

СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ПО ДАННЫМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ

И.И. Егорушкин¹, И.Ю. Кулаков^{1,2,3}, Н.М. Шапиро^{4,5}, Е.И. Гордеев³,
А.В. Яковлев^{1,2}, И.Ф. Абкадыров³

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, бульвар Пушкина, 9, Россия

⁴Institut des Sciences de la Terre (ISTERRE), UMR CNRS 5375, Université Grenoble-Alpes, Grenoble, France

⁵Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Россия

Ключевская группа вулканов (КГВ), расположенная в центральной части Камчатки, является уникальной по разнообразию и интенсивности вулканических проявлений. Особенности эруптивной деятельности КГВ определяются сложной системой магматических источников в коре и мантии. Если структура глубинных аномалий устанавливается достаточно надежно с помощью методов томографии на базе объемных волн, то строение верхних нескольких километров коры можно определить только с помощью шумовой томографии. В статье приводятся результаты обработки данных по сети KISS, которая включала в себя более 100 сейсмических станций, установленных в 2015—2016 гг. на территории КГВ и ее окрестностях. Непрерывные записи сейсмического шума по парам станций были использованы для выявления поверхностных волн Рэлея и построения для них дисперсионных кривых. Эти данные применяли для реализации шумовой томографии, которая состояла из двух этапов: 1) построения карт групповых скоростей для разных частот и 2) реализации инверсии для получения трехмерной модели скорости поперечных волн до глубины около 8 км. Полученные модели позволили выявить особенности строения отдельных вулканических систем КГВ. Под крупными базальтовыми постройками Ушковского и Толбачинского вулканов на малых глубинах наблюдаются высокие скорости. На больших глубинах структура под Ушковским остается высокоскоростной, а под Толбачиком — низкоскоростной, что демонстрирует отличие между застывшей и активной магматической системой. В районе вулканов Ключевской, Камень и Безымянный наблюдается сложная форма скоростных аномалий, варьирующих как по латерали, так и по глубине. Сечения с абсолютными скоростями выявили, что эта группа вулканов представляет собой относительно низкоскоростные тела, расположенные на горизонтальном высокоскоростном фундаменте. Под влк. Безымянный на глубине 6 км обнаружена низкоскоростная аномалия, связанная с малоглубинным магматическим очагом. Яркая низкоскоростная аномалия наблюдается под влк. Удина. Она интерпретируется как изображение магматического очага, который привел к сейсмической активизации, начавшейся в декабре 2017 г. и продолжающейся по сегодняшний день.

Вулканология, сейсмология, сеть KISS, верхняя кора, магматический очаг, шумовая томография, поверхностные волны, скоростные аномалии, Ключевская группа вулканов, Камчатка

STRUCTURE OF THE UPPER CRUST BENEATH THE KLYUCHEVSKOY GROUP OF VOLCANOES REVEALED FROM AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY

I.I. Egorushkin, I.Yu. Koulakov, N.M. Shapiro, E.I. Gordeev, A.V. Yakovlev, I.F. Abkadyrov

The Klyuchevskoy group of volcanoes (KGV) located in the central part of Kamchatka is a unique complex that demonstrates exceptional variety and intensity of volcanic manifestations. These features of the eruptive activity of the KGV are determined by a complex system of magmatic sources in the crust and mantle. While the structure of deep anomalies is quite reliably determined by tomography technique based on body waves, the structure of the upper crust can only be determined using ambient noise tomography. We present the results of processing data from the KISS temporary network. This network consisted of more than 100 seismic stations that were installed from 2015 to 2016 over a large area covering the Klyuchevskoy group of volcanoes and its surroundings. To retrieve Rayleigh surface waves, cross-correlation of continuous seismic noise records from pairs of stations was used. We obtained the dispersion curves of the group velocities of these Rayleigh surface waves using frequency–time analysis (FTAN) of the calculated correlograms. These curves served as input data for performing ambient noise tomography. Tomography was performed in two stages: (1) computation of two-dimensional group velocity maps for different frequencies and (2) calculation of a three-dimensional model of the shear wave velocity to a depth of about 8 km based on the inversion of local dispersion curves obtained

from these maps. The resulting models revealed the structural features of individual volcanic systems of the KGV. High velocities were observed at shallow depths beneath the large basaltic edifices of the Ushkovsky and Tolbachik volcanoes. At greater depths, while the velocity structure beneath Ushkovsky remained unchanged, we detected low velocities beneath Tolbachik. This fact illustrates the difference between dormant and active magmatic systems. Velocity anomalies of a complex shape are observed beneath the Klyuchevskoy, Kamen, and Bezymianny volcanoes, varying both laterally and with depth. Absolute velocities in vertical sections show that the edifices of these volcanoes are relatively low-velocity bodies located on a horizontal high-velocity basement. A low-velocity anomaly was discovered under the Bezymianny Volcano at a depth of 6 km, which is presumably associated with a shallow magma reservoir. An intense low-velocity anomaly was found beneath the Udina Volcano. It was interpreted as an image of a magma reservoir experiencing strong seismic unrest that began in December 2017 and continues to this day.

Volcanology, seismology, KISS network, upper crust, magma reservoir, ambient noise tomography, surface wave, velocity anomaly, Klyuchevskoy group of volcanoes, Kamchatka

ВВЕДЕНИЕ

Ключевская группа вулканов (КГВ) расположена на п-ове Камчатка и имеет площадь порядка 50×80 км². К Ключевской группе относят тринадцать крупных вулканических построек, а также множество моногенных конусов и других вулканогенных структур. Вследствие разнообразия продуктов извержений, размеров вулканов и интенсивности эруптивной активности КГВ считается уникальным вулканическим комплексом, не имеющим аналогов в мире [Лаверов и др., 2005; Пономарева и др., 2008; Федотов и др., 2010]. Так, три вулкана группы — Ключевской, Безымянный и Толбачик (включающий Острый и Плоский Толбачик, а также Толбачинский Дол) — входят в число наиболее активных вулканов планеты и имеют принципиально разные механизмы извержений и составы изверженных пород.

Для изучения причин такого разнообразия и интенсивности протекающих в вулканах Ключевской группы процессов было выполнено множество различных геолого-геофизических исследований. Обобщив существующий петрологический материал, Н.Л. Добрецов с соавторами [2012] показали, что особенности вулканизма Ключевской группы определяются наличием системы многоуровневых магматических источников в коре и мантии над погружающимся Тихоокеанским слэбом.

При определении строения глубинных источников магматической активности особую роль играют многомасштабные сейсмологические исследования, которые достаточно активно проводятся в настоящем регионе. Ключевская группа относительно регулярно покрыта постоянной сетью телеметрических сейсмических станций Камчатского филиала Федерального исследовательского центра единой геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН), их количество в некоторые годы доходило до 25 [Чебров и др., 2013]. С помощью этой сети на протяжении последних десятилетий выполняются непрерывные наблюдения за сейсмичностью в коре и мантии. Кроме этого, в последние годы в районе Ключевской группы установлено несколько временных сейсмических сетей, которые позволили более детально исследовать отдельные вулканические структуры. Записи с постоянных и временных сетей, а также глобальные каталоги сейсмических данных использовались в ряде исследований для построения моделей строения коры и мантии под Ключевской группой.

Форма и структура погружающейся Тихоокеанской плиты были изучены при помощи региональных версий алгоритма сейсмической томографии с использованием глобальных каталогов сейсмологических данных [Gorbatov et al., 2001; Jiang et al., 2009; Кулаков и др., 2011] и на основе алгоритмов шумовой томографии [Levin et al., 2002, 2005]. Структура мантийного клина исследовалась при помощи данных КФ ФИЦ ЕГС РАН по региональной сейсмичности в работах [Gorbatov et al., 1999; Низкоус и др., 2006; Кулаков и др., 2016]. И.Ю. Кулаков с соавторами [2016] обнаружили вертикальную низкоскоростную аномалию под влк. Кизимен, соединяющую его с погружающимся слэбом. Также авторы указанной статьи выявили под Ключевской группой вулканов серию наклонных скоростных аномалий и предположили, что именно эти аномалии определяют многообразие магматических проявлений в данном районе.

Данные постоянных станций КФ ФИЦ ЕГС РАН применялись во множестве исследований, посвященных изучению структуры коры под вулканами Ключевской группы [Славина и др., 2001; Хубуная и др., 2007; Lees et al., 2007; Koulov et al., 2011, 2013; Дрознина и др., 2017]. В этих работах была выявлена крупная аномалия с высоким значением отношения v_p/v_s на подошве коры непосредственно под Ключевским вулканом, которая совпадает с постоянно действующим кластером длиннопериодной сейсмичности на глубинах 25—30 км [Shapiro et al., 2017a]. И.Ю. Кулаков с коллегами [Koulov et al., 2013] выполнили повторные построения томографических моделей за несколько лет наблюдения, и данная аномалия оставалась практически неизменной во времени. В средней и верхней коре также наблюдались аномалии с высоким отношением v_p/v_s , отвечающие промежуточной и малоглубинной магматическим камерам, свойства которых существенно менялись во времени синхронно с протекающей

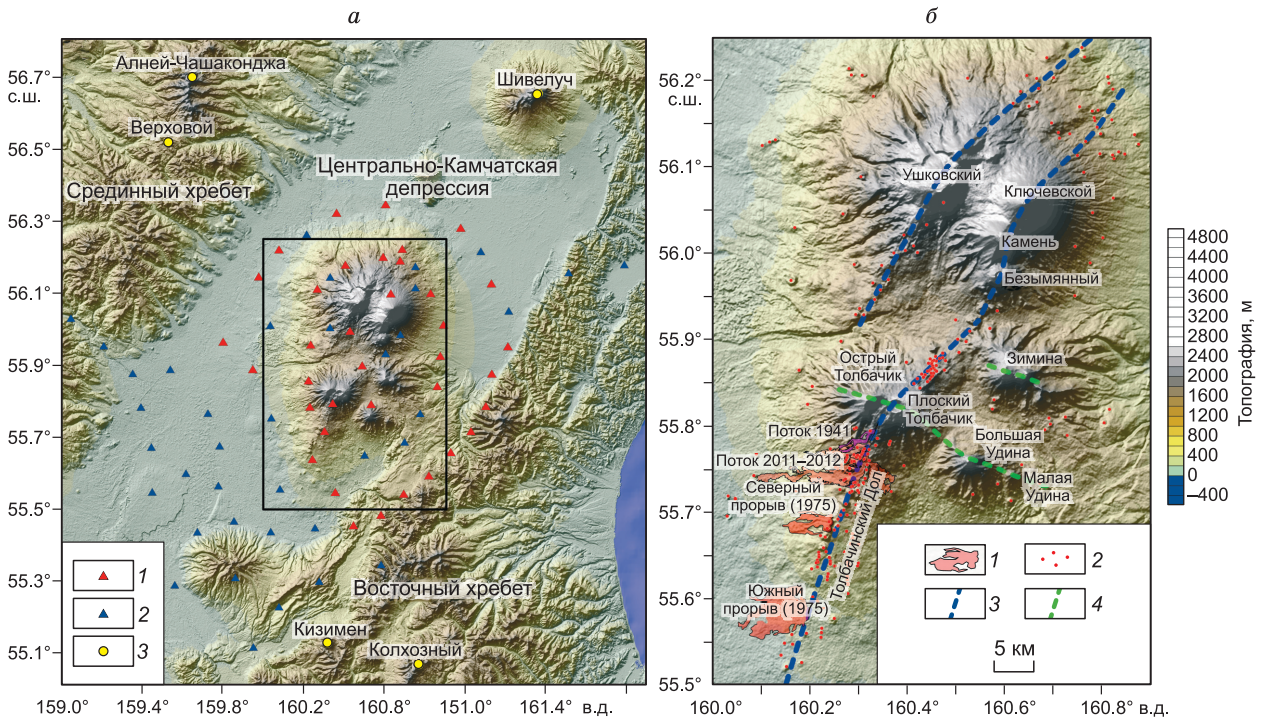


Рис. 1. Распределение станций сети KISS (а), важнейшие геологические структуры, сопряженные с Ключевской группой вулканов (б).

а: станции, которые использовались (1) и не использовались (2) в данной работе; 3 — вулканы, не входящие в КГВ. Черным прямоугольником выделена область, отвечающая (часть б) и содержащая Ключевскую группу вулканов. б: 1 — недавние потоки лавы с Толбачика, 2 — моногенные вулканы [Чурикова и др., 2017; Koulakov et al., 2017]; 3 — основные зоны разломов, которые могут быть связаны с питающими системами главных вулканов КГВ [Ермаков и др., 1973; Мелекесцев и др., 1991; Ivanov et al., 2016]; 4 — тектонические структуры, связанные с образованием Толбачика, Удины и Зимины [Koulakov et al., 2017].

эруптивной активностью Ключевского и Безымянного вулканов. Такие быстрые изменения сейсмических свойств связывались авторами с миграцией флюидов, способных кардинальным образом изменить степень плавления в магматическом резервуаре.

Непрерывные сейсмические записи ряда постоянных станций КФ ФИЦ ЕГС РАН были использованы Н.П. Шапиро с соавторами [2017] для изучения изменений питающей системы влк. Толбачик, происходящих на протяжении его трещинного извержения 2012—2013 гг. Авторы выделили из сейсмограмм данные о вулканическом дрожании, связанном непосредственно с извержением Толбачика. Выполнив анализ этой информации, [Шапиро и др., 2017] выявили периоды относительно стабильного поведения питающей системы, а также моменты, когда ее свойства быстро менялись.

Станции КФ ФИЦ ЕГС РАН, прежде всего, нацелены на мониторинг Ключевского и Безымянного вулканов. Они относительно плотно покрывают эти вулканы с разных сторон, что позволило получить достаточно детальные и достоверные томографические модели, упомянутые выше. Вместе с тем для других вулканов группы покрытие постоянными станциями не столь удачное. В связи с этим был организован ряд кампаний по установке временных сетей в отдельных частях Ключевской группы. Так, в районе толбачинского вулканического комплекса в 2014—2015 гг. функционировала сеть из 24 временных станций, данные с которой позволили существенно уточнить структуру коры под Толбачиком и всей Ключевской группой [Koulakov et al., 2017]. В частности, в этой работе были обнаружены следы нескольких подводных каналов под Плоским Толбачиком и Толбачинским Долгом, которые доказали, что извержения там питаются из различных глубинных источников. Следует также упомянуть временную сеть из четырех станций, действовавшую в районе влк. Удина на протяжении двух месяцев. Благодаря данным, полученным с этой сети, удалось показать наличие активного магматического источника под ранее считавшейся полностью потухшей Удиной [Koulakov et al., 2019].

В 2015—2016 гг. при проведении международного эксперимента KISS в районе Ключевской группы вулканов была развернута масштабная сеть сейсмических станций [Shapiro et al., 2017b] (рис. 1, а). Вместе с 17 постоянными станциями КФ ФИЦ ЕГС РАН объединенная сеть включала в себя

более сотни одновременно работающих станций. Относительно равномерное расположение станций этой сети делает эффективным использование метода шумовой томографии [Shapiro et al., 2005; Bensen et al., 2007; Gouédard et al., 2008] для изучения структуры верхней коры. Это представляется особенно важным, принимая во внимание, что методики, основанные на объемных волнах [Koulakov et al., 2011, 2017], не могут обеспечить достаточного перекрытия лучей в верхней части коры (до глубин 3—5 км), вследствие чего получить там хорошее разрешение невозможно. Модели, рассчитанные на базе использования данных по поверхностным волнам, в этом смысле успешно дополняют результаты, полученные на основе объемных волн.

Первая сейсмическая модель на основе данных сети KISS описана в работе [Green et al., 2020]. Для ее построения авторы применили алгоритм шумовой томографии, основанный на методе Монте-Карло. Этот метод позволяет перебирать конфигурации нерегулярной сетки и скорости в ней в большом количестве моделей, из которых в конечном итоге выбирается та, что обеспечивает наилучшее совпадение с данными. В этом случае, как утверждают авторы, рассчитанная модель не зависит от стартовой скорости и поэтому обеспечивает сходимость к решению с абсолютным минимумом функционала невязок данных. Вместе с тем параметры сглаживания модели, представленной в работе [Green et al., 2020], были выбраны так, чтобы наилучшим образом выделить структуры регионального масштаба. По этой причине мы решили выполнить шумовую томографию с использованием других методик с целью получить более высокое разрешение непосредственно под Ключевской группой вулканов и извлечь более детальную информацию о ее строении. В процессе работы мы рассчитали функции кросскорреляции сейсмического шума, выделили из них поверхностные волны, построили на основе этих волн дисперсионные кривые и провели для них инверсию на основе алгоритма шумовой томографии SURF_TOMO [Koulakov et al., 2016].

Кроме этого, данные KISS послужили основой для построения новой модели скоростей *P*- и *S*-волн в коре и мантии на основе использования объемных волн от локальных землетрясений [Koulakov et al., 2020]. В верхней коре эта модель выявила явное соответствие между распределением сейсмических аномалий и основными вулканическими структурами Ключевской группы вулканов. Сравнение наших результатов с этой моделью, полученной на основе принципиально иного подхода, является важным шагом для проверки достоверности выделяемых структур.

КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ

Ключевская группа вулканов расположена в центральной части Камчатского полуострова, внутри Центрально-Камчатской депрессии (см. рис. 1, *a*), которая сформировалась в результате рифтовых процессов [Alexeiev et al., 2006; Avdeiko et al., 2007; Певзнер и др., 2017]. КГВ находится западнее Восточного вулканического пояса, представляющего собой основную вулканическую дугу, связанную с субдукцией Тихоокеанской плиты. Субдуцирующая Тихоокеанская плита погружена под КГВ на глубину около 150 км, что заметно глубже обычно наблюдаемых для вулканических дуг 100—120 км. При этом по латерали КГВ находится на расстоянии около 60 км от края указанной плиты, который четко прослеживается на результатах региональной томографии [Кулаков и др., 2011]. Наличие «окна» между Алеутским и Камчатским сегментами субдуцирующей Тихоокеанской плиты называют одной из причин аномального прогрева мантийного клина, вызвавшего особый характер вулканизма в этом районе [Yogodzinski et al., 2001]. Другой возможной причиной является субдукция симаунтов Императорского хребта, являющегося древним продолжением цепочки Гавайских вулканов, которая могла обусловить особый состав вещества и аномальное количество летучих в системе [Dorendorf et al., 2000; Portnyagin et al., 2005].

КГВ включает в себя 13 близкорасположенных друг к другу действующих, спящих и потухших вулканов. Основные вулканические постройки, входящие в Ключевскую группу, а также сопряженные с ними геологические структуры обозначены на рис. 1, *b*. Вместе с отдельно стоящим влк. Шивелуч и несколькими потухшими вулканическими постройками в Центрально-Камчатской депрессии эту область называют Северной группой вулканов. Севернее Шивелуча на Камчатке активных вулканов нет. В течение последней сотни тысяч лет вулканы КГВ извергали в среднем 1 м³ пород/с [Федотов и др., 2010]. Общий объем изверженных вулканами группы пород превосходит суммарный объем пород, изверженных всеми остальными вулканами Камчатки за последние 100 000 лет.

Главный вулкан группы, Ключевской, имеет высоту 4750 м и является наиболее активным вулканом в Евразии. Его активность проявляется в виде извержений с периодичностью 2—4 года, во время которых происходит излияние низкомagneзиальных базальтов и андезитобазальтов из вершинного кратера и высокомагнезиальных базальтов из более чем 80 побочных конусов [Хренов и др., 1991; Ozerov et al., 2007]. Интересной особенностью активности Ключевского вулкана является то, что практически постоянно непосредственно под ним на глубине около 25—30 км происходит множество достаточно сильных длиннопериодных землетрясений [Shapiro et al., 2017a]. Предполагается, что эти землетрясе-

ния маркируют положение глубинного очага, находящегося у подошвы коры, который питает текущие извержения Ключевского вулкана [Koulakov et al., 2011, 2013, 2017].

Безымянный вулкан, расположенный на расстоянии всего 10 км от Ключевского, имеет дацит-андезитовый состав [Ozerov et al., 1997]. После длительного периода молчания, в 1956 г. произошло катастрофическое взрывное извержение, наполовину разрушившее конус этого вулкана [Богоявленская и др., 1991]. С этого момента взрывные извержения влк. Безымянный начинают происходить практически ежегодно. Во время этих извержений длительностью несколько десятков минут происходит выброс в атмосферу пепла и газа на высоту до двух десятков километров [Girina, 2013]. Внутри кратера, образовавшегося после катастрофического извержения 1956 г., в течение последних десятилетий растет активный конус, размеры которого постепенно доходят до размера уничтоженной во время взрыва части вулканической постройки Безымянного [Van Manen et al., 2010].

Третий действующий вулкан группы, Толбачик, представляет собой комплекс из двух крупных вулканических построек — Плоского и Острого Толбачика высотой 3085 и 3682 м соответственно и обширной территории на юге, называемой Толбачинский Дол. Последнее на сегодняшний день трещинное извержение Плоского Толбачика случилось в 2012—2013 гг. Во время него происходило излияние больших объемов маловязких базальтовых лав, которые растекались по обширной площади на расстояния в десятки километров [Belousov et al., 2015; Волынец и др., 2017]. Аналогичные извержения в этом же районе были зарегистрированы, например, в 1939 и 1975—1976 гг. Последнее извержение примечательно обрушением кратера и тем, что оно произошло одновременно с трещинным извержением схожего размера в Толбачинском Долу [Федотов, 1984]. Имеются свидетельства, полученные с помощью геохимии [Чурикова и др., 2017] и низкочастотного микросейсмического зондирования [Кугаенко и др., 2017], что извержения различных сегментов Толбачинского Дола (Южный и Северный прорывы) и Плоского Толбачика питаются из различных источников. Эта гипотеза также подтверждается результатами томографии [Koulakov et al., 2017]. Одним из источников магмы толбачинских извержений называют глубинную магматическую камеру под Ключевским вулканом, другим — зону Толуд на юго-востоке от Плоского Толбачика, где регистрируется значительное количество землетрясений в нижней и средней коре [Салтыков и др., 2018].

Предположительно эти три вулкана, а также многочисленные моногенные конусы [Чурикова и др., 2017] связаны с одним линейamentом, проходящим через всю КГВ и отвечающим зоне разлома, которая полностью скрыта современными вулканическими отложениями (см. рис. 1, б). В своем исследовании вулканов Безымянный и Ключевский авторы публикации [Ivanov et al., 2016] обнаружили чередующиеся структуры в верхней коре, соответствующие противоположным сторонам данного линейамента, и предположили, что эти структуры могут указывать на боковое смещение вдоль линейамента, что свидетельствует о существовании здесь сдвигового разлома. Ранее тот же линейament был опознан в работах [Ермаков, Важеевская, 1973; Мелекесцев и др., 1991], однако тогда он был интерпретирован как структура, связанная с рифтом.

Вдали от этого линейамента, к западу от Ключевской сопки, находится гигантский вулканический массив, состоящий из сросшихся вулканов Ушковский (высота 3943 м) и Крестовский (высота 4108 м). К юго-западу и северо-востоку от данного массива расположены шлаковые конусы, маркирующие другой линейament (см. рис. 1, б). Эта структура, которая представляется практически параллельной линейamentу Толбачик—Безымянный—Ключевской, была выявлена в работах [Ермаков, Важеевская, 1973; Мелекесцев и др., 1991]. Вулканический массив Ушковский—Крестовский образовался 50—60 тыс. л. н. и на начальной стадии представлял собой крупный щитовой базальтовый вулкан [Флеров, Овсянников, 1991; Флеров и др., 2017]. В настоящее время влк. Крестовский представляется полностью потухшим, а Ушковский проявляет небольшую фумарольную и сейсмическую активность и рассматривается как спящий [Овсянников и др., 1985].

В юго-восточной части КГВ располагается вулканический комплекс Удина, состоящий из двух крупных построек, известных как Большая и Малая Удина, а также ряда моногенных конусов. В работе [Koulakov et al., 2017] идентифицирован линейament, связывающий эти структуры и вулканы Острый и Плоский Толбачик (см. рис. 1, б). До 2017 г. данный вулканический комплекс считался полностью потухшим. Однако начиная с декабря 2017 г. в его районе стали регистрировать постепенно нарастающую сейсмическую активность [Салтыков и др., 2018; Кугаенко и др., 2021]. Благодаря своевременной установке на Удине четырех сейсмических станций, были определены точные положения гипоцентров более 300 событий, а также построена модель распределения скоростей сейсмических волн под этим комплексом [Koulakov et al., 2019]. Эти результаты указали на признаки активизации магматической камеры под Большой Удиной на глубине около 6 км.

Помимо линейамента Удина—Толбачик, в статье [Koulakov et al., 2017] был выявлен линейament в массиве Зимины — комплексе, который состоит из нескольких сросшихся вулканических построек, в настоящее время не проявляющих какой-либо активности. Авторы предполагают, что все эти вулканы

связаны с двумя скрытыми разломами, ориентированными на северо-запад и обозначенными зелеными штриховыми линиями на рис. 1, б. Эти разломы практически ортогональны линии, соединяющей основные активные вулканы КГВ (синяя штриховая линия (см. рис. 1, б)). Вероятно, ориентированные на северо-запад структуры связаны с Кроноцко-Тигильской разломной зоной, которая была активна с мелового периода [Koulakov et al., 2017].

ДАННЫЕ, АЛГОРИТМ И РЕЗУЛЬТАТЫ

В рамках эксперимента KISS, выполненного международным объединением исследователей из России, Франции и Германии [Shapiro et al., 2017b], в период с августа 2015 г. по июль 2016 г. на площади 120×70 км, включающей в себя Ключевскую группу вулканов с окружающей ее частью Центрально-Камчатской депрессии и доходящей до влк. Кизимен на юге, были развернуты 83 сейсмические станции. Данная временная сеть устанавливалась с учетом расположения 17 перманентных станций КФ ФИЦ ЕГС РАН. Таким образом, всего в рамках объединенной сейсмической сети, состоящей из постоянных станций КФ ФИЦ ЕГС РАН и временных станций KISS, одновременно вели запись 100 приборов. В нашем исследовании, поскольку основной интерес представляли вулканические структуры, мы ограничились только станциями, расположенными на территории КГВ (см. рис. 1, а). Всего в данной работе были использованы записи 37 станций, что теоретически дает 666 пар приемников, соответствующих лучам в шумовой томографии. Однако после отбора кондиционных данных количество лучей, выбранных для томографии, было существенно меньше (таблица).

При обработке данных мы использовали обычный набор процедур, применяемых другими авторами для выполнения шумовой томографии [Shapiro et al., 2005; 2007; Campillo et al., 2011]. Прежде всего, данные с каждой станции были скорректированы с помощью соответствующего ей файла отклика (response file). Эта процедура позволяет привести станции с различными свойствами к одинаковому отклику на одно и то же событие. Записи на станциях производились с частотой 50 или 100 изм./с. В нашем случае частота дискретизации всех этих записей была понижена до 10 Гц (downsampling). Далее данные были подвергнуты процедурам однобитной нормализации (one-bit normalization) и спектрального отбеливания (spectral whitening). Однобитная нормализация позволяет уменьшить влияние землетрясений, инструментальных ошибок и нестационарных источников шума вблизи станций на результат кросскорреляции данных. Она подразумевает замену всех положительных амплитуд в сигнале на +1, а всех отрицательных на -1, таким образом оставляя информацию только о фазе. Спектральное отбеливание дает возможность устранить некоторые доминирующие частоты и усилить части спектра, которые в исходной записи имеют низкую амплитуду, но являются важными для дальнейшего анализа.

После проведения описанных процедур были произведены кросскорреляции сигналов всех возможных пар приемников. В идеальном случае рассчитанная в результате кросскорреляции записей с двух станций коррелограмма соответствует функции Грина или сейсмическому сигналу, генерируемому одной из этих станций в качестве виртуального источника и регистрируемого другой [Gouédard et al., 2008]. Для реального сейсмического шума полной сходимости кросскорреляций к функции Грина достичь не удастся, но есть возможность восстановить поверхностные волны, которые можно использовать для дальнейшей томографической инверсии [Shapiro, 2019]. В рамках настоящего исследования мы выполнили кросскорреляции пар записей только вертикальных колебаний приемников (Z-канала), благодаря которым была выявлена информация о поверхностных волнах Рэля. Кросскорреляции производились для участков сейсмограмм продолжительностью 24 ч., после чего полученные коррелограммы суммировались за все время одновременной работы соответствующих пар станций. Итоговые суммарные коррелограммы для всех пар используемых в работе станций приведены на рис. 2.

Для всех полученных суммарных коррелограмм было осуществлено осреднение положительной и отрицательной частей, которые соответствуют волнам, идущим от одной станции к другой и обратно.

После этого с помощью программного обеспечения GUI_FTA_v2p1 [Mordret, Landès, 2013] был проведен частотно-временной анализ (Frequency-time analysis, FTAN) [Levshin et al., 1989; Ritzwoller, Levshin, 1998] и выполнено построение дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэля (рис. 3).

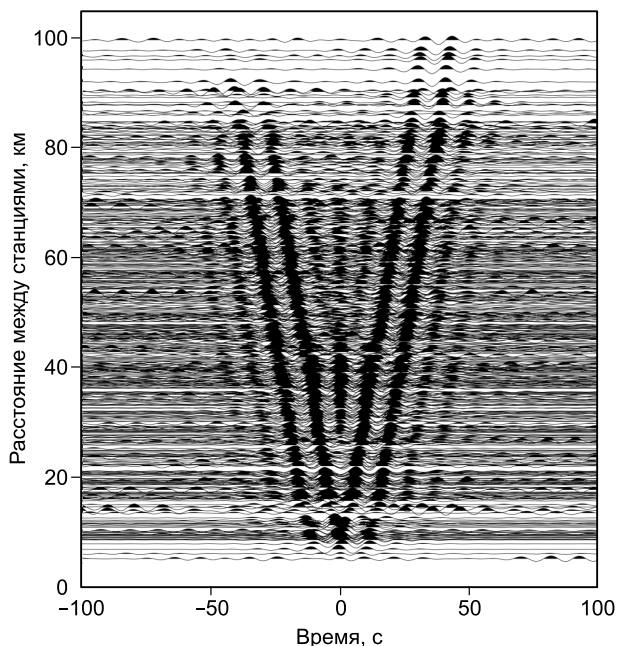
Частотно-временной анализ в ПО GUI_FTA_v2p1 производится на основе задаваемых пользователем значений таких параметров, как минимальная и максимальная групповые скорости, минимальное отношение сигнала к шуму,

Количество лучей и средняя групповая скорость для каждого из используемых периодов

Период, с	Количество лучей	Средняя групповая скорость, км/с
2	528	1.54
3	624	1.6
4	640	1.65
5	578	1.74
6	411	1.85
7	201	2.06

Рис. 2. Функции кросскорреляции сейсмического шума всех возможных комбинаций пар станций в зависимости от расстояния между станциями в паре.

Сигнал пропущен через полосовой фильтр 0.05—0.10 Гц.



максимальная частота, средняя групповая скорость, минимальная длина волны, минимальное и максимальное половинное стандартное отклонение гауссовых окон, используемых для фильтрации сигнала. Его результат визуализируется при помощи двух диаграмм, отличающихся разными способами нормализации амплитуды. На левых диаграммах нормализация амплитуды производится по ее максимальному значению независимо для каждого периода, и это позволяет пользователю оценить непрерывность потенциальной дисперсионной кривой. На правых нормализация делается по максимальному значению амплитуды для всей диаграммы. Данное представление позволяет оценить реальное распределение амплитуд и надежность потенциальной дисперсионной кривой. Черными точками на обеих диаграммах обозначаются различные локальные максимумы. Пикирование дисперсионных кривых в GUI_FTA_v2p1 производится в полуавтоматическом режиме. Пользователь вручную выбирает новый локальный максимум, после программа на основании критерия непрерывности пикирует ближайшую к нему дисперсионную кривую. Во избежание снятия ненадежных данных, пользователь может задать минимальную амплитуду пикирования точек. На рисунке 3 *а, б* приведены примеры амплитудных FTAN-диаграмм для кросскорреляций записей станций SV1-SV6 и SV6-SV9 соответственно. После совместного анализа левых и правых диаграмм были выбраны дисперсионные кривые, обозначенные черными точками с белым контуром.

Подавляющее большинство дисперсионных кривых удалось выделить на диапазоне периодов 2—7 с. Именно для этого диапазона периодов нами производилась томографическая инверсия в алго-

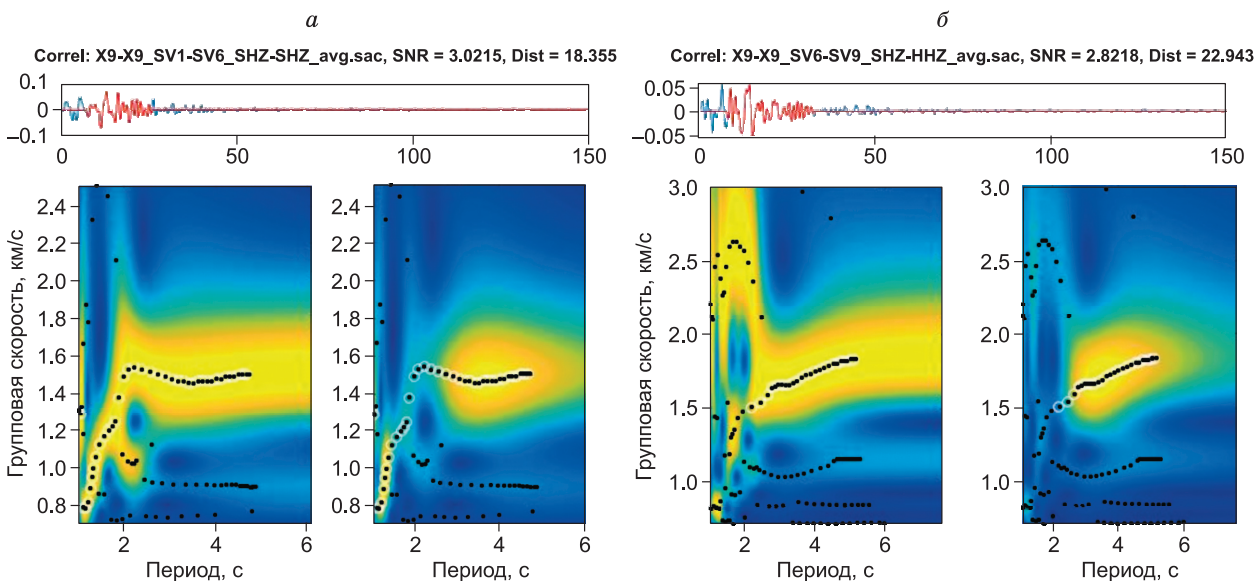


Рис. 3. Амплитудные FTAN-диаграммы для кросскорреляций записей станций SV1-SV6 (*а*) и SV6-SV9 (*б*).

В верхней части рисунков показаны функции кросскорреляции. Красным цветом выделены их части, подвергнутые частотно-временному анализу. Черными точками обозначены локальные максимумы; черными точками с белым контуром — локальные максимумы, отвечающие фундаментальной моде поверхностной волны.

ритме SURF_TOMO, причем шаг между его значениями был выбран равным 1 с. Информация о лучах, соответствующих каждому из задействованных в работе периодов, приведена в таблице, а их конфигурация была визуализирована на специальных картах, примеры которых представлены на рис. 4. Цвет каждого луча (см. рис. 4) отвечает величине отклонения от среднего значения групповой скорости для данного периода. Эти карты были задействованы для дополнительного контроля результатов частотно-временного анализа. Рассмотрение комплекса таких карт позволило выделить аномальные дисперсионные кривые, после чего соответствующие им функции кросскорреляции были подвергнуты повторному частотно-временному анализу, по результатам которого либо определялись новые дисперсионные кри-

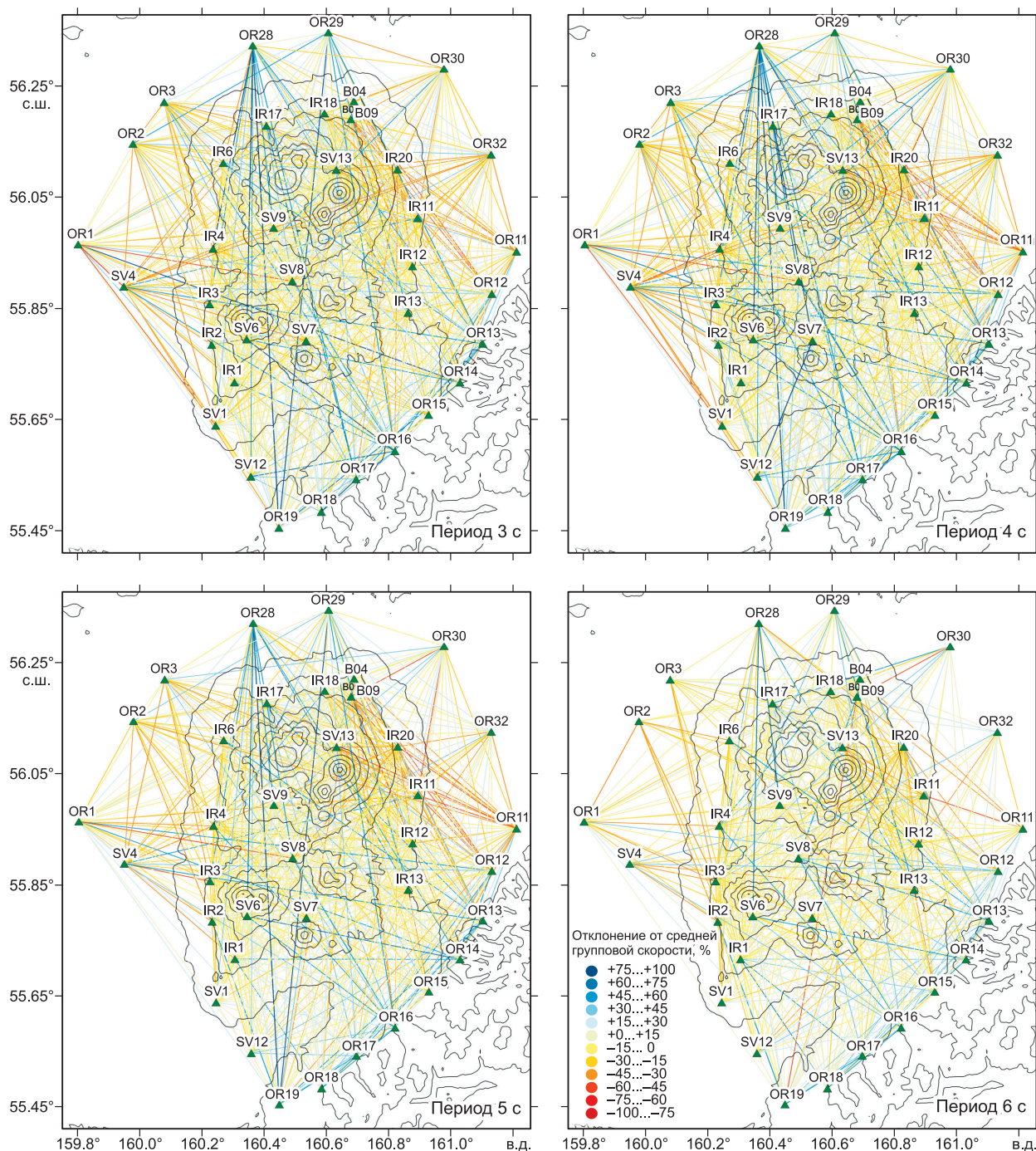


Рис. 4. Конфигурации лучей между станциями для периодов 3—6 с.

Цвет луча показывает отклонение от среднего значения групповой скорости на соответствующем периоде. Зелеными треугольниками обозначены сейсмические станции. Рельеф изображен с помощью изолиний, проведенных через каждые 500 м.

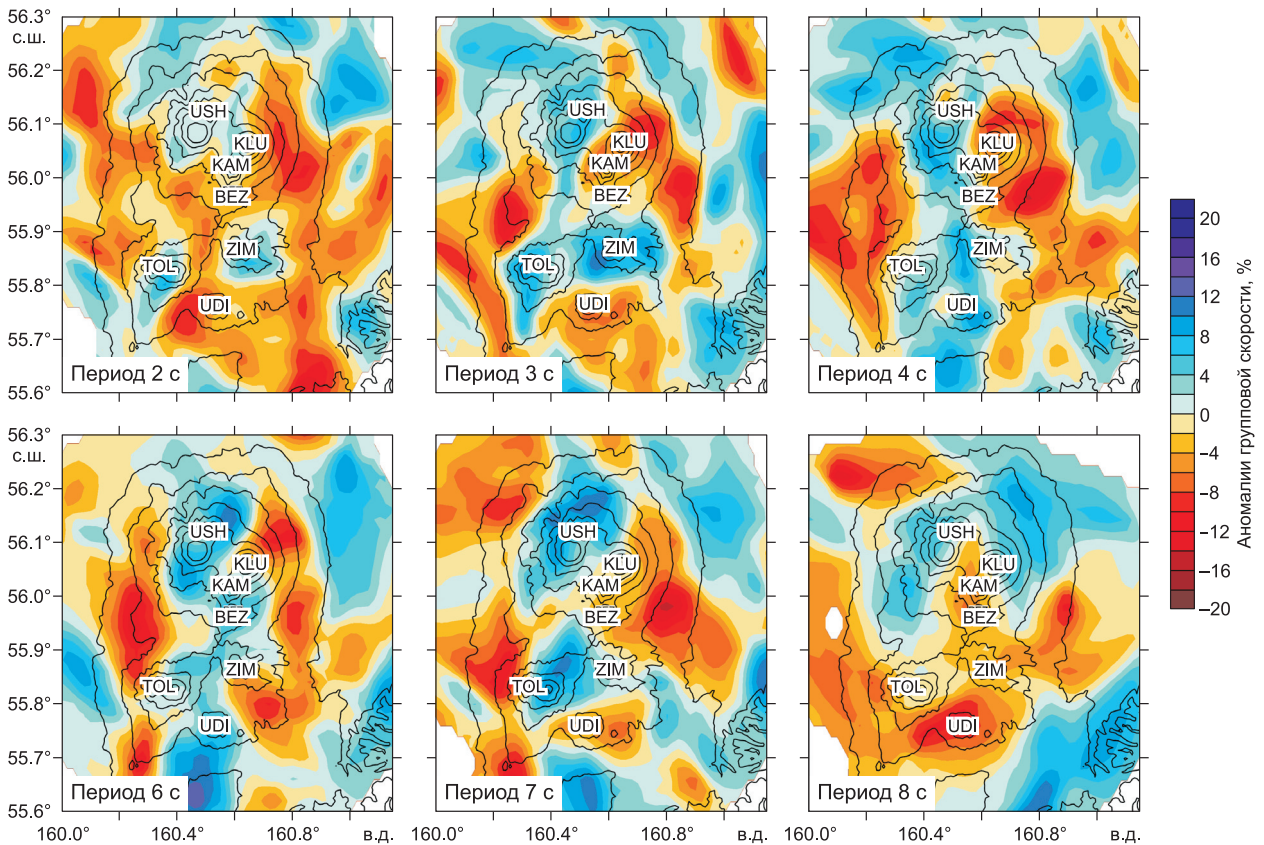


Рис. 5. Карты аномалий групповых скоростей волн Рэлея для периодов 2—7 с.

Рельеф изображен с помощью изолиний, проведенных через каждые 500 м. Здесь и далее использованы следующие сокращения названий вулканов: USH — Ушковский, KLU — Ключевской, KAM — Камень, BEZ — Безымянный, ZIM — Зимина, TOL — Толбачик, UDI — Удина.

вые, либо данные забраковывались. Важно отметить, что изучение указанного набора карт позволяет выделить регулярные особенности, отвечающие зонам пониженных и повышенных сейсмических скоростей, еще до выполнения томографии. В связи с этим карты использовались для дополнительной проверки скоростных моделей, полученных в результате томографической инверсии.

Процедуру томографической инверсии в алгоритме SURF_TOMO [Koulakov et al., 2016] можно разбить на два основных этапа. В первую очередь выполняется построение двумерных карт групповых скоростей волн Рэлея для отдельных частот (рис. 5). Далее эти двумерные карты покрываются некоторой регулярной сеткой, из значений в узлах которой составляются локальные дисперсионные кривые. На основе этих кривых рассчитывается набор одномерных распределений скорости поперечных волн по глубине $v_{sij}(z)$, где i и j отражают положение текущей точки в координатах x и y соответственно. Трехмерная скоростная модель скорости поперечных волн получается путем совместного рассмотрения данных одномерных распределений. Важно отметить, что в SURF_TOMO реализована возможность задать уровень сглаживания между распределениями в соседних узлах. Сглаживание позволяет избежать неустойчивости при построении трехмерной модели.

Определенная проблема возникает при визуализации полученных трехмерных распределений аномалий и абсолютных значений скорости поперечных волн. С одной стороны, поверхностные волны распространяются вдоль земной поверхности, и, соответственно, полученные кривые $v_{sij}(z)$ отсчитываются от нее же. С другой стороны, поверхностные волны с большим периодом и большой длиной волны, которые вносят основной вклад в определение глубинных аномалий, чувствительны только к крупным формам рельефа. Поэтому для них скоростное распределение должно отсчитываться относительно сильносглаженной дневной поверхности. По этой причине было принято решение представлять трехмерную модель согласно следующим формулам:

$$v(x, y, z) = v_{ij}(z'),$$

$$z' = \begin{cases} z_{\max}(z-h), & \text{если } z < z_{\max}, \\ z_{\max} - h, & \\ z, & \text{если } z > z_{\max} \end{cases}$$

где h — высота земной поверхности над уровнем моря в точке (x, y) , z_{\max} — глубина, начиная с которой чувствительность волн к перепадам рельефа равняется нулю. В нашем случае, исходя из анализа графиков чувствительности групповых скоростей, этот уровень установлен на глубине 8 км ниже уровня моря.

Таким образом, вблизи к поверхности скоростное распределение следует линии рельефа; с глубиной влияние рельефа линейным образом уменьшается вплоть до достижения глубины 8 км, ниже которой рельеф уже не чувствуется. Предполагается, что данная аппроксимация адекватно описывает чувствительность поверхностных волн к рельефу, а применение более сложных алгоритмов учета рельефа принципиальным образом не изменит вид получаемого распределения скорости.

Горизонтальные и вертикальные сечения трехмерной модели скоростей v_s , полученной в результате инверсии, показаны на рисунках 6—8. Следует отметить, что горизонтальные сечения (см. рис. 6)

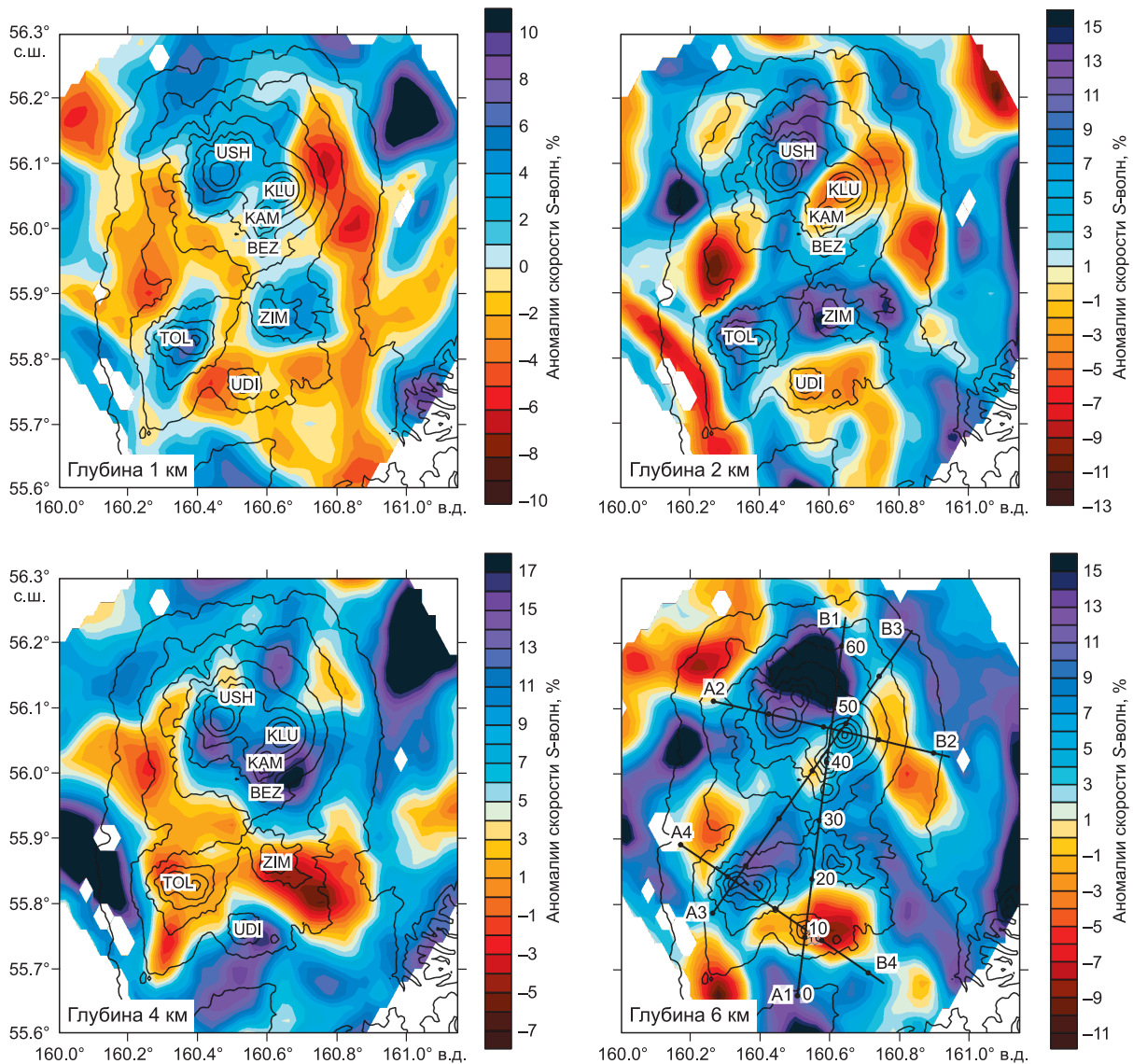


Рис. 6. Аномалии скоростной модели S-волн на горизонтальных сечениях.

Глубина каждого сечения относительно дневной поверхности указана в левом нижнем углу. Рельеф изображен с помощью изолиний, проведенных через каждые 500 м. На сечении, соответствующем глубине 6 км, показаны расположения четырех вертикальных разрезов с рис. 7.

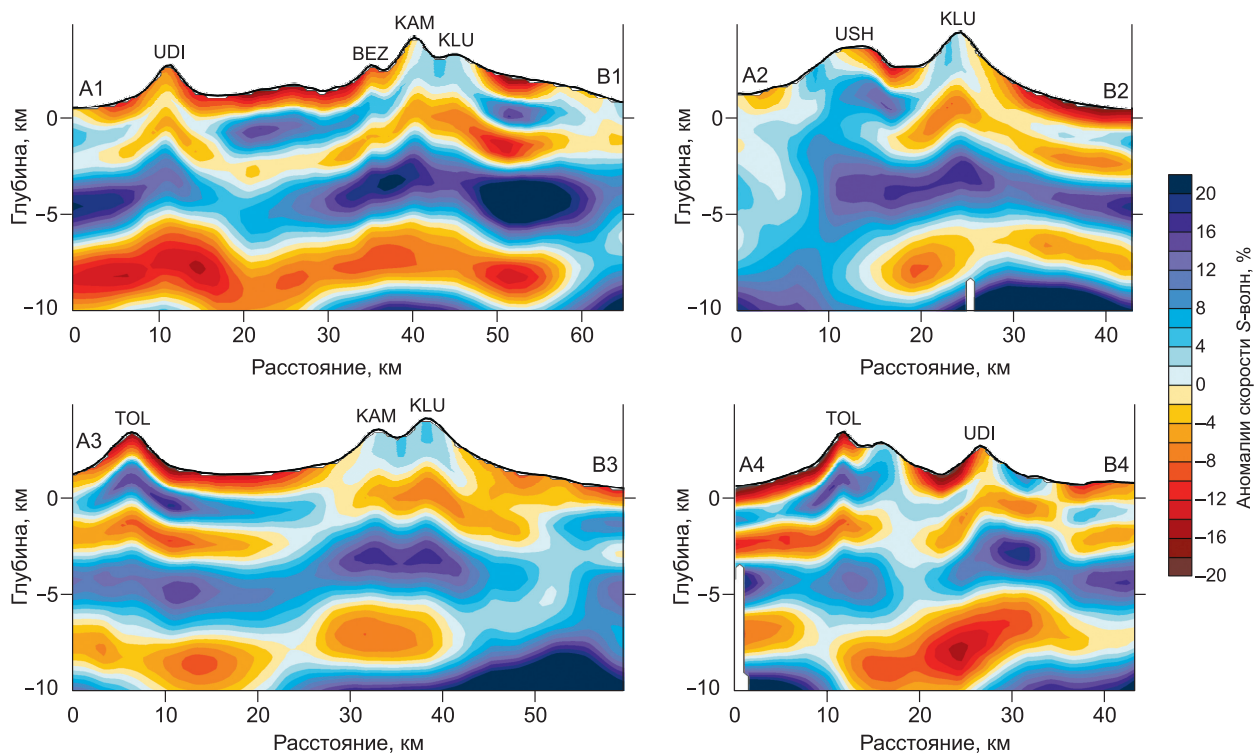


Рис. 7. Аномалии скоростной модели S-волн на вертикальных сечениях, положение которых показано на рис. 6.

Масштаб по вертикали в два раза превышает масштаб по горизонтали.

не являются в строгом смысле таковыми, поскольку глубина для них отсчитывается от дневной поверхности и следует вдоль рельефа. При этом чем больше глубина сечения, тем более сглаженным для него представляется референтный рельеф. Это обусловлено тем, что информацию о больших глубинах дают низкочастотные поверхностные волны, которые менее чувствительны к резким изменениям рельефа.

На вертикальных сечениях (см. рис. 7) показаны аномалии полученного трехмерного распределения v_s относительно референтной модели. Те же сечения, но с нанесенными абсолютными значениями скорости поперечных волн, представлены на рис. 8. Как уже было указано выше, глубины в полученной скоростной модели считаются относительно рельефа. По этой причине на малых глубинах слои с положительными и отрицательными аномалиями следуют линии рельефа, хотя фактически эти слои соответствуют постоянной глубине в полученной трехмерной модели. На больших глубинах влияние рельефа постепенно уменьшается таким образом, что на глубине 8 км и ниже скорости считаются относительно плоской границы. Описанная особенность алгоритма была учтена при интерпретации результатов.

Более подробная информация о данных и процессе их обработки, используемом томографическом алгоритме и верификации полученных результатов доступна в дополнительных материалах к настоящей работе (<http://sibran.ru/upload/medialibrary/d6f/d6f2a79f78ad0e203918bf0a3cb4dbec.pdf>).

ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение с предыдущими моделями. Прежде всего важно сравнить полученные в данной работе карты групповых скоростей и трехмерное распределение v_s с моделью из работы [Green et al., 2020], построенной на основе тех же данных, но с помощью другого алгоритма томографии. Сразу следует напомнить, что в нашей статье использовались только станции, расположенные в непосредственной близости к Ключевской группе (см. рис. 1, а), в то время как авторы работы [Green et al., 2020] задействовали все станции сети KISS, что объясняет большие размеры исследованной области в их случае. В указанной статье приведены карты групповых скоростей волн Рэлея для периодов 4, 5, 7 и 10 с, первые три из которых можно сопоставить с нашими картами для тех же периодов (см. рис. 5). На периодах 4 и 5 с наблюдаются в целом схожие особенности моделей: низкоскоростные аномалии на западе и востоке от КГВ и линейная высокоскоростная аномалия, проходящая с юга на север по основным вул-

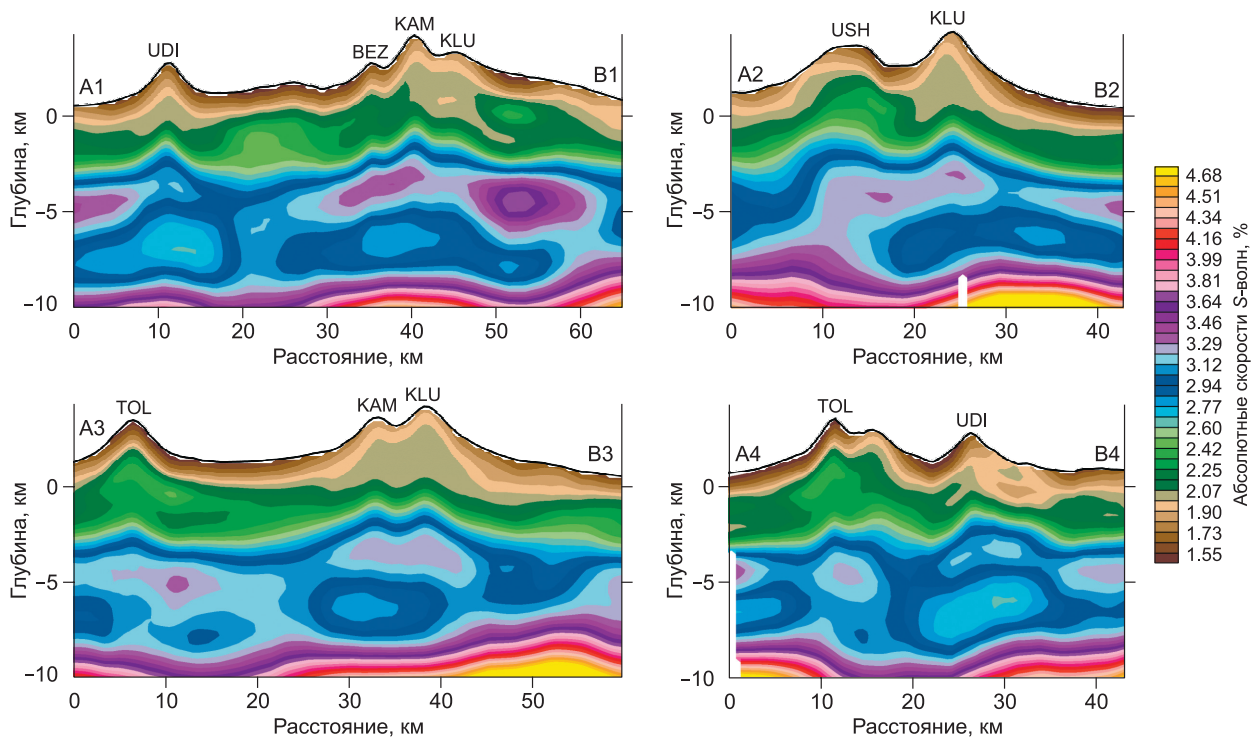


Рис. 8. Абсолютные значения рассчитанных скоростей S -волн на вертикальных сечениях, положение которых показано на рис. 6.

Масштаб по вертикали в два раза превышает масштаб по горизонтали.

канам группы. Вместе с тем в работе [Green et al., 2020] эти особенности выглядят существенно более сглаженными. В нашей модели выявляется больше деталей, которые приурочены к конкретным вулканическим системам. На периоде 7 с в модели [Green et al., 2020] наблюдаются крупная низкоскоростная аномалия на западе от КГВ, меньшая по размеру отрицательная аномалия на востоке и некоторое повышение скорости в районе вулканов. В нашей модели отмечается схожее строение, однако внутри КГВ вместо одной сильносглаженной аномалии мы выделяем более сложную структуру. Из этого сравнения можно сделать вывод, что обе модели групповых скоростей в целом имеют непротиворечивые конфигурации крупных структур. Основные отличия заключаются в представлении структур меньшего размера, которые в модели [Green et al., 2020] фактически не выделяются. Те же общие особенности и различия проявляются в финальных трехмерных моделях v_s .

Наблюдается явное соответствие между моделью из работы [Koulakov et al., 2020], полученной на основе инверсии данных по объемным волнам, с картами групповых скоростей волн Рэлея на малых периодах и близповерхностными аномалиями dv_s , рассчитанными в результате настоящего исследования (рис. 9). Можно видеть, что во всех случаях крупные аномалии, отвечающие вулканическим структурам КГВ, обладают схожими свойствами. Некоторые различия обнаруживаются на периферии изучаемой области. Они могут быть вызваны падением там разрешения и увеличением влияния случайного фактора. Тем не менее, исходя из сходства основных аномалий, полученных независимо на основе принципиально различных типов данных, можно сделать вывод о достоверности выявленных структур.

Проявления вулканических структур КГВ в томографических моделях. В полученных моделях групповых скоростей волн Рэлея и поперечных волн отчетливо выделяются аномалии, связанные с крупнейшими вулканическими постройками внутри КГВ. Наиболее яркая высокоскоростная аномалия, которая прослеживается на всех интервалах глубин, расположена под сросшимися вулканами Ушковский и Крестовский (см. рис. 7, правая верхняя панель). Можно определенно сказать, что на малых глубинах (см. рис. 6, левая верхняя панель) и малых периодах (см. рис. 5, левая верхняя панель) высокоскоростная аномалия соответствует основанию крупного базальтового щитового вулкана, с которого здесь началось развитие вулканической системы 50—60 тыс. л. н. [Флеров, Овсянников, 1991; Флеров и др., 2017]. Объем пород, слагающих данный массив, превышает объем всех остальных вулканических построек КГВ вместе взятых. Вследствие своей значительной массы при накоплении часть материала

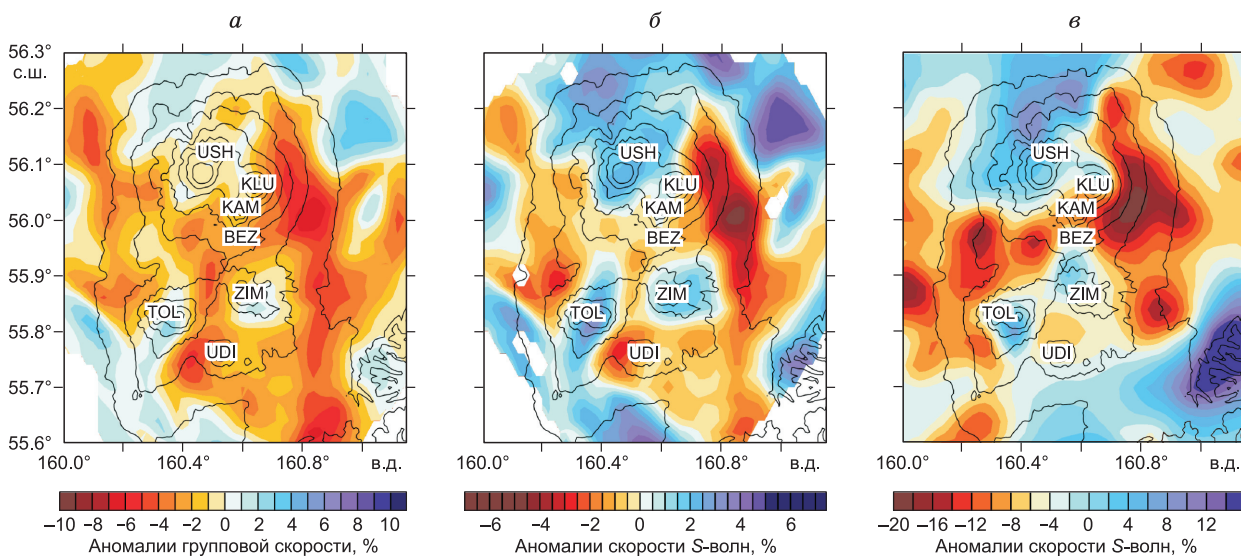


Рис. 9. Сравнение результатов настоящего исследования, основанных на данных о поверхностных волнах, с моделью из [Koulakov et al., 2020], построенной на базе объемных волн.

a — аномалии групповых скоростей волн Рэлея на периоде 2 с; *б* — аномалии скоростей *S*-волн на глубине 1 км по результатам инверсии данных о поверхностных волнах; *в* — аномалии скоростей *S*-волн на глубине 1 км по результатам инверсии данных об объемных волнах из работы [Koulakov et al., 2020]. Рельеф изображен с помощью изолиний, проведенных через каждые 500 м.

должна постепенно погружаться вниз, чем можно объяснить наличие аномалии на больших глубинах. Тем не менее, маловероятно, что за время своего существования эта система погрузилась в кору на глубину 6 км, на которой прослеживается связанная с ней аномалия (см. рис. 6, правая нижняя панель). По-видимому, начиная с определенного уровня, высокие скорости сейсмических волн обусловлены наличием большой концентрации застывших базальтовых даек, питавших этот вулкан по ходу его образования. Это предположение следует из того, что для создания такого объемного вулканического тела необходима мощная система питания в верхней коре, способная обеспечить приток значительного количества базальтового материала, и ее наличие должно проявляться в сейсмических скоростях.

Другим крупным вулканическим объектом, который на малых глубинах связан с высокоскоростной аномалией, является сросшийся вулканический комплекс Плоского и Острого Толбачика (см. рис. 6, верхний ряд панелей). Как и влк. Ушковский, Толбачинский массив состоит из пород преимущественно базальтового состава [Чурикова и др., 2017] и имеет чрезвычайно большой объем. Именно этим и объясняется упомянутая аномалия, которая точно совпадает с контурами массива и прослеживается до глубины 2 км от дневной поверхности, т. е. примерно до уровня моря, с которого и начиналось образование рассматриваемых вулканов (см. рис. 7, нижний ряд панелей). Ниже этого уровня высокоскоростная аномалия под Толбачиком сменяется на низкоскоростную. Это свидетельствует о наличии активной системы подводящих каналов с высоким содержанием расплавов и флюидов. На западе от Толбачика наблюдается яркая низкоскоростная аномалия, которая прослеживается наилучшим образом на глубине 2 км (см. рис. 6, верхняя правая панель). Она совпадает с аналогичной аномалией, полученной в работе [Green et al., 2020], в которой интерпретируется как толстый слой осадков, большей частью вулканогенных, накопленный на западной окраине КГВ вследствие эруптивной активности вулканов группы.

Под потухшим влк. Зими́на обнаружена структура, аналогичная наблюдаемой под Толбачиком. На малых глубинах контур вулкана совпадает с яркой высокоскоростной аномалией, которая, вероятно, свидетельствует о высокой консолидации изверженных пород, слагающих данный вулканический массив (см. рис. 6, верхний ряд панелей). Хотя влк. Зими́на сложен в основном дацитами и андезитами [Флеров и др., 2019] и, соответственно, должен характеризоваться пониженными по сравнению с базальтовым влк. Толбачик сейсмическими скоростями [Christensen, Mooney, 1995], эта аномалия имеет схожие свойства с аномалией под Толбачиком. На глубинах 4 и 6 км под влк. Зими́на (см. рис. 6, нижний ряд панелей) наблюдаются низкоскоростные аномалии, они могли бы свидетельствовать о наличии активной магматической системы. Однако отсутствие какой-либо сейсмичности и фумарольной активности в районе влк. Зими́на, а также следов магматической деятельности в обозримом геологическом прошлом противоречат этому предположению. Таким образом, вопрос о природе аномалий под влк. Зими́на на данный момент остается нерешенным.

Скоростная структура коры под кластером из трех сросшихся друг с другом вулканов Ключевской, Камень и Безымянный отличается высокой сложностью и неоднородностью. На малых глубинах Ключевской вулкан и потухший Камень тяготеют к высокоскоростной аномалии, которая при этом является существенно менее выраженной, чем аномалия под Ушковским и Толбачиком (см. рис. 6, верхняя левая панель). Это можно объяснить тем, что в настоящее время активный и быстро растущий вулкан Ключевской, который хоть и состоит преимущественно из базальтовых пород, но содержит в своей постройке большое количество рыхлой пирокластики, не успевшей консолидироваться в высокоскоростной материал. В то же время слабая высокоскоростная аномалия под потухшим влк. Камень является следствием высокой консолидации слагающих его пород. Вместе с тем относительно малая амплитуда этой аномалии может быть объяснена тем, что по составу этот вулкан тяготеет к андезитам, имеющим более низкие скорости, чем базальты [Christensen, Mooney, 1995]. На малых глубинах под третьим вулканом кластера, Безымянным, находится зона локального понижения скорости (см. рис. 6, верхняя левая панель; см. рис. 5, верхняя левая панель). Данное понижение, как предполагается, вызвано отложением больших количеств рыхлой пирокластики, образовавшейся в результате взрывных извержений этого вулкана. Кроме того, андезит-дацитовый состав продуктов Безымянного характеризуется пониженными значениями сейсмических скоростей по сравнению с более основными породами других вулканов кластера [Christensen, Mooney, 1995].

На глубине 2 км (см. рис. 6, верхняя правая панель) кластер Ключевской—Камень—Безымянный оказывается внутри низкоскоростной аномалии. На вертикальном сечении (см. рис. 7, нижняя левая панель), проведенном через данный кластер, видно, что эта аномалия возникает для того, чтобы «уплотнить» изолинии абсолютных скоростей около уровня моря (см. рис. 8, нижняя левая панель). Если бы этой аномалии не было, то изолиния скорости 2 км/с, расположенная примерно на уровне моря (на глубине 0), следовала бы по контуру рельефа и под кластером высоких вулканов оказалась бы на 2—3 км выше уровня моря. Полученные результаты свидетельствуют о том, что вулканические постройки кластера Ключевской—Камень—Безымянный характеризуются пониженными сейсмическими скоростями и располагаются на более высокоскоростном субгоризонтальном фундаменте. На глубине 4 км (см. рис. 6, левая нижняя панель) под этими тремя вулканами прослеживается высокоскоростная аномалия, которая может указывать на наличие относительного повышения уровня фундамента на данной глубине (0—2 км под уровнем моря). На глубине 6 км (см. рис. 6, правая нижняя панель) под вулканами Безымянный и Камень наблюдается низкоскоростная аномалия, вероятно, свидетельствующая о существовании в верхней коре малоглубинного магматического очага, питающего современные извержения влк. Безымянный. В сейсмической модели, построенной на базе объемных волн [Koulakov et al., 2017], в средней и верхней коре под этими вулканами была выявлена схожая аномалия.

Неожиданным является расположение влк. Удина внутри низкоскоростной аномалии, доминирующей на всех глубинах за исключением 4 км (см. рис. 6), хотя по свойствам эта, как предполагалось ранее, потухшая вулканическая постройка должна проявляться аналогичным влк. Зимина образом. Подобная низкоскоростная аномалия прослеживается в модели, построенной на базе данных по объемным волнам [Koulakov et al., 2020]. В какой-то степени наличие здесь пониженных скоростей можно объяснить андезит-дацитовым составом этого вулкана [Christensen, Mooney, 1995], как и у влк. Безымянный. В момент проведения эксперимента KISS не было никаких свидетельств какой-либо активности влк. Удина, и он причислялся во всех базах данных к полностью потухшим. Поэтому яркая низкоскоростная аномалия v_s на глубине 6 км (см. рис. 6, нижняя правая панель) под этим вулканом, т. е. фактически на глубине 3—4 км на вертикальных сечениях (см. рис. 7), не находила объяснения с учетом имевшейся к тому времени информации. Однако в декабре 2017 г. на этом вулкане началась сейсмическая активизация, продолжавшаяся больше двух лет и вызвавшая определенные беспокойства по поводу возможности его извержения [Кугасенко и др., 2021]. Для точной локализации сейсмичности под этим вулканом была развернута временная сеть из четырех станций, которые вели запись на протяжении двух месяцев. Эти данные позволили выявить более 300 вулканотектонических событий, произошедших непосредственно под Удиной [Koulakov et al., 2019]. Кроме того, на их основе была проведена томографическая инверсия, по ее результатам под вулканом была обнаружена аномальная зона с повышенными скоростями v_p и пониженными v_s . По интенсивности и расположению эта аномалия dv_s соответствует тому, что мы наблюдаем в независимо рассчитанной модели, построенной на базе поверхностных волн. Исходя из сведений, полученных в обозначенных исследованиях, можно выдвинуть предположение, что под влк. Удина на глубине 4—6 км под уровнем моря существует магматический очаг, который в течение многих тысяч лет находился в пассивном состоянии, однако в последние годы стал проявлять признаки активности. Вероятно, наблюдаемая в последние годы активизация влк. Удина постепенно затихнет, как происходило во множестве других подобных случаев. Вместе с тем нельзя исключать возможность извержения этого вулкана, которое может оказаться таким же катастрофичным, как и взрыв Безымянного в 1956 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование является дополнением к работе [Green et al., 2020], посвященной изучению строения верхней коры района Ключевской группы вулканов и Центрально-Камчатской депрессии на основе данных по поверхностным волнам. Главной целью нашей работы было получение максимально возможного разрешения непосредственно под вулканами Ключевской группы. Базовые методические подходы и источник исходных данных (сеть KISS) в этих двух исследованиях были одними и теми же. Однако конкретные алгоритмы томографической инверсии были существенно различны. Авторы работы [Green et al., 2020] применяли подход случайного поиска решения на основе метода Монте-Карло, в то время как в данной статье мы использовали итеративные схемы с линеаризованной матричной инверсией. При том, что обе работы предоставили в целом непротиворечивые результаты для крупных форм, наша модель отличается большей детализацией, что позволяет выявить важную новую информацию о строении вулканических комплексов в КГВ.

Можно видеть, что крупные базальтовые постройки Ушковский—Крестовский и Толбачик приурочены к ярким высокоскоростным аномалиям на малых глубинах. Однако на больших глубинах структура под спящим Ушковским вулканом остается высокоскоростной, а под активным Толбачиком мы наблюдаем аномалию с пониженными скоростями. Данное различие отражает принципиально отличное состояние систем подводных каналов под спящим и действующим вулканами.

В районе кластера вулканов Ключевской—Камень—Безымянный наблюдается сложная структура, которая значительно варьируется как по латерали, так и по глубине. Из вертикального сечения с абсолютными скоростями (см. рис. 8, нижняя левая панель) следует, что постройки этих вулканов располагаются на плоском высокоскоростном фундаменте и представляют собой относительно низкоскоростные тела. Это может быть обусловлено высокой скоростью их формирования и слабой консолидацией слагающих их пород. Предполагается, что низкоскоростная аномалия под влк. Безымянный на глубине 6 км приурочена к малоглубинному магматическому очагу, являющемуся причиной текущих извержений вулкана.

Неожиданно, для влк. Удина, который до недавнего времени считался потухшим, обнаружена низкоскоростная аномалия, достигающая наибольшей интенсивности на глубине 6 км. Вместе с тем объяснить эту структуру можно с учетом информации о сейсмической активизации этого вулкана, которая началась в декабре 2017 г. и продолжается до настоящего времени. Локальная томографическая модель, построенная для этого вулкана при помощи данных, полученных с небольшой временной сети станций, показала аналогичную низкоскоростную аномалию v_s , расположенную в районе активной сейсмичности [Koulakov et al., 2019]. Это указывает на наличие под влк. Удина магматического очага, сформировавшегося уже к 2015—2016 гг., когда работала сеть KISS, и который активизировался в конце 2017 г. Нельзя исключать, что эта активизация приведет к извержению, однако более вероятно, что она постепенно затихнет, как происходило во множестве других случаев «неудавшейся магматической активности».

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-17-00075 «Структура и динамика активных магматических систем» и гранта Министерства образования и науки № 14.W03.31.0033 «Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ».

ЛИТЕРАТУРА

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Максимов А.П., Иванов Б.В. Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1 / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, с. 168—197.

Волынец А.О., Мельников Д.В., Грибоедова И.Г. Вещественный состав пород Толбачинского трещинного извержения 2012—2013 гг. // Толбачинское трещинное извержение 2012—2013 гг. / Под ред. Е.И. Гордеева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, с. 173—2014.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.

Дрознина С.Я., Шапиро Н.М., Дрознин Д.В., Сеников С.Л., Чебров В.Н., Гордеев Е.И. Скоростные модели поперечных волн для отдельных районов п-ова Камчатка по кросскорреляциям сейсмического шума // Физика Земли, 2017, № 3, с. 23—32.

Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик // Бюллетень вулканологических станций, 1973, № 49, с. 43—53.

Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Развитие модели магматического питания по данным низкочастотного микросейсмического зондирования // Толбачинское трещинное извержение 2012—2013 гг. / Под ред. Е.И. Гордеева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, с. 315—330.

Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Кулаков И.Ю., Павлов В.М., Воропаев П.В., Абкадыров И.Ф., Комзелева В.П. Развитие магматической системы под удинским вулканическим комплексом (Камчатка) по сейсмическим данным 2017—2019 гг. // Геология и геофизика, 2021, doi: 10.15372/GiG2019160.

Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (6), с. 830—851.

Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Верниковский В.А. Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк. Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 109—124.

Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., Бондур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарев В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолук В.В. Новейший и современный вулканизм на территории России. М., Наука, 2005, 604 с.

Мелекесцев И.В., Хренов А.П., Кожемяка Н.Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1 / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, с. 74—83.

Низкоус И.В., Санина И.А., Кислинг Э., Гонтовая Л.И. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан—континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии // Физика Земли, 2006, № 4, с. 18—29.

Овсянников А.А., Хренов А.П., Муравьев Я.Д. Современная фумарольная деятельность на вулкане Дальний Плоский // Вулканология и сейсмология, 1985, № 5, с. 97—98.

Певзнер М.М., Волюнец А.О., Лебедев В.А., Бабанский А.Д., Коваленко Д.В., Костицын Ю.А., Толстых М.Л., Кущева Ю.В. Начало вулканической активности в пределах срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка) // ДАН, 2017, т. 475, № 5, с. 546—550.

Пономарева В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д. Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. II. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М., Изд-во ИГЕМ РАН, 2008, с. 19—40.

Салтыков В.А., Воропаев П.В., Кугаенко Ю.А., Чебров Д.В. Удинская сейсмическая активизация 2017—2018 гг. // Вестник Камчатской региональной организации. Серия Науки о Земле, 2018, № 1 (37), с. 5—7.

Славина Л.Б., Гарагаш И.А., Горельчик В.И., Иванов Б.В., Белянкин Г.А. Скоростное строение и напряженно-деформированное состояние земной коры в районе Ключевской группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2001, № 1, с. 49—59.

Федотов С.А. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975—1976. М., Наука, 1984, 637 с.

Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология, 2010, № 1, с. 3—35.

Флеров Г.Б., Овсянников А.А. Вулкан Ушковский // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1 / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, с. 156—167.

Флеров Г.Б., Чурикова Т.Г., Ананьев В.В. Вулканический массив Плоских Сопок: геология, петрохимия, минералогия и петрогенезис пород (Ключевская группа вулканов, Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2017, № 4, с. 30—47.

Флеров Г.Б., Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Ананьев В.В. Вулканический массив Зиминых сопков: геология и минералогия пород (Ключевская группа вулканов, Камчатка) // Вестник Камчатской региональной организации. Серия Науки о Земле, 2019, № 4 (44), с. 19—34.

Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1 / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, с. 106—145.

Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В. Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2007, № 2, с. 32—54.

Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сеников С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Ящук В.В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология, 2013, № 1, с. 18—40.

Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Эдвардс Б.Р., Пономарева В.В., Зеленин Е.А. Ключевская группа вулканов и Толбачинский вулканический массив: итоги исследований четвертичного вулканизма

предшествующих извержению 2012—2013 гг. // Толбачинское трещинное извержение 2012—2013 гг. / Под ред. Е.И. Гордеева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, с. 36—68.

Шапиро Н.М., Дрознин Д.В., Дрознина С.Я., Сениюков С.Л., Гордеев Е.И. Эволюция свойств вулканического дрожания во время Толбачинского извержения 2012—2013 гг. на основе анализа кросс-корреляций непрерывных сейсмических записей // Толбачинское трещинное извержение 2012—2013 гг. / Под ред. Е.И. Гордеева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, с. 330—336.

Alexeiev D.V., Tsukanov N.V., Gaedicke C., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka-Aleutian junction // *Int. J. Earth Sci.*, 2006, v. 95 (6), p. 977—993.

Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // *Volcanism and subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, P. Izbekov, J.M. Lees.* Washington, D.C., American Geophysical Union, 2007, v. 172, p. 37—55.

Belousov A., Belousova M., Volynets A., Melnikov D., Edwards B. Overview of the precursors and dynamics of the 2012—13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 22—37.

Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // *Geophys. J. Int.*, 2007, v. 169 (3), p. 1239—1260.

Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 175 (1—2), p. 69—86.

Campillo M., Sato H., Shapiro N.M., van der Hilst R.D. New developments on imaging and monitoring with seismic noise // *Comptes Rendus Geosci.*, 2011, v. 343 (8—9), p. 487—495.

Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 1995, v. 100 (B6), p. 9761—9788.

Girina O.A. Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956—2010 // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2013, v. 263, p. 22—41.

Gorbatov A., Domínguez J., Suárez G., Kostoglodov V., Zhao D., Gordeev E. Tomographic imaging of the *P*-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // *Geophys. J. Int.*, 1999, v. 137 (2), p. 269—279.

Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E. Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka–Aleutian trench junction // *Geophys. J. Int.*, 2001, v. 146 (2), p. 282—288.

Gouédard P., Stehly L., Brenguier F., Campillo M., Colin de Verdière Y., Larose E., Margerin L., Roux P., Sánchez-Sesma F.J., Shapiro N.M., Weaver R.L. Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications // *Geophys. Prospect.*, 2008, v. 56 (3), p. 375—393.

Green R.G., Sens-Schönfelder C., Shapiro N., Koulakov I., Tilmann F., Dreiling J., Luehr B., Jakovlev A., Abkadyrov I., Droznin D., Gordeev E. Magmatic and sedimentary structure beneath the Klyuchevskoy volcanic group, Kamchatka, from ambient noise tomography // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 2020, v. 125 (3), e2019JB018900, <https://doi.org/10.1029/2019JB018900>.

Ivanov I., Koulakov I., West M., Jakovlev A., Gordeev E., Senyukov S., Chebrov V. Magma sources beneath the Klyuchevskoy and Bezymianny volcanoes inferred from local earthquake seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2016, v. 323, p. 62—71.

Jiang G., Zhao D., Zhang G. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // *Tectonophysics*, 2009, v. 465 (1—4), p. 190—203.

Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A. Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2011, v. 38 (9), L09305, doi:10.1029/2011GL046957.

Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Jakovlev A., Jaxybulatov K., Senyukov S. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2013, v. 263, p. 75—91.

Koulakov I., Maksotova G., Jaxybulatov K., Kasatkina E., Shapiro N.M., Luehr B.G., El Khrepy S., Al-Arifi N. Structure of magma reservoirs beneath Merapi and surrounding volcanic centers of Central Java modeled from ambient noise tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2016, v. 17 (10), p. 4195—4211.

Koulakov I., Deev E., Jakovlev A., Novgorodova A., Stupina T., Abkadyrov I., Gordeev E.I., Shapiro N., Al Arifi N., El Khrepy S., Droznina S., Kugaenko Y., Senyukov S., Kulakov R.I., West M. Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 2017, v. 122 (5), p. 3852—3874.

Koulakov I., Komzeleva V., Abkadyrov I., Kugaenko Y., El Khrepy S., Al Arifi N. Unrest of the Udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2019, v. 379, p. 45—59.

Koulakov I., Shapiro N., Sens-Shoenfelder C., Luehr B., Gordeev E., Jakovlev A., Abkadyrov I., Chebrov D., Droznina S., Senyukov S., Novgorodova A., Stupina T. Mantle and crustal sources of magmatic activity of Klyuchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka inferred from earthquake tomography // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth* (submitted), 2020, v. 125 (10), <https://doi.org/10.1029/2020JB020097>.

Lees J.M., Symons N., Chubarova O., Gorelchik V., Ozerov A. Tomographic images of Klyuchevskoy Volcano *P*-wave velocity // *Volcanism and subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series* / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, P. Izbekov, J.M. Lees. Washington, D.C., American Geophysical Union, 2007, v. 172, p. 293—302.

Levin V., Shapiro N.M., Park J., Ritzwoller M.H. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*, 2002, v. 418, p. 763—767.

Levin V., Shapiro N.M., Park J., Ritzwoller M.H. The slab portal beneath the Western Aleutians // *Geology*, 2005, v. 33 (4), p. 253—256.

Levshin A.L., Yanovskaya T.B., Lander A.V., Bukchin B.G., Barmin M.P., Ratnikova L.I., Its E.N. Recording, identification, and measurement of surface wave parameters // *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth. Modern approaches in geophysics* / Ed. V.I. Keilis-Borok. Dordrecht, Springer, 1989, v. 9, p. 131—182.

Mordret A., Landès M. GUI_FTA_v2p1. Institut de Physique du Globe de Paris, 2013.

Ozerov A.Yu., Bogoyavlenskaya G.E., Ariskin A.A., Karpenko S.F., Kyle Ph. Petrological-geochemical model for genetic relationships between basaltic and andesitic magmatism of Klyuchevskoi and Bezymyanyi volcanoes, Kamchatka // *Petrology*, 1997, v. 5 (6), p. 550—569.

Ozerov A.Y., Firstov P.P., Gavrilov V.A. Periodicities in the dynamics of eruptions of Klyuchevskoi Volcano, Kamchatka // *Volcanism and subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series* / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, P. Izbekov, J.M. Lees. Washington, D.C., American Geophysical Union, 2007, v. 172, p. 283—291.

Portnyagin M., Hoernle K., Hauff F., Avdeiko G., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schönberg D. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*, 2005, v. 33 (1), p. 25—28.

Ritzwoller M.H., Levshin A.L. Eurasian surface wave tomography: Group velocities // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 1998, v. 103 (B3), p. 4839—4878.

Shapiro N.M. Applications with surface waves extracted from ambient seismic noise // *Seismic ambient noise* / Eds. N. Nakata, L. Gualtieri, A. Fichtner. Cambridge, Cambridge University Press, 2019, p. 218—239.

Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise // *Science*, 2005, v. 307 (5715), p. 1615—1618.

Shapiro N.M., Gusev A.A., Gordeev E.I., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Senyukov S.L. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer // *Nat. Geosci.*, 2017a, v. 10 (6), p. 442—445.

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. Understanding Kamchatka's extraordinary volcano cluster // *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, 2017b, v. 98 (7), p. 12—17.

Van Manen S.M., Dehn J., Blake S. Satellite thermal observations of the Bezymianny lava dome 1993–2008: Precursory activity, large explosions, and dome growth // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 2010, v. 115 (B8), B08205, [doi:10.1029/2009JB006966](https://doi.org/10.1029/2009JB006966).

Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Volynets O.N., Dorendorf F., Wöerner G. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*, 2001, v. 409 (6819), p. 500—504.

*Поступила в редакцию 26 мая 2020 г.,
после доработки — 8 сентября 2020 г.*