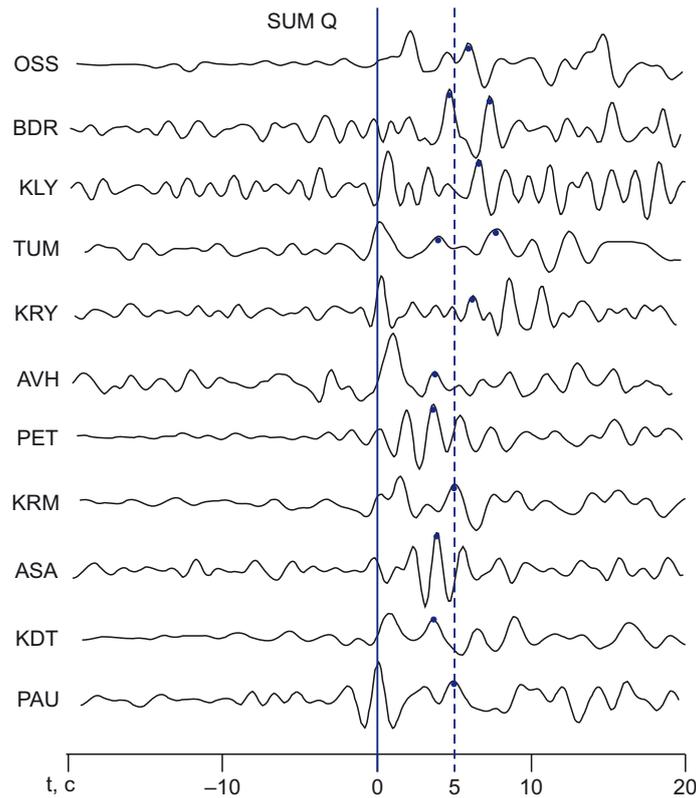


Рис. 3. SV-функции приемника для станций профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса. Точками отмечены возможные варианты S-обменов на коромантийной границе под соответствующими станциями вдоль профиля.

Fig. 3. SV-functions of the receiver for the stations of the profile along the East Kamchatka volcanic belt. The dots mark possible versions of S-exchange at the crust-mantle boundary beneath the corresponding stations along the profile.

коры объясняются недостаточным подавлением шума из-за сравнительно небольшого количества записей далеких землетрясений. Но также очень вероятно, что в целом строение коры в районе наблюдения гораздо сложнее, а коромантийный переход может иметь и градиентный характер [Mordvinova et al., 2007].

5. ИНВЕРСИЯ SV-ФУНКЦИЙ И СКОРОСТНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Решение обратной задачи восстановления одномерных скоростных разрезов в окрестности регистрирующей станции выполнено по программе Г.Л. Косарева [Kosarev et al., 1993; Kind et al., 1995]. Теоретическая Q-компонента вычисляется матричным методом Томсона – Хаскелла [Haskell, 1962] при допущении, что исследуемая структура представлена пачкой плоских изотропных однородных слоев, лежащих на однородном полупространстве. Каждый слой характеризуется скоростью распространения продольных и поперечных сейсмических волн, плотностью и мощностью. Кроме того, для вычисления теоретической Q-компоненты необходимо задать форму колебания P-волны, подходящей из полупространства к подошве горизонтально-слоистой структуры, и величину кажущейся скорости. Для этого использован реальный стандартизованный сигнал L-компоненты и кажущаяся скорость, соответствующая среднему эпицентральному расстоя-

нию землетрясений, по записям которых сформированы наблюдаемые компоненты L и Q. Суть метода в подборе компоненты Q теоретической функции приемника к наблюдаемой (рис. 4).

Определение одномерного скоростного разреза $V_s(h)$ под сейсмической станцией представляет собой итерационный процесс, при котором различие между наблюдаемой и теоретической Q-функциями минимизируется путем подбора параметров скоростного разреза, исходя из некоторого начального приближения $V_0(h)$ путем подбора параметров разреза, основанного на методе регуляризации для некорректных задач [Tikhonov, Arsenin, 1979]. Число итераций определяется условием уменьшения отклонения расчетной функции приемника от наблюдаемой функции до уровня шума или тем, что оно стабилизируется.

Для уменьшения неоднозначности, обусловленной взаимозависимостью скорости и мощности в каждом из слоев, в качестве первого приближения следует использовать наиболее подходящую для региона скоростную модель коры и значение скорости непосредственно под корой, определенные другими геофизическими методами.

Для одномерной структуры задаются значения скорости на нескольких глубинах (узлах) и разбиением расстояния между узлами на слои равной толщины, скорость между которыми интерполируется. Глубина

слоев не изменяется в процессе инверсии, а переменными величинами являются значения скорости продольных и поперечных сейсмических волн (V_p и V_s) и плотности (ρ) в слоях. Так как Q-компонента является суперпозицией обменных SV-волн и наиболее чувствительна к изменению скорости поперечных волн, варьируются относительно начальной модели только скорости поперечных сейсмических волн (V_s) в слоях. На соотношение скоростей (V_p/V_s) и плотность в слоях накладываются ограничения. При отсутствии предварительных данных V_p/V_s может быть принято равным 1.73 как следствие предположения о равенстве коэффициента Пуассона 0.25 в земной коре; плотность определяется через линейную связь между скоростями продольных волн согласно закону Берча [Birch, 1964].

Для минимизации расхождения теоретических и наблюдаемых SV-функций приемника анализировался интервал трасс от 5 до 15 с, что является достаточным при определении скоростного разреза до глубины 70 км.

Как показало численное тестирование процедуры инверсии [Zorin et al., 2002; Mordvinova, Artemyev, 2010], для надежного определения скоростного разреза по приемным функциям важна сбалансированная параметризация скоростной модели. Для детального зондирования среды земной коры и верхней части ман-

тии необходимо, чтобы элементарные слои в модели были оптимально тонкими. В данном случае для верхних четырех километров земной коры с наиболее быстро меняющейся скоростью выбран шаг (толщина элементарного слоя) 0.5 км, для основной части земной коры шаг по вертикали равен 1 км. Для уточнения глубины границы Мохо относительно ее позиции в начальном приближении шаг в 1.5–2.0 км сохранялся для верхних 4–6 км мантии. Следующие слои в мантии анализировались с шагом 4–5 км до глубины 70 км. Всего в модели использовалось 40 слоев (рис. 4).

В качестве первого приближения в процедуре инверсии для всех станций использована одна и та же ступенчатая функция скорости, рассчитанная по усредненному 4-слойному S-скоростному разрезу для Камчатки, скорость в котором сравнительно плавно увеличивается от слоя к слою [Droznina et al., 2017]. Скорости V_p и V_s в коре меняются от 3.6 до 6.5 км/с и, следовательно, от 2.00 до 3.75 км/с, V_p и V_s в мантии были приняты равными 7.2 и 4.0 км/с. Соответствующая продольным скоростям плотность определяется исходя из закона Берча [Birch, 1964].

Следующим этапом проводилось тестирование на устойчивость решения. За окончательную модель по данным каждой станции принимались лишь те, которые выдержали проверку на устойчивость решения

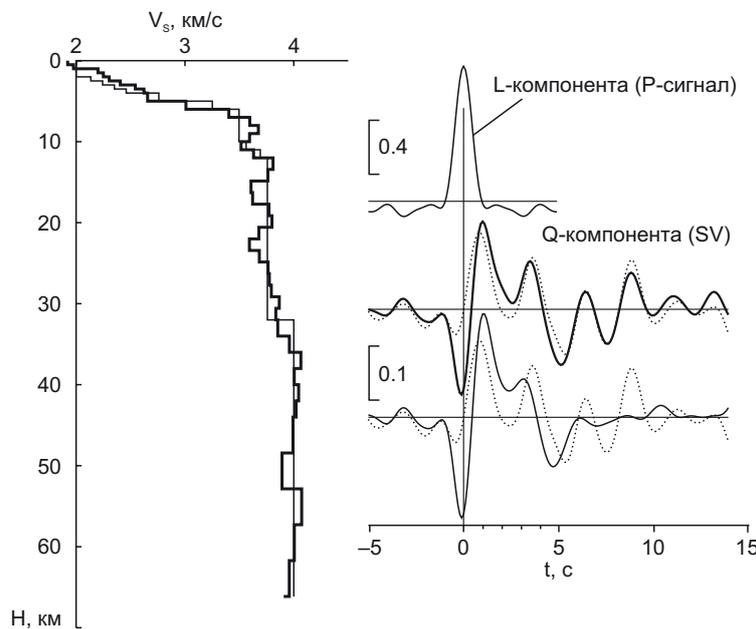


Рис. 4. Скоростной разрез станции KDT. Результат инверсии SV-функции приемника, определенной по 41 землетрясению с диапазоном обратных азимутов 150–240°.

На скоростном разрезе тонкой линией показана стартовая модель, толстой линией – восстановленная модель. На Q-компоненте пунктиром показана наблюдаемая приемная функция, тонкой линией – приемная функция первого приближения, толстой линией – теоретическая приемная функция последнего приближения. 0.4 и 0.1 – масштабы L- и Q-компонент соответственно.

Fig. 4. Velocity section from measurements at the KDT station. The result of inversion of the SV-receiver function determined from 41 earthquakes with a back azimuth range of 150–240°.

The thin line on the velocity section shows the starting model, the thick line shows the reconstructed model. The dotted line on the Q component shows the observed receiver function, the thin line shows the receiver function of the first approximation, and the thick line shows the theoretical receiving function of the last approximation. 0.4 and 0.1 are the scales of the L- and Q-components, respectively.

при изменении параметров первых приближений инверсии (мощность коры, толщина элементарных слоев, отношение скоростей продольных и поперечных волн и др.). Проведена мультиинверсия для многих стартовых моделей (100 и более), создаваемых с помощью генератора случайных чисел [Ammon et al., 1990]. При таком подходе (100 и более) первые приближения получаются генератором случайных чисел по исходному первому приближению, заданному на основе усредненного 4-слойного S-скоростного разреза для Камчатки [Droznina et al., 2017]. В этом случае в качестве окончательного первого приближения инверсии берется среднее из диапазона результирующих моделей. Как показало тестирование, глубина резких границ в результирующих моделях (в первую очередь это относится к границе Мохо) и глубина слоев как пониженной, так и повышенной скорости модели очень устойчивы к изменению начальных моделей в процедуре инверсии [Mordvinova, Artemyev, 2010].

Для всех станций по Р-приемным функциям процедурой инверсии были восстановлены одномерные рас-

пределения скоростей поперечных волн $V_s(h)$ от поверхности до глубины 70 км (рис. 5). Разрешение модели (детальность скоростного разреза по вертикали) определяется заданной параметризацией модели и в среднем для земной коры равно 1 км, для мантийной части модели оно составляет не более 5 км. Это довольно высокое разрешение для моделей такого класса. Как уже отмечалось в работе, был двухэтапный процесс обработки сейсмических записей за период 2011–2013 и 2014–2016 гг., позволяющий верифицировать полученные результаты.

Скоростные разрезы по одним и тем же станциям имеют хорошую схожесть по разным периодам наблюдений. Явные отличия проявляются в моделях, полученных для станции KDT, при использовании практически одинакового количества землетрясений для выделения результирующих приемных функций (рис. 5, а, б). При этом выделенные приемные функции для станции KDT за периоды 2011–2013 и 2014–2016 гг. очень схожи между собой, но в 2011–2013 гг. были использованы землетрясения, имеющие большую магнитуду

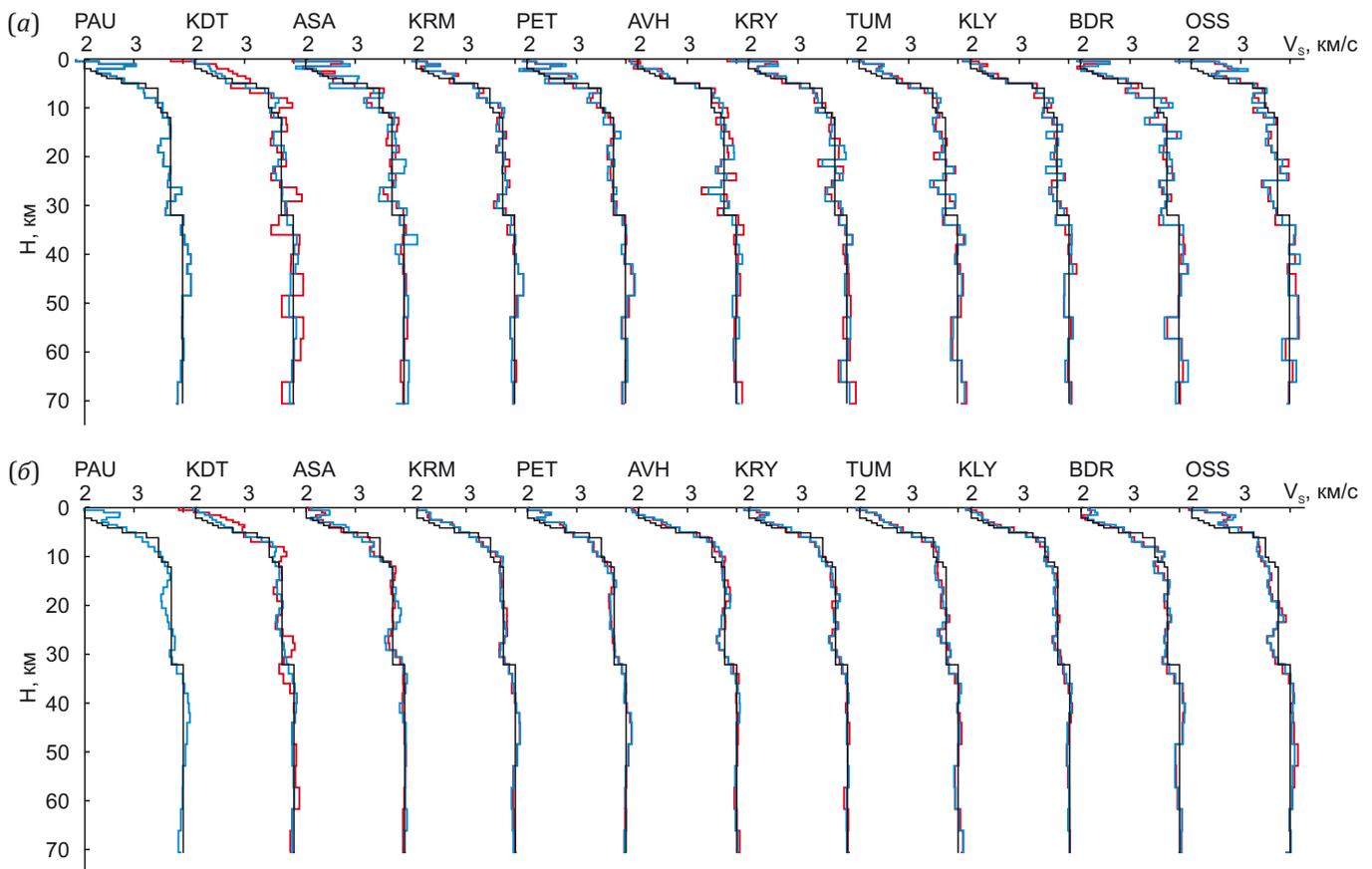


Рис. 5. Скоростные разрезы станций профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса.

(а) – результат моделирования без процедуры сглаживания; (б) – результат моделирования с использованием процедуры сглаживания. Синим цветом показана восстановленная модель по результатам обработки сейсмических данных за 2011–2013 гг., красным – за 2014–2016 гг. (записей станции PAU нет), тонкой линией показана стартовая модель.

Fig. 5. Velocity sections based on the data from the stations of the profile along the East Kamchatka volcanic belt.

(a) – non-smooth modelling result; (b) – smooth modelling result. Blue color shows the model reconstructed from the seismic data processing results for 2011–2013, red stands for the model based on the seismic data processing results for 2014–2016 (there are no records from the PAU station), the starting model is shown by a thin line.

и, соответственно, с более четкими сигналами сейсмических волн.

Далее в исследовании уже участвовали скоростные разрезы, построенные по объединенным приемным функциям, полученным по записям землетрясений 2011–2016 гг.

В моделях многих станций чередуются слои повышенной и пониженной скорости по отношению к стартовой, коромантийная граница выделяется слабо и имеет градиентный характер. Тенденция к более резкому переходу кора – мантия наблюдается у самой южной станции PAU и у северных станций профиля BDR и OSS. На первый взгляд, полученные скоростные разрезы по 11 станциям не отличаются друг от друга, но их интерполяция в двумерный разрез дает более выразительную картину глубин Камчатки.

Методом триангуляции с линейной интерполяцией одномерных станционных моделей $V_s(h)$ получено двумерное распределение сейсмических скоростей – вертикальный разрез коры и верхов мантии вдоль восточной части п-ва Камчатка (рис. 6). Разрешение по горизонтали определяется плотностью станций на профиле, длина профиля – 950 км.

Необходимо отметить, что перед построением двумерного скоростного разреза одномерные подстанционные модели $V_s(h)$ подверглись процедуре сглаживания для подавления чрезмерных осцилляций скорости

(см. рис. 5, 6). Процедура сглаживания заключалась в усреднении значений скорости в скользящем окне достаточно малого размера (по трем соседним значениям). Метод триангуляции с линейной интерполяцией основан на оптимальной триангуляции Б.М. Делоне, т.е. на построении сетки треугольников с вершинами в точках наблюдений [Lee, Schachter, 1980]. Точки со значениями замеров соединяются таким образом, чтобы результирующая поверхность была покрыта «локутным одеялом» из треугольных пластинок, при этом ни одна из сторон треугольника не пересекалась сторонами других треугольников. Каждый треугольник определяется тремя точками замеров. Значения функции в узлах регулярной сети, попадающих внутрь этого треугольника, считаются принадлежащими плоскости, проведенной через вершины треугольника (сеточные значения рассчитываются по формулам линейной интерполяции).

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По построенному для профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса скоростному разрезу (рис. 6) обнаруживается слоистая структура коры и ~40 км подкоровой мантии. Вслед за предшественниками выявленную нами структуру можно назвать слоисто-блоковой [Gontovaya et al., 2010; Sidorov et al., 2020; Nizkous et al., 2006; Shapiro et al., 2000].

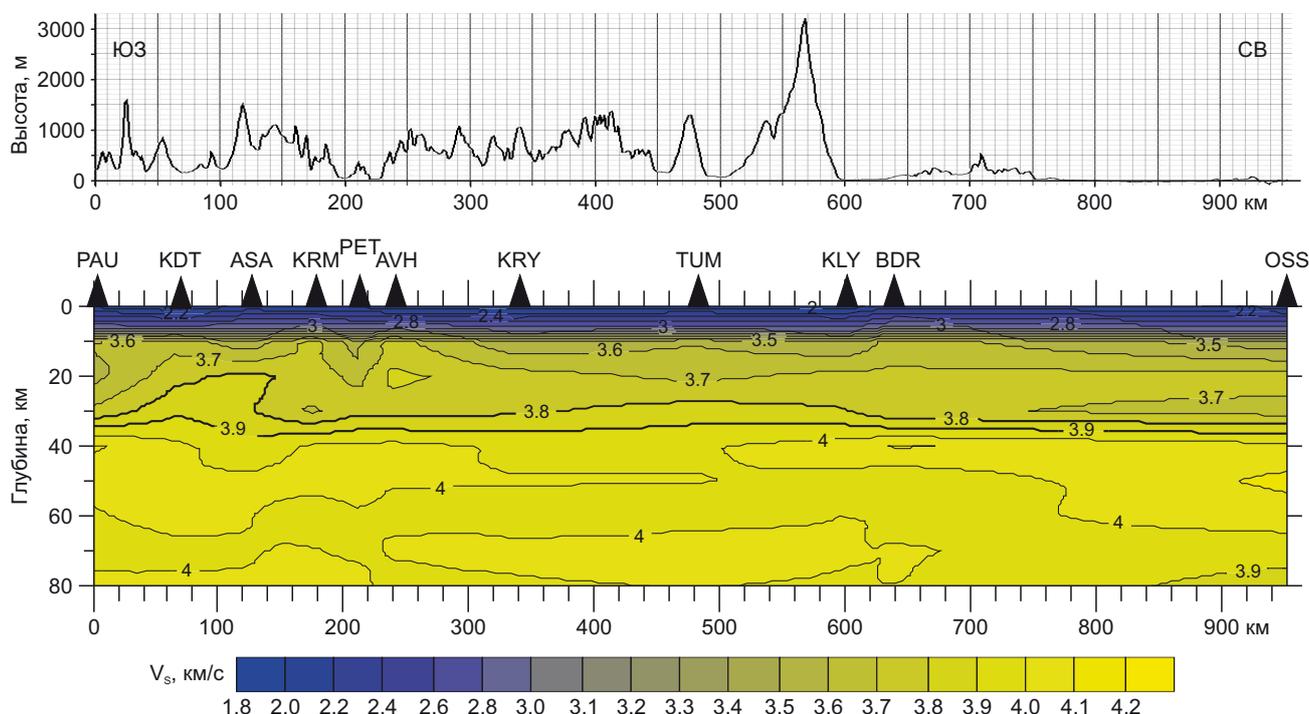


Рис. 6. Двумерная V_s -модель по результатам инверсии приемных функций и топография вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Треугольниками с соответствующими кодами отмечены позиции сейсмостанций; изолинии в интервале скоростей от 2.2 до 3.0 км/с проведены с шагом 0.2, от 3.0 до 4.1 км/с – с шагом 0.1 км/с.

Fig. 6. Receiver function inversion-based two-dimensional V_s -model and topography along the East Kamchatka volcanic belt. Triangles with corresponding codes mark the positions of seismic stations; isolines in the velocity range of 2.2 to 3.0 km/s are drawn with a step of 0.2, in that of 3.0 to 4.1 km/s – with a step of 0.1 km/s.

Как правило, коромантийная граница на сейсмических моделях определяется по сгущению и выполаживанию изолиний скорости. На северо-востоке разреза коромантийный переход определяется по сгущению изолиний скоростей 3.8–3.9 км/с на глубине 34–36 км, южнее за «Мохо» можно принять изолинию 3.8 или 3.9 (рис. 6). В случае выбора границы со скоростью $V_s=3.8$ км/с под большинством сейсмостанций вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса наблюдается сходство глубин выделенной границы Мохо с глубинами мощности земной коры на схеме в работе Л.И. Гонтовой и др. [Gontovaya et al., 2007]. На рис. 7 приведена схема мощности земной коры [Gontovaya et al., 2007], треугольниками показаны сейсмические станции, по которым была определена коромантийная граница, цифрами в них указаны соответствующие глубины.

Неоднозначное решение в определении коромантийного перехода наблюдается в районе станции PAU на юге Камчатки. На восстановленном скоростном разрезе наблюдаются два локальных скачка скорости на глубине 26 и 32 км (см. рис. 5, а), которые могут соответствовать коромантийной границе, хотя на нижней границе (32 км) отмечается большой перепад скорости. В работе [Gontovaya et al., 2007] глубина мощности земной коры определяется в 24–26 км, но по данным метода обменных волн землетрясений [Baboshina et al., 1984] для юга Камчатки коромантийный переход зафиксирован на глубине 30–34 км.

При выборе изолинии $V_s=3.9$ км/с (см. рис. 6) в качестве коромантийного перехода наблюдается более пологая граница вдоль всего восточного п-ва Камчатка с мощностью коры 32–36 км, что хорошо согласуется с обобщенными результатами глубинных исследований МОВЗ, выполненных в 1986–2013 гг. по сети региональных профилей на Камчатке [Nurmukhamedov et al., 2016].

Если в целом анализировать скоростной разрез для профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 6), то можно выявить следующие закономерности: в земной коре присутствует контрастная граница на глубине 5–7 км, где происходит скачок скорости поперечных волн от 2.8 до 3.2 км/с; однородный слой на глубине 10–25 км, в котором скорость V_s плавно возрастает от 3.5 до 3.7 км/с; переходная коромантийная зона на глубине 28–34 км с верхней границей изолинии $V_s=3.8$ км/с и нижней $V_s=3.9$ км/с. Поперечные волны в верхних слоях мантии до глубины 70 км можно охарактеризовать как низкоскоростные ($V_s=4$ км/с) относительно глобальной модели IASP91, со средним отклонением по скорости примерно на 0.5 км/с.

Необходимо отметить, что построенный разрез среды хорошо согласуется с региональной моделью глубинного скоростного строения Камчатки [Kuzin, 1974], которая до настоящего времени используется для расчета параметров землетрясений регионального каталога Камчатки [Chebrov et al., 2016]. Основные сейсмические границы на глубинах 5, 35 км и соответствующие

абсолютные значения скоростей объемных волн практически точно совпадают со средними глубинами и скоростями, определенными по двумерной V_s -модели по результатам инверсии приемных функций вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Сопоставление полученного нами скоростного разреза (см. рис. 6) с сейсмотомографическим разрезом, пересекающим восточное побережье Камчатки, рассчитанным по данным регионального каталога землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН [Moroz, Gontovaya, 2018],

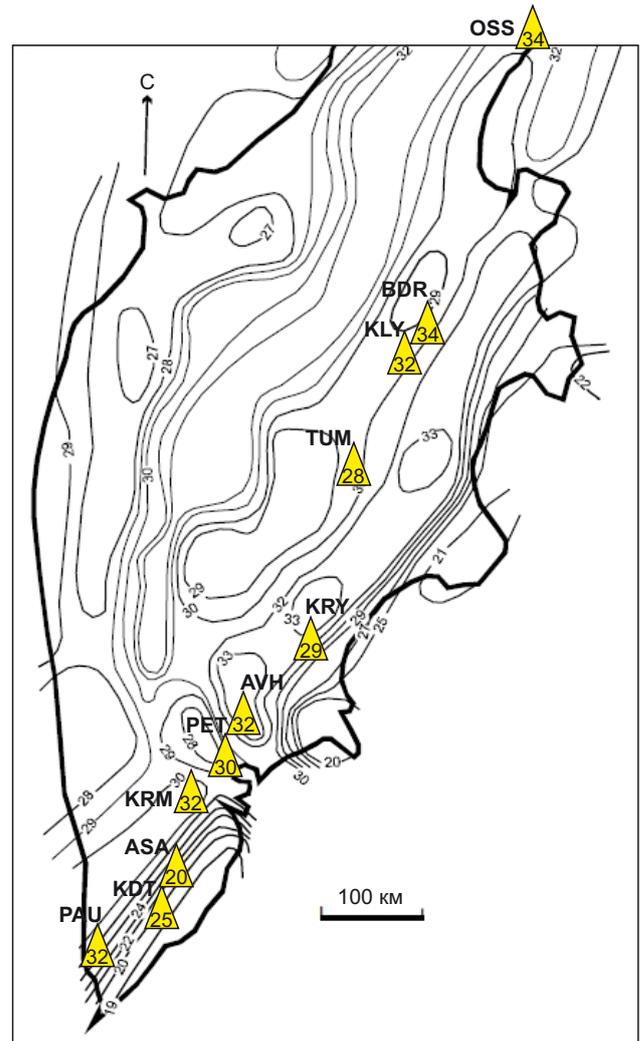


Рис. 7. Сопоставление схемы мощности земной коры, представленной в работе [Gontovaya et al., 2007], с полученными результатами.

Желтыми треугольниками показаны сейсмические станции профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса, по которым была определена коромантийная граница (при $V_s=3.8$ км/с), цифрами в них указаны соответствующие глубины в километрах.

Fig. 7. Comparison of the crustal thickness diagram from [Gontovaya et al., 2007] with the obtained results.

The yellow triangles show the seismic stations of the profile along the East Kamchatka volcanic belt, from which the crust-mantle boundary was determined (at $V_s=3.8$ km/s); the numerical values therein indicate the corresponding depths in km.

обнаруживает общие закономерности. В скоростном поле литосферы в интервале глубин ~ 40 – 60 км выделяется слой относительно повышенной скорости, который глубже 60 – 80 км подстилается слоем пониженных скоростей – астеносферным слоем мантии, хотя вариации скоростей совсем незначительные – в пределах 0.1 км/с и могут являться погрешностью определения. Более детальное сравнение затруднено из-за ограничения представленной авторами двумерной V_s -модели по глубине 80 км.

Сопоставление построенных нами скоростных моделей по данным станций PET, KRM (см. рис. 5) с разрезами района Авачинской бухты, полученными также методом функции приемника [Reznichenko et al., 2023], выявляет ряд особенностей: кора на глубине 8 – 25 км более высокоскоростная примерно на 0.2 – 0.4 км/с, глубина залегания коромантийной границы практически совпадает (33 – 35 км) при $V_s=3.9$ км/с, скорость в мантии непосредственно на границе Мохо приблизительно на 0.5 км/с ниже, чем в глобальной модели IASP91.

Помимо этого, на построенном скоростном разрезе для профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 6) под сейсмическими станциями PET и AVH наблюдаются контрастные по скорости и, соответственно, плотности блоки и слои, на глубине до 25 км обнаруживаются скоростные аномалии, что может являться отражением зоны поперечных глубинных разломов, пересекающих полуостров. Граница между структурами Южной и Центральной Камчатки связывается с этой зоной поперечных глубинных разломов, выраженных в современном тектоническом плане в виде Петропавловск-Малкинской зоны поперечных дислокаций (см. рис. 1, а) [Moroz, Gontovaya, 2018].

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования в восточной части п-ва Камчатка методом продольной приемной функции по записям далеких сильных землетрясений, зарегистрированных сетью сейсмостанций КФ ФИЦ ЕГС РАН, авторами представлено строение земной коры и верхней мантии до глубины 70 – 80 км.

По построенному для профиля вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса скоростному разрезу можно сделать следующие выводы: обнаруживается слоистая структура коры и ~ 40 км подкоревой мантии. Выявленную авторами структуру приближенно можно назвать слоисто-блоковой. В пределах земной коры выделяются три структурных слоя: контрастная граница на глубине 5 – 7 км со скачком скорости поперечных волн от 2.8 до 3.2 км/с; однородный слой на глубине 10 – 25 км, в котором скорость V_s плавно возрастает от 3.5 до 3.7 км/с; переходная коромантийная зона на глубине 28 – 36 км с $V_s=3.8$ – 3.9 км/с. Верхние слои мантии выявляются как низкоскоростные ($V_s=4$ км/с) относительно глобальной модели IASP91. В районе Авачинской бухты на скоростном разрезе наблюдается сложное строение коры, на глубинах до 25 км обнаруживаются скоростные аномалии, что, скорее всего, яв-

ляется отражением Петропавловск-Малкинской зоны поперечных дислокаций – условной границы между структурами Южной и Центральной Камчатки.

Применение метода функции приемника для интерпретации объемных волн далеких землетрясений расширяет комплекс геофизических способов, открывая дополнительные возможности детализации глубинного строения. Полученные результаты показывают актуальность создания плотных и крупномасштабных сетей широкополосных сейсмических станций, позволяющих исследовать глубинную структуру, не нарушая экологии.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Д.В. Чеброву за предоставленные данные сейсмических станций сети Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН.

9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

10. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Ammon C.J., Randall G.E., Zandt G., 1990. On the Non-uniqueness of Receiver Function Inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95 (B10), 15303–15318. <https://doi.org/10.1029/JB095iB10p15303>.

Baboshina V.A., Tereshchenkov A.A., Kharakhinov V.V., 1984. Deep Structure of the Sea of Okhotsk Region from the Geophysical Data. In: *Geology and Exploration of Marine Oil and Gas Fields. Overview Information. Iss. 3. VNIIEgasprom, Moscow*, p. 15–36 (in Russian) [Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Глубинное строение Охотоморского региона по геофизическим данным // Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений. Обзорная информация. М.: ВНИИЭгазпром, 1984. Вып. 3. С. 15–36].

Birch F., 1964. Density and Composition of Mantle and Core. *Journal of Geophysical Research* 69 (20), 4377–4388. <https://doi.org/10.1029/jz069i020p04377>.

Chebrov V.N., Levina V.I., Lander A.V., Chebrova A.Yu., Senyukov S.L., Droznin D.V., Droznina S.Ya., 2016. Regional Catalog of Earthquakes in Kamchatka and Commander Islands in 1962–2010: Cataloging Technology and Methods. *Earthquakes of the Northern Eurasia* 19 (2010), 396–406 (in Russian) [Чебров В.Н., Левина В.И., Ландер А.В., Чеброва А.Ю., Сеньюков С.Л., Дрознин Д.В., Дрознина С.Я.

Региональный каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов 1962–2010 гг.: технология и методика создания // Землетрясения Северной Евразии. 2016. № 19 (2010). С. 396–406].

Droznina S.Ya., Shapiro N.M., Droznin D.V., Senyukov S.L., Chebrov V.N., Gordeev E.I., 2017. S-Wave Velocity Model for Several Regions of the Kamchatka Peninsula from the Cross Correlations of Ambient Seismic Noise. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 53, 341–352. <https://doi.org/10.1134/S1069351317030028>.

Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H., 1981. Determination of Earthquake Source Parameters from Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (B4), 2825–2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>.

Egorushkin I.I., Koulov I.Yu., Shapiro N.M., Gordeev E.I., Yakovlev A.V., Abkadyrov I.F., 2021. Structure of the Upper Crust Beneath the Klyuchevskoy Group of Volcanoes Revealed from Ambient Noise Tomography. *Russian Geology and Geophysics* 62 (1), 68–82. <https://doi.org/10.2113/RGG20204238>.

Ekström G., Nettles M., Dziewoński A.M., 2012. The Global CMT Project 2004–2010: Centroid-Moment Tensors for 13017 Earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 200–201, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>.

Erlikh E.N., 1973. Recent Structure and Quaternary Volcanism of the Western Part of the Pacific Ring. *Nauka, Novosibirsk*, 244 p. (in Russian) [Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.].

Geology of the USSR, 1964. Kamchatka, Kuril and Commander Islands, Geological Description. Vol. XXXI. Nedra, Moscow, 733 p. (in Russian) [Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. Т. XXXI. 733 с.].

Gontovaya L.I., Gordienko V.V., Popruzhenko S.V., Nizkous I.V., 2007. A Depth Model for the Upper Mantle of Kamchatka. *Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences* 1 (9), 90–104 (in Russian) [Гонтова Л.И., Гордиенко В.В., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Глубинная модель верхней мантии Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1 (9). С. 90–104].

Gontovaya L.I., Levina V.I., Sanina I.A., Senyukov S.L., Stepanova M.Yu., 2003. Velocity Inhomogeneities of the Lithosphere Beneath Kamchatka. *Journal of Volcanology and Seismology* 4, 56–64 (in Russian) [Гонтова Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сеньюков С.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 56–64].

Gontovaya L.I., Popruzhenko S.V., Nizkous I.V., 2010. Upper Mantle Structure in the Ocean-Continent Transition Zone: Kamchatka. *Journal of Volcanology and Seismology* 4, 232–247. <https://doi.org/10.1134/S0742046310040020>.

Gorbatov A., Dominguez J., Suarez G., Kostoglodov V., Zhao D., Gordeev E., 1999. Tomographic Imaging of the P-

Wave Velocity Structure Beneath the Kamchatka Peninsula. *Geophysical Journal International* 137 (2), 269–279. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.t01-1-00801.x>.

Green R.G., Sens-Schönfelder Ch., Shapiro N., Koulov I., Tilmann F., Dreiling J., Luehr B., Jakovlev A., Abkadyrov I., Droznin D., Gordeev E., 2020. Magmatic and Sedimentary Structure Beneath the Klyuchevskoy Volcanic Group, Kamchatka, from Ambient Noise Tomography. *JGR Solid Earth* 125 (3), e2019JB018900. <https://doi.org/10.1029/2019JB018900>.

Haskell N.A., 1962. Crustal Reflection of Plane P and SV Waves. *Journal of Geophysical Research* 67 (12), 4751–4767. <https://doi.org/10.1029/JZ067i012p04751>.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R., 1991. Traveltimes for Global Earthquake Location and Phase Identification. *Geophysical Journal International* 105 (2), 429–465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1991.tb06724.x>.

Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V., 1995. Receiver Functions at the Stations of the German Regional Seismic Network (GRSN). *Geophysical Journal International* 121 (1), 191–202. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb03520.x>.

Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W., 1993. Receiver Functions for the Tien Shan Analog Broadband Network: Contrast in the Evolution of Structures Across the Talasso-Fergana Fault. *Journal of Geophysical Research* 98 (B3), 4437–4448. <https://doi.org/10.1029/92JB02651>.

Koulov I., Shapiro N.M., Sens-Shoenfelder Ch., Luehr B.G., Gordeev E.I., Jakovlev A., Abkadyrov I., Chebrov D.V. et al., 2020. Mantle and Crustal Sources of Magmatic Activity of Klyuchevskoy and Surrounding Volcanoes in Kamchatka Inferred from Earthquake Tomography. *JGR Solid Earth* 125 (10), e2020JB020097. <https://doi.org/10.1029/2020JB020097>.

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

Kozhurin A.I., Ponomareva V.V., Pinegina T.K., 2008. Active Fault Tectonics of the Southern Central Kamchatka. *Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences* 12 (2), 10–27 (in Russian) [Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12. № 2. С. 10–27].

Kuzin I.P., 1974. Focal Zone and Structure of the Upper Mantle in the Area of East Kamchatka. *Nauka, Moscow*, 132 p. (in Russian) [Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.].

Lee D.T., Schachter B.J., 1980. Two Algorithms for Constructing a Delaunay Triangulation. *International Journal of Computer & Information Sciences* 9, 219–242. <https://doi.org/10.1007/BF00977785>.

Levin V., Park J., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A., 2002. Crust and Upper Mantle of Kamchatka

from Teleseismic Receiver Functions. *Tectonophysics* 358 (1–4), 233–265. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00426-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00426-2).

Mordvinova V.V., Artemyev A.A., 2010. The Three-Dimensional Shear Velocity Structure of Lithosphere in the Southern Baikal Rift System and Its Surroundings. *Russian Geology and Geophysics* 51 (6), 694–707. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.05.010>.

Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T., Deverchere J., Ulziibat M., Sankov V.A., Artem'ev A.A., Perrot J., 2007. Velocity Structure of the Lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal Transect from SV Waves. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 43, 119–129. <https://doi.org/10.1134/S1069351307020036>.

Moroz Yu.F., 1976. The Results of Geoelectrical Survey of East Kamchatka Using TC, MTS and VES Methods. *Russian Geology and Geophysics* 17 (10), 140–144 (in Russian) [Мороз Ю.Ф. Результаты исследований Восточной Камчатки комплексом методов электроразведки ТТ, МТЗ, ВЭЗ // Геология и геофизика. 1976. Т. 17. № 10. С. 140–144].

Moroz Yu.F., Gontovaya L.I., 2018. Deep Structure of South Kamchatka According to Geophysical Data. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (4), 1147–1161 (in Russian) [Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. О глубинном строении Южной Камчатки по геофизическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1147–1161]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0387>.

Nizkous I., Kissling E., Sanina I., Gontovaya L., Levina V., 2007. Correlation of Kamchatka Lithosphere Velocity Anomalies with Subduction Processes. In: J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara, J. Lees (Eds), *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. AGU Geophysical Monograph Series. Vol. 172, p. 97–106. <https://doi.org/10.1029/172GM09>.

Nizkous I.V., Sanina I.A., Kissling E., Gontovaya L.I., 2006. Velocity Properties of the Lithosphere in the Ocean–Continent Transition Zone in the Kamchatka Region from Seismic Tomography Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42, 286–296. <https://doi.org/10.1134/S1069351306040033>.

Nurmukhamedov A.G., Nedyadko V.V., Rakitov V.A., Lipatyev M.S., 2016. The Lithosphere Boundaries in Kamchatka Based on Data on the Earthquake Converted-Wave Method (ECWM). *Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center"*. *Earth Sciences* 29 (1), 35–52 (in Russian) [Нурмухамедов А.Г., Недядько В.В., Ракитов В.А., Липатьев М.С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. 29. С. 35–52].

Reznichenko R.A., Goev A.G., Aleshin I.M., Tarasov S.A., Gontovaya L.I., Chebrov D.V., 2023. Deep Velocity Sections of the Avachinskaya Bay Area of the Kamchatka Peninsula Obtained by the Receiver Function Method. *Geophysical Research* 24 (2), 25–38 (in Russian) [Резниченко Р.А.,

Гоев А.Г., Алёшин И.М., Тарасов С.А., Гонтовая Л.И., Чебров Д.В. Глубинные скоростные разрезы района Авачинской бухты полуострова Камчатка, полученные методом функций приемника // Геофизические исследования. 2023. Т. 24. № 2. С. 25–38]. <https://doi.org/10.21455/gr2023.2-2>.

Shapiro N.M., Gorbatov A.V., Gordeev E., Dominguez J., 2000. Average Shear-Wave Velocity Structure of the Kamchatka Peninsula from the Dispersion of Surface Waves. *Earth, Planets and Space* 52, 573–577. <https://doi.org/10.1186/BF03351665>.

Shapiro N.M., Sens-Schönfelder C., Lühr B.G., Weber M., Abkadyrov I., Gordeev E.I., Koulakov I., Jakovlev A., Kugaenko Y.A., Saltykov V.A., 2017. Understanding Kamchatka's Extraordinary Volcano Cluster. *EOS* 98 (7), 12–17. <https://doi.org/10.1029/2017E0071351>.

Sidorov M.D., Razumny A.V., Isaeva E.P., 2020. Crustal Model and Tectonic Zoning of the Continent–Ocean Transition Zone in the Chukchi–Koryak–Kamchatka Sector of the Pacific Fold Belt. *Regional Geology and Metallogeny* 82, 69–82 (in Russian) [Сидоров М.Д., Разумный А.В., Исаева Е.П. Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент – океан Чукотско–Корякско–Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // Региональная геология и металлогения. 2020. № 82. С. 69–82].

Stammler K., 1993. Seismichandler – Programmable Multichannel Data Handler for Interactive and Automating Processing of Seismological Analyses. *Computers & Geosciences* 19 (2), 135–140. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90110-Q](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90110-Q).

Tikhonov A.N., Arsenin V.Yu., 1979. *Methods for Solving Incorrectly Posed Problems*. Nauka, Moscow, 285 p. (in Russian) [Тихонов А.Н., Арсенин В.Ю. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 285 с.].

Vinnik L.P., 1977. Detection of Waves Converted from P to S in the Mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 15 (1), 39–45. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90008-5).

Vinnik L.P., Reigber Ch., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W., 2004. Receiver Function Tomography of the Central Tien Shan. *Earth and Planetary Science Letters* 225 (1–2), 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>.

Zhao D., Pirajno F., Dobretsov N.L., Liu L., 2010. Mantle Structure and Dynamics Under East Russia and Adjacent Regions. *Russian Geology and Geophysics* 51 (9), 925–938. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.08.003>.

Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S., 2002. Low Seismic Velocity Layers in the Earth's Crust Beneath Eastern (Russia) and Central Mongolia: Receiver Function Data and Their Possible Geological Implication. *Tectonophysics* 359 (3–4), 307–327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00531-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00531-0).