

**Автономная некоммерческая образовательная организация высшего
образования «Сколковский институт науки и технологий»**

На правах рукописи

Беловежец Надежда Николаевна

**Разномасштабные скоростные модели строения Центральной
и Южной Камчатки по результатам шумовой сейсмической
томографии**

Специальность: 1.6.9. Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

**Кулаков Иван Юрьевич – доктор
геолого-минералогических наук, член-
корреспондент РАН**

Москва – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Актуальность темы исследования	5
Цель и задачи исследования	6
Научная новизна и практическая значимость исследований.....	6
Методология и методы исследования	7
Положения, выносимые на защиту.....	7
Степень достоверности результатов.....	8
Публикации по теме диссертации.....	8
Тезисы конференций.....	9
Апробация работы.....	10
Вклад автора.....	11
Структура диссертации.....	11
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИССЛЕДУЕМОЙ ОБЛАСТИ	12
1.1. Общая геологическая и геофизическая характеристика Центральной и Южной Камчатки.....	12
1.2. Геологическая и геофизическая характеристика отдельных вулканических систем ...	16
1.2.1. Дзензур-Жупановская группа вулканов	16
1.2.2. Авачинская группа вулканов	17
1.2.2.1. Авачинский вулкан	18
1.2.2.2. Корякский вулкан.....	19
1.2.3. Вулкан Бакенинг	19
1.2.4. Верхнеавачинская кальдера	20
1.2.5. Кальдера Карымшина	20
1.2.6. Вилучинский вулкан.....	21
1.2.7. Вулканы Мутновский и Горелый	21
1.2.7.1. Мутновский вулкан	22
1.2.7.2. Горелый вулкан.....	23

1.2.8. Вулкан Асача	24
1.2.9. Вулкан Опала.....	24
1.2.10. Толмачев Дол	25
1.2.11. Вулкан Большая Ипелька	25
1.2.12. Вулкан Ходутка.....	25
ГЛАВА 2. МЕТОД ШУМОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ	26
2.1. Пассивная сейсмическая интерферометрия	26
2.1.1. Сейсмический шум	27
2.1.2. Теория сейсмической интерферометрии	27
2.2. Методы предварительной обработки непрерывных сейсмических данных сейсмического шума.....	28
2.2.1. Методы временной нормализации	29
2.2.2. Методы частотной нормализации	30
2.3. Построение кросс-корреляционных функций	30
2.3.1. Ошибки часов сейсмических станций и их коррекция	32
2.3.2. Фильтрация кросс-корреляционных функций	33
2.4. Выделение дисперсионных кривых поверхностных волн.....	34
2.4.1. Поверхностные сейсмические волны.....	34
2.4.2. Дисперсионные кривые групповой скорости.....	34
2.4.3. Дисперсионные кривые фазовой скорости.....	35
2.5. Сейсмическая томография	36
2.5.1. Двухстадийная сейсмическая томография	37
2.5.2. Одностадийная сейсмическая томография.....	38
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ	41
3.1. Разработанные алгоритмы обработки сейсмических записей для данных временных сетей в вулканических районах со сложным рельефом.....	41
3.1.1. Алгоритм определения ошибок часов сейсмических станций.....	41

3.1.2. Расширенный алгоритм извлечения дисперсионной кривой фазовой скорости поверхностной волны	44
3.1.3. Программный модуль для ручного извлечения дисперсионных кривых поверхностных волн	47
3.2. Региональная сейсмическая модель Центральной и Южной Камчатки	48
3.2.1. Результаты обработки сейсмических данных	48
3.2.1.1. Кросс-корреляции сейсмического шума	49
3.2.1.2. Дисперсионные кривые поверхностных волн.....	50
3.2.1.3. Реализация томографической инверсии	51
3.2.2. Трехмерная скоростная модель Центральной и Южной Камчатки	58
3.2.3. Обсуждение построенной модели	69
3.3. Локальная сейсмическая модель вулканов Мутновский и Горелый	75
3.3.1. Результаты обработки сейсмических данных	75
3.3.1.1. Кросс-корреляции сейсмического шума	76
3.3.1.2. Дисперсионные кривые поверхностных волн.....	77
3.3.1.3. Реализация томографической инверсии	78
3.3.1.4. Результаты синтетического моделирования	83
3.3.2. Трехмерная скоростная модель вулканов Мутновский и Горелый и ее обсуждение	87
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	94
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	96
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	97
ПРИЛОЖЕНИЕ	115

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Полуостров Камчатка – это один из самых вулканически активных регионов мира, что обусловлено его сложной геологической историей из-за расположения в зоне субдукции, осложненной близостью зоны субдукции Алеутских островов. Большая часть населения Камчатки сосредоточена в городе Петропавловск-Камчатский и его окрестностях, где существует множество активных вулканов. Кроме того, через регион проходят многочисленные крупные воздушные и морские транспортные маршруты, их безопасности также угрожают вулканические извержения. Для понимания активных вулканических процессов и оценки будущих извержений необходимо исследовать строение земной коры, где располагаются коровые магматические резервуары.

В 70 км от Петропавловска-Камчатского расположены Мутновская и Верхне-Мутновская геотермальные электростанции, которые функционируют как объединенная система и производят ~60 МВт электроэнергии, обеспечивая примерно 20–30% энергетических потребностей Камчатки. Важно отметить, что весь регион обладает значительным потенциалом для расширения добычи геотермальной энергии, что могло бы снизить существующую в настоящее время зависимость от экологически опасных и дорогостоящих ископаемых видов топлива. Для оценки распределения потенциальных геотермальных ресурсов необходимы геофизические исследования верхней части земной коры.

Кроме прикладных задач, значительный научный интерес привлекает вулканизм Камчатки, поскольку он отличается от типичного островодужного, например, составом изверженных пород и характером сейсмичности, сопровождающей извержения. Кроме того, одной из особенностей Центральной и Южной Камчатки является нетипичная ориентация Авачинской группы вулканов, Дзензур-Жупановской группы и вулканов Горелый-Мутновский, которые вытянуты перпендикулярно зоне субдукции.

Скоростные модели отдельных вулканических систем локального масштаба обеспечивают высокое пространственное разрешение. Однако глубина их исследования, как правило, не превышает 10 км, что ограничивает круг изучаемых объектов гидротермальными системами и магматическими очагами верхней коры. С другой стороны, региональные модели позволяют изучать структуры на глубинах более 100 км, но их разрешение в пределах земной коры относительно низкое. Поэтому для детального исследования магматических систем, расположенных в пределах земной коры, а также их взаимодействия с тектоническими разломами и другими магматическими системами, необходимы модели, сочетающие высокое

разрешение в верхней и средней частях коры с достаточным охватом глубин для изучения всей коры и ее контакта с астеносферой.

Таким образом, целью работы стало построение детальной модели земной коры Центральной и Южной Камчатки, что было дополнено локальной моделью верхней коры под вулканами Мутновский и Горелый для изучения глубинных геотермальных ресурсов.

Цель и задачи исследования

Целью данного исследования является разработка и комплексная интерпретация двух разномасштабных скоростных моделей земной коры Центральной и Южной Камчатки и верхней коры под вулканами Горелый и Мутновский по данным шумовой сейсмической томографии.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Адаптировать метод шумовой сейсмической томографии к данным активных вулканических регионов со сложным рельефом, а также разработать метод выявления и коррекции ошибок внутренних часов сейсмических станций для повышения качества извлекаемых дисперсионных кривых.
2. Рассчитать функции кросс-корреляции сейсмического шума по непрерывным записям временных и постоянных сетей, функционировавших в Центральной и Южной Камчатке в 2012–2024 годы, и извлечь из них дисперсионные кривые фазовых и групповых скоростей поверхностных волн Рэлея и Лява, после чего построить по этим данным региональную трёхмерную модель распределения скорости поперечных волн.
3. Рассчитать функции кросс-корреляции сейсмического шума по данным временной сети 2023–2024 годов в районе вулканов Горелый и Мутновский, извлечь из них дисперсионные кривые групповой скорости волны Рэлея и построить локальную трёхмерную модель распределения скорости поперечных волн в верхней коре.
4. Провести комплексную геолого-геофизическую интерпретацию построенных моделей.

Научная новизна и практическая значимость исследований

При обработке сейсмических данных для шумовой сейсмической томографии был разработан метод выделения и коррекции ошибок синхронизации внутренних часов сейсмических станций; дополнен метод извлечения дисперсионных кривых фазовой скорости на основании преобразования Стоквелла-Бесселя; предложено использование фильтрации Винера с усечением сингулярного спектра в комбинации с фильтрацией данных по соотношению сигнал-шум и фазово-взвешенным суммированием; создан и апробирован программный модуль для

ручного определения дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей поверхностных волн.

В работе впервые была построена трехмерная модель скорости поперечной сейсмической волны для земной коры от вулкана Ходутка на юге до вулканов Дзензур-Жупановской группы на севере и от Срединного хребта на западе до береговой линии Камчатки на востоке до глубины 55 км с совместным использованием групповых и фазовых скоростей поверхностных волн Рэлея и Лява. В построенной модели был выделен ряд низкоскоростных областей, предположительно являющихся разноглубинными магматическими очагами и региональными разломами, которые контролируют расположение магматических систем. Также впервые было изучено строение Мутновского вулкана и Мутновского месторождения парогидротерм методом сейсмической томографии до глубины 6 км. В результате исследования были обнаружены области пониженных сейсмических скоростей, которые проинтерпретированы как верхнекоровый магматический очаг вулкана Мутновский, служащий источником тепла для месторождения парогидротерм. Также был выделен водонасыщенный слой, который является продуктивным для извлечения геотермальной энергии.

Изучение магматических систем Центральной и Южной Камчатки имеет большую значимость как для оценки потенциальной опасности вулканических извержений, так и для развития добычи геотермальной энергии в регионе. Положительные результаты апробации метода шумовой томографии, предложенные методы и определение необходимых процедур обработки сейсмических данных позволят в дальнейшем внедрить этот метод в стандартные геофизические методы изучения земной коры в вулканических регионах.

Методология и методы исследования

В работе использован метод шумовой сейсмической томографии для построения трехмерных моделей скорости поперечной сейсмической волны на базе непрерывных сейсмических данных. Метод включает в себя построение кросс-корреляционных функций сейсмического шума, извлечение из суммарных кросс-корреляций дисперсионных кривых фазовой и групповой скорости поверхностных сейсмических волн Рэлея и Лява и инверсию этих кривых в скоростную модель среды. Инверсия осуществлялась на основе двух разных подходов: линейная итеративная двухстадийная инверсия и одностадийная инверсия методом Монте-Карло по цепям Маркова.

Положения, выносимые на защиту

1. Алгоритм обнаружения и коррекции временных сдвигов внутренних часов сейсмических станций, разработанный на основе анализа относительных временных сдвигов суточных

кросс-корреляций, обеспечивает возможность извлечения дисперсионных кривых поверхностных волн из суммарных кросс-корреляций сейсмического шума для пар станций с рассинхронизацией часов.

2. Низкоскоростные аномалии поперечных сейсмических волн в земной коре Центральной и Южной Камчатки приурочены к региональным разломным зонам, которые контролируют положение разноглубинных магматических очагов. Низкоскоростные зоны под вулканами Вилучинский и Опала интерпретируются как ранее неизвестные магмонасыщенные области, а под Срединным хребтом – как область остывающего магматического расплава либо повышенной трещиноватости.
3. Низкоскоростные аномалии скорости поперечной волны под вулканом Мутновский связаны с водонасыщенным слоем на глубине 1–2 км, соответствующим продуктивному горизонту Мутновского месторождения парогидротерм, а также с магматической интрузией на глубине 4–5 км, которая интерпретируется как источник тепла для месторождения.

Степень достоверности результатов

В работе использованы современные методы анализа непрерывных сейсмических данных международного уровня, полученных в рамках высококачественных полевых сейсмологических экспериментов. Достоверность результатов выполненного исследования демонстрирует их согласованность с существующими опубликованными автором.

Публикации по теме диссертации

1. Belovezhets N., Berezhnev Y., Abramnikov S., Abkadyrov I., Dergach P., Khmarin E., Chebrov D., Koulakov I. Crustal Sources of Geothermal and Magmatic Activity in the Area of Mutnovsky-Gorely Volcanic Complex (Kamchatka) Inferred From Ambient Noise Tomography // JGR Solid Earth. – 2026. Vol. 131. № 1. P. e2025JB032025
2. Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abramnikov S., Smirnov S. Z., Abkadyrov I. Magma and hydrothermal sources below the northern part of Paramushir Island (Kuril Arc) inferred from ambient noise tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2023. Vol. 443. P. 107931.
3. Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Яковлев А.В., Абраменков С.С., Абкадыров И.Ф. Выявление дрейфа часов в сейсмических записях и определение временных сдвигов для сети станций // Геофизические технологии. – 2022. Т. 1. С. 134-142.
4. Meliksetian Kh., Sargsyan L., Koulakov I., Toghramadjian N., Belovezhets N., Berezhnev Y., Navasardyan G., Grigoryan E., Vasilevsky A., Sahakyan E. Deep Sources of Recent Volcanism

- in Armenia Inferred From Ambient Noise Tomography // JGR Solid Earth. – 2026. Vol. 131. № 1. P. e2025JB032349.
5. Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М., Абкадыров И.Ф., Рычагов С.Н., Гордеев Е.И. Строение верхней коры вулкана Камбальный (Южная Камчатка) по результатам шумовой сейсмической томографии // Доклады Академии Наук. Науки о Земле. – 2021. Т. 501. № 1. С. 43-48.
 6. Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N. M., Abramenzkov S., Abkadyrov I., Yaskovich S., Chebrov D., Koulakov I. Seismic tremor as a precursor to hydrothermal explosions near Mutnovsky Volcano (Kamchatka) // Geophysical Research Letters. – 2026. Vol. 53. P. e2026GL122331
 7. Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N., Koulakov I. Temporal changes of seismic velocities below Bezymianny volcano prior to its explosive eruption on 20.12.2017 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2023. Vol. 433. P. 107735.
 8. Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N. M., Abramenzkov S., Koulakov I. Tracking changes in the tremor sources associated with a Gorely Volcano degassing episode in 2013 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2025. Vol. 468. P. 108452.
 9. Бережнев Я.М., Беловежец Н.Н., Кулаков И.Ю., Яковлев А.В., Алажми М.С., Гордеев Е.И. Изменения сейсмических скоростей под вулканом Эбеко (Курильские острова) по наблюдениям в июле-августе 2021 года // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. – 2024. Т. 515. № 1. С. 110–117.
 10. Cabrera-Pérez I., Komzeleva V., Berezhnev Y., Belovezhets N., Koulakov I. Melt, fluids, and fractures beneath Ebeko Volcano (Kuril Islands) revealed by ambient noise attenuation tomography // Scientific Reports. – 2026. Vol. 16(1). P. 15134.

Тезисы конференций

1. Беловежец Н.Н. Строение верхней коры вулкана Эбеко по результатам шумовой сейсмической томографии // Геология: Материалы 61-й Международной научной студенческой конференции (МНСК-2023) (г. Новосибирск, 17-26 апреля 2023 года). Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2023. С. 35–35.
2. Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Кулаков И.Ю., Яковлев А.В., Абраменков С.С., Абкадыров И.Ф. Скоростная структура верхней коры под вулканом Эбеко (Курильские острова) по результатам шумовой сейсмической томографии // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2023 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 18–21.

3. Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Кулаков И.Ю., Яковлев А.В., Абраменков С.С., Абкадыров И.Ф. Строение верхней коры под вулканом Эбеко (Парамушир) по результатам пассивной интерферометрии // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ, 13-17 марта 2023 г.). Улан-Удэ: Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, 2023. С. 69–73.
4. Абраменков С., Ступина Т., Беловежец Н., Кулаков И. Временные сейсмологические сети на вулканах Курильской и Камчатской гряды: обработка данных // Наука о данных, геоинформатика и системный анализ в изучении Земли: Тезисы докладов Международной конференции к 70-летию Геофизического центра РАН и 300-летию РАН (г. Суздаль, Российская Федерация, 25-27 сентября 2024 г.). Суздаль: 2024. С. 33–33.
5. Бережнев Я.М., Беловежец Н.Н., Кулаков И.Ю., Абраменков С.С., Хмарин Э.К. Скоростная модель верхней коры под вулканами Мутновский-Горелый (Камчатка) по данным шумовой сейсмической томографии. Екатеринбург: EAGE. Инженерная и рудная геофизика 2025: Научно-практическая конференция и выставка (г. Екатеринбург, Россия, 21-25 апреля 2025 г.), 2025. С. 312–315.
6. Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Abramnikov S., Abkadyrov I., Chebrov D. Crustal structure of Mutnovsky volcano (Kamchatka) and its surroundings from ambient noise tomography // IAGA / IASPEI Joint Scientific Meeting 2025, (Lisbon, Portugal, 31 August - 5 September, 2025): Book of Abstracts. Lisbon, 2025. P. 746–746.
7. Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Abramnikov S., Abkadyrov I., Chebrov D. Magmatic and hydrothermal structure beneath Mutnovsky and Gorely volcanoes (Kamchatka) from ambient noise tomography. Chiba, Japan: Japan Geoscience Union, 2025. P. SSS07- 05.
8. Koulakov I., Berezhnev Y., Belovezhets N., Abramnikov S., Bushenkova N. Imaging Magmatic and Hydrothermal Sources in Central Kamchatka Using Multiscale Seismic Tomography // IAGA / IASPEI Joint Scientific Meeting 2025, (Lisbon, Portugal, 31 August - 5 September, 2025): Book of Abstracts. Lisbon, 2025. P. 908–908.

Апробация работы

1. 61-ая Международная научная студенческая конференция (МНСК-2023), Новосибирск.
2. Вулканизм и связанные с ним процессы: XXVI ежегодная научная конференция, посвященная Дню вулканолога, 30-31 марта 2023 г., Петропавловск-Камчатский.
3. Геодинамика и минерагения Северной Евразии: VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 2023, Улан-Удэ.

4. Геологический международный студенческий саммит 2023, Санкт-Петербург.
5. Инженерная и рудная геофизика 2025: Научно-практическая конференция и выставка, Екатеринбург.
6. IAGA / IASPEI Joint Scientific Meeting 2025, Лиссабон, Португалия.
7. Japan Geoscience Union Meeting 2025, Чиба, Япония.
8. "Passive Imaging & Monitoring in Wave Physics: From Seismology to Ultrasound" научная школа, 2026, Дали, Китай.

Вклад автора

Автор диссертационной работы участвовала в разработке всех этапов диссертационной работы, в формулировании целей и задач, получении части сейсмологических данных, их полной обработке, а также в подготовке научных публикаций. Автор самостоятельно выполнила расчёт кросс-корреляционных функций, разработала необходимые программные коды, выделила дисперсионные кривые поверхностных волн и построила скоростную модель Центральной и Южной Камчатки. Скоростная модель вулканов Мутновский и Горелый была построена совместно с научным руководителем д.г.-м.н. И.Ю. Кулаковым. Предварительную подготовку сейсмологических данных проводили С.С. Абраменков (ИНГГ СО РАН, НГУ) и А.С. Чемарев (КФ ФИЦ ЕГС РАН). Бережнев Я.М. участвовал в создании программного кода для построения кросс-корреляционных функций.

Структура диссертации

Диссертация состоит из введения, обзора литературы, описания сейсмологических данных и методов, результатов и обсуждения, а также заключения, списка сокращений и списка цитируемой литературы, включающего 266 ссылок. Работа изложена на 131 страницах машинописного текста, содержит 48 рисунков и приложение на 17 страницах.

Благодарности

Автор выражает признательность сотрудникам и руководству КФ ФИЦ ЕГС РАН, ИВиС ДВО РАН, ИФЗ РАН, ИЗК СО РАН, ИНГГ СО РАН, НГУ, а также компании «ЗарубежНефть» за вклад в полевые сейсмологические работы и предоставление сейсмических данных. Отдельная благодарность выражается член-корреспонденту РАН Кулакову И.Ю., академику РАН Гордееву Е.И., Рычагову С.Н., Абкадырову И.Ф., Абраменкову С.С., Шапиро Н.М., Яковлеву А.В., Чеброву Д.В., Чемареву А.С., Понасенко С.Н., Дергачу П.А., Дробчику А.Н., Яскевичу С.В., Яблокову А.В., Смирнову С.З., организации «Russian Travel Geek» и ее директору Акшинцеву А.А., Бушенковой Н.А., Русских Н.С., Преснову Д.А., Жосткову Р.А., Хмарину Э.К.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИССЛЕДУЕМОЙ ОБЛАСТИ

1.1. Общая геологическая и геофизическая характеристика Центральной и Южной Камчатки

Современная Камчатка (рис. 1а) представляет собой сложную геодинамическую систему с активным вулканизмом и тектоникой [Gorbatov et al., 1997; Lander, Shapiro, 2007]. Одной из отличительных особенностей Курило-Камчатской зоны субдукции является различие между северным и южным сегментами [Авдейко, Палуева, Хлебородова, 2006]. В южном сегменте наблюдается всего один вулканический пояс, в то время как в северной части существуют два параллельных пояса четвертичных вулканических образований: Восточный вулканический пояс (ВВП) и Центрально-Камчатский вулканический пояс (ЦВП) [Авдейко, Попруженко, Палуева, 2002]. ВВП является продолжением на север современного Курильского вулканического пояса и пространственно совпадает с Восточным горным хребтом, где сосредоточено большинство активных вулканов Камчатки (рис. 1б). ЦВП совпадает с Срединным хребтом, расположенным в 80–150 км от ВВП, однако голоценовая вулканическая активность там развита очень ограничено [Певзнер и др., 2020].

Северная часть Срединного хребта в основном состоит из лавовых полей и нескольких неактивных щитообразных вулканов, а в южной части расположены крупные активные вулканы Хангар и Ичинский [Мелекесцев, Гирина, Пономарева, 2001; Ponomareva et al., 2007]. На всем протяжении Срединного хребта распространены эффузивно-экструзивные и пирокластические комплексы пород – от базальтов до дацитов и риодацитов с преобладанием андезитов и андезидацитов. При этом среди них встречаются породы как нормального, так и щелочного ряда [Огородов и др., 1972; Шеймович, Патока, 1989]. Согласно геохимическим исследованиям [Колосков, 2020] вулканические породы Срединного хребта имеют один мантийный источник. Кроме вулканических пород на юге Срединного хребта наблюдаются выходы палеозойских и протерозойских метаморфических пород (гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и т.д.) [Авдейко, Попруженко, Палуева, 2002], которые выделяются в магнитном поле интенсивной отрицательной аномалией, а в редукции Буге характеризуются слабой дифференциацией и повышенной интенсивностью региональной составляющей [Мороз, Логинов, Улыбышев, 2016]. Это может свидетельствовать о существовании в области Срединного хребта и расположенного параллельно Ганальского хребта жесткого и устойчивого блока земной коры [Мороз, Логинов, Улыбышев, 2016]. Данная гипотеза дополнительно подтверждается областью повышенных сейсмических скоростей, которая наблюдается до глубины порядка 30 км [Bushenkova et al., 2023; Egorushkin et al., 2024; Koulakov et al., 2025].

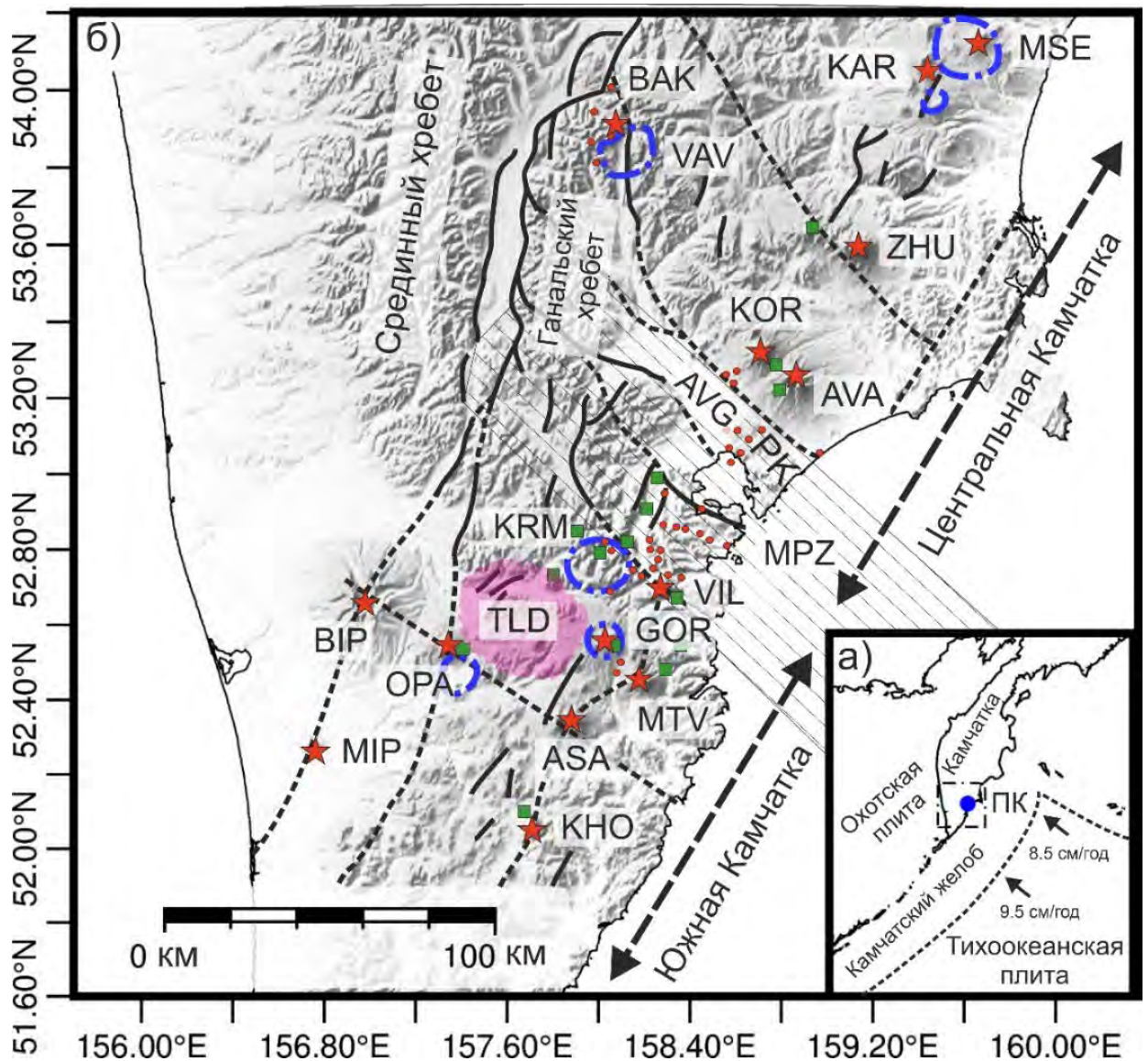


Рисунок 1. – Область исследования. а) Обзорная схема Курило-Камчатского региона (исследуемая область в пунктирной рамке). Стрелками показано направление и скорость движения Тихоокеанской плиты [Авдейко, Попруженко, Палуева, 2002]. Синяя точка – г. Петропавловск-Камчатский (ПК). Пунктирные линии – границы тектонических плит [Авдейко, Попруженко, Палуева, 2002]. б) Топография исследуемой области с геологической информацией. Синие пунктирные круги – кальдеры; красные звезды – вулканы; зеленые квадраты – гидротермальные источники [Леонов, 1991; Нурмухамедов, Сидоров, 2025]; красные круги – моногенные конуса [Dorendorf et al., 2000; Bergal-Kuvikas et al., 2022]; розовая область – Толмачевский Дол. Черные сплошные линии – активные разломы [Kozhurin, Zelenin, 2017; Кожурин, 2019], черные пунктирные линии – предполагаемые разломы [Гордеев и др., 2005; Мороз, Логинов, Улыбышев, 2016; Bergal-Kuvikas et al., 2022; Koulakov et al., 2025; Нурмухамедов, Сидоров, 2025]; область с параллельной штриховкой – Малки-Петропавловская разломная зона [Bergal-Kuvikas et al., 2022; Bushenkova et al., 2023]. Сокращения: MSE – Малый Семячик, KAR – Карымский, БАК – Бакенинг, VAV – Верхнеавачинская кальдера, ZHU – Жупановский, KOR – Корякский, AVA – Авача, AVG – Авачинский грабен, MPZ – Малки-Петропавловская разломная зона, ПК – Петропавловск-Камчатский, VIL – Вилючинский, KRM – Кальдера Карымшина, GOR – Горелый, TLD – Толмачев Дол, MTV – Мутновский, ASA – Асача, ОРА – Опала, ВІР – Большая Ипелка, МІР – Малая Ипелка, KHO – Ходутка.

Четвертичные вулканические породы Южной Камчатки имеют геохимически более однородный состав и представлены базальтами, андезитами, дацитами и риолитами нормальной щелочности [Duggen et al., 2007; Bindeman et al., 2010; Seligman et al., 2014; Simon et al., 2014].

Существование границ между сегментами Курило-Камчатской островодужной системы объясняется различной историей их образования с позднего Миоцена-Плиоцена [Lander, Shapiro, 2007]. Сформировавшееся к настоящему времени представление об этом процессе заключается в следующем: в результате коллизии полуострова Камчатка с Кроноцкой островной дугой, которая двигалась вместе с Тихоокеанской плитой, произошел перескок зоны субдукции [Lander, Shapiro, 2007; Ханчук, Гребенников, 2021]. Возраст погружающейся Тихоокеанской плиты составляет 87–92 млн. лет под ВВП, а под Южной Камчаткой – 103–105 млн. лет [Gorbatov et al., 1997], или 89–92 млн. лет под ВВП и 100–105 млн. лет – под Южной Камчаткой [Syracuse, Abers, 2006]. Кроме того, граница между сегментами отражается в наличии так называемой Авачинской или Малки-Петропавловской (МПЗ), или Начикинской трансформной разломной зоны [Lander, Shapiro, 2007]. К северу от МПЗ глубокие землетрясения (до глубин порядка 600 км) отсутствуют, в отличие от юга Камчатки [Мороз, Гонтовая, 2018; Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022]. Кроме того, МПЗ характеризуется повышенным тепловым потоком (80 мВт/м^2) по отношению к окружающей территории ($40\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$) [Сугробов, Яновский, 1991].

Главная система разломов, пространственно связанная с активным вулканизмом, проходит вдоль осевой части ВВП. Разломы ВВП имеют преимущественно сбросовый характер и образуют структуру «грабен в грабене», которая имеет длину около 130 км и ширину 10–18 км [Флоренский, Трифонов, 1985; Kozhurin, 2004]. Еще одной тектонической особенностью Южной Камчатки является отсутствие центральной депрессии аналогичной Центральной Камчатской депрессии на севере. Предполагается, что разломные структуры верхней коры, расположенные в ВВП, возникают из-за растяжения, перпендикулярного дуге, относительно тонкой хрупкой коры, а не из-за магматических процессов [Kozhurin, Zelenin, 2017].

Отдельной особенностью тектоники Центральной и Южной Камчатки является Малки-Петропавловская разломная зона (МПЗ), которая представляет собой крупную трансформную разломную зону [Андреев, 1993; Кожурин, Пономарева, Пинегина, 2008] и границу зоны коллизии [Lander, Shapiro, 2007]. Эта зона соответствует области низких скоростей [Гонтовая и др., 2011; Логинов, Гонтовая, Сеньюков, 2023; Bushenkova et al., 2023; Egorushkin et al., 2024; Koulakov et al., 2025], с сильно раздробленной верхней корой [Шеймович, Сидоров, 2000; Мороз, Гонтовая, 2018; Nurmukhamedov, Sidorov, 2019; Хритова, Мордвинова, Кобелева, 2025]. Из-за тектонических деформаций вдоль Малки-Петропавловской разломной зоны была сформирована

грабенообразная структура, называемая Авачинским грабеном, которая заполнилась осадочными породами [Шеймович, Сидоров, 2000]. Грабен характеризуется аномально низкими значениями электрического сопротивления [Логинов, Гонтовая, Сенюков, 2023] и пониженными значениями сейсмических скоростей [Bushenkova et al., 2023; Egorushkin et al., 2024]. В работе Bushenkova et al., [2023] по границе низкоскоростной аномалии, выделяется разломная зона, ограничивающая Авачинский грабен.

Вулканическая активность в районе МПЗ проявляется преимущественно в трех типах: извержения стратовулканов, побочных конусов на их склонах, моногенных шлаковых конусов и экструзивных куполов [Bergal-Kuvikas et al., 2022]. Все стратовулканы (Вилучинский, Корякский, Авачинский, Козельский) в пределах МПЗ находятся на расстоянии 213–230 км от зоны субдукции, что соответствует глубине до слэба 88–107 км [Syracuse, Abers, 2006]. При этом вулканы Козельский, Авачинский и Корякский расположены перпендикулярно зоне субдукции. Экструзивные купола в основном наблюдаются в северной части МПЗ, а большинство шлаковых конусов сосредоточено в южной части МПЗ [Bergal-Kuvikas et al., 2022]. Моногенные конуса начали появляться в раннем голоцене, после того как произошли последние извержения Козельского и Вилучинского вулканов [Krashenninikov et al., 2020]. Геологические, геохимические и геофизические данные указывают на то, что аномалия высокой электропроводности в земной коре [Мороз, Гонтовая, 2018] и аномалия низкой скорости в верхней мантии [Bushenkova et al., 2023; Koulakov et al., 2025] могут быть связаны с источником моногенного вулканизма на границе между двумя погружающимися участками слэба разного возраста на долгоживущем трансформном разломе.

На северо-восток от Авачинской группы вулканов и МПЗ расположена долина Налычева (Налычевская купольно-кольцевая структура или Налычевская разломная зона), где располагается большое количество термальных источников [Калачева и др., 2020]. Эта долина также совпадает с максимумом силы тяжести [Мороз, Логинов, 2019; Логинов, Гонтовая, Сенюков, 2023] и характеризуется повышенными значениями сейсмической скорости [Egorushkin et al., 2024; Koulakov et al., 2025].

Систематические исследования вулканизма Камчатки начались в 1930-х годах [Горшков, Заварицкий, Пийп, 1954], и с тех пор было опубликовано множество работ по геологии [Шеймович, Патока, 1989; Ponomareva, Melekestsev, Dirksen, 2006; Добрецов, Кулаков, Литасов, 2012]; геохимии, петрологии [Volynets, 1994; Федоров, Шапиро, 1998; Duggen et al., 2007; Portnyagin et al., 2015] и другим темам. Глубинные исследования Камчатки проводились с использованием региональных гравиметрических и магнитометрических съемок [Попруженко, Апрельков, Ольшанская, 1987; Нурмухамедов, Сидоров, 2023; Есин, Василевский, Бушенкова,

2024], глубинного сейсмического зондирования и магнитотеллурического зондирования по нескольким профилям [Гонтовая и др., 1990; Koulakov et al., 2014; Мороз, Логинов, 2019], а также сейсмологических исследований [Churikov, Kuzmin, 1998; Peyton et al., 2001; Гордеев и др., 2005; Кирюхин и др., 2017]. Первоначально на Камчатке действовала лишь редкая сеть постоянных сейсмических станций, а полученные данные использовались для построения региональных и глобальных моделей сейсмической томографии [Gorbatov, 1999; Levin et al., 2002]. Впоследствии постоянная сейсмическая сеть была значительно расширена Камчатским филиалом Геофизической службы РАН и были развернуты несколько временных сейсмических сетей [Koulakov et al., 2014; Bushenkova et al., 2023; Belovezhets et al., 2026]. Данные временных сетей совместно с данными постоянных станций были использованы для построения ряда локальных и региональных томографических моделей, основанных как на объемных волнах [Гонтовая и др., 2008; Bushenkova et al., 2019; Bushenkova et al., 2023; Koulakov et al., 2017; Koulakov et al., 2025], так и на поверхностных волнах [Koulakov et al., 2014; Green et al., 2020; Egorushkin et al., 2024; Belovezhets et al., 2026].

В пределах Южной и Центральной Камчатки располагается множество вулканических систем, которые либо активны в настоящее время, либо могут сохранять опасность извержения: Дзензур-Жупановская группа вулканов, вулкан Бакенинг, Верхне-Авачинская кальдера, Авачинская группа вулканов, кальдера Карымшина, вулкан Вилючинский, Мутновский вулкан, вулкан Горелый, вулкан Асача, вулкан Опала, Толмачев Дол, вулканы Большая Ипелька и Ходутка.

1.2. Геологическая и геофизическая характеристика отдельных вулканических систем

1.2.1. Дзензур-Жупановская группа вулканов

Дзензур-Жупановская группа вулканов приурочена к простирающемуся на северо-запад Жупановскому хребту и представляет собой сложный вулканический массив, состоящий из слившихся и наложенных друг на друга вулканических построек различных типов и возрастов [Базанова и др., 2009]. Согласно палеомагнитным данным, начальная стадия вулканической активности относится к плиоцену, а изверженные породы, как и породы более поздних извержений, имеют базальт-андезитовый состав [Литвинов, Бурмаков, 1993]. Между эпизодами базальт-андезитового вулканизма происходили дацитовые извержения преимущественно эффузивного характера [Базанова и др., 2009; Плечова, Портнягин, Базанова, 2011; Горбач и др., 2018].

В настоящее время активен только самый восточный конус Жупановского вулкана, достигающий высоты 2884 м и относящийся к позднему плейстоцену. В историческое время было зафиксировано шесть эффузивных извержений, последнее из которых произошло в период

с 2013 по 2016 г. и характеризовалось фреатомагматической активностью, сопровождавшейся выбросами пепла и парогазовой смеси [Гирина и др., 2018; Горбач и др., 2018].

Результаты петрологических исследований показали, что магма кристаллизовалась на глубинах около 10 км, но при этом была обнаружена прямая связь с субдуцирующей плитой на глубинах 100–125 км [Плечова, Портнягин, Базанова, 2011]. Пузанков и др., [2021] сделали вывод, что магмы Жупановского вулкана образовались в результате многократных внедрений вещества на нескольких разных уровнях магматической системы. В историческое время наблюдается фумарольная активность в районе неактивного вулкана Дзензур [Федотов, Масуренков, 1991]. Хотя локальные геофизические исследования в этом районе не проводились, региональные модели сейсмических скоростей выявляют три зоны пониженной скорости под Жупановским вулканом на глубине ~8 км и 20 км, интерпретируемые как магматические очаги [Egorushkin et al., 2024]. Эти зоны, по-видимому, имеют общий канал поднятия магмы из мантии с Авачинской группой вулканов [Bushenkova et al., 2023].

1.2.2. Авачинская группа вулканов

Авачинская группа вулканов состоит из действующих вулканов Авачинский (или Авача) и Корякский, а также неактивных вулканов – Козельский, Арик и Ааг. Она расположена примерно в 20 км от Петропавловска-Камчатского, где проживает большая часть населения Камчатки. Извержения Авачинского и Корякского вулканов представляют значительную угрозу для местного населения и инфраструктуры [Озеров и др., 2025]. Помимо вулканической опасности, вулканы Авачинский и Корякский также считаются перспективными объектами для добычи геотермальной энергии [Федотов и др., 2007; Kitsura et al., 2023].

За вулканами постоянно ведется сейсмологическое наблюдение сетью Камчатского филиала Геофизической службы РАН [Сенюков и др., 2021; Фирстов и др., 2021], а также визуальные и спутниковые наблюдения [Гирина и др., 2019] и измерения тепловых аномалий [Кирсанов, Медведева, Серафимова, 1964; Гордеев, Дроздин, 2010]. Кроме того, проводятся наблюдения за уровнем грунтовых вод в скважинах, расположенных вблизи вулканов [Копылова, Болдина, 2012]. Дополнительно в 2024 г. Институт вуканологии и сейсмологии ДВО РАН развернул систему мониторинга «Вулканологический многопараметрический автоматизированный комплекс» [Озеров и др., 2025].

Из-за угрозы катастрофических извержений Авачинская группа вулканов широко изучалась с использованием разнообразных геологических, геохимических и геофизических методов. Опубликованные исследования посвящены петрографии и геохимии ксенолитов [Ishimaru et al., 2006; Ishimaru, Arai, 2009] и изверженных пород [Иванов и др., 1995; Портнягин и др., 2005; Vissaro et al., 2012]; геологическому строению и истории извержений [Брайцева и др.,

1998; Мелекесцев и др., 1994; Попруженко, Апрелков, 1997; Ponomareva, Melekestsev, Dirksen, 2006]. С 1963 г. ведется постоянный мониторинг состава фумарольных газов [Серафимова, Овсянников, Муравьев, 2002; Ushakov et al., 2006; Malik, 2024]. Сейсмичность под Авачинской группой была детально исследована на основе данных долгосрочного мониторинга [Gorbatov et al., 1997; Сеньюков, Нуждина, 2010; Кирюхин и др., 2017], и было разработано несколько томографических моделей с использованием как данных объемных волн [Bushenkova et al., 2019; Kitsura et al., 2023], так и данных поверхностных волн [Koulakov et al., 2014]. Также проводились сейсмические исследования с использованием методов активной сейсморазведки [Балеста и др., 1989; Гонтовая и др., 1990; Гонтовая и др., 1998; Гонтовая, Сеньюков, 2000; Koulakov et al., 2014], методов электромагнитного зондирования [Федорченко, 1985], магнитотеллурических [Мороз, Логинов, 2019] и гравиметрических [Зубин, Козырев, 1989] исследований. После этого был проведен ряд комплексных интерпретаций, которые объединили различные геофизические данные [Гонтовая, Попруженко, Низкоус, 2010; Логинов, Гонтовая, Сеньюков, 2023].

1.2.2.1. Авачинский вулкан

Вулкан Авачинский или Авача – это стратовулкан типа Сомма-Везувий высотой 2731 м [Гирина и др., 2019]. Основной конус вулкана относится к позднему плейстоцену, а его юго-западный сектор был частично разрушен катастрофическим извержением примерно 30 тыс. лет назад [Мелекесцев, Литасова, Сулержицкий, 1991]. Во время этого извержения был выброшен большой объем крупнозернистых вулканокластических отложений толщиной до 40 м, на которых впоследствии была построена большая часть города Петропавловск-Камчатский [Белоусов, Белоусова, 2025]. Активный молодой конус начал формироваться примерно 3800 лет назад [Мелекесцев, Литасова, Сулержицкий, 1991].

За последние 300 лет зафиксировано 15 извержений Авачи, большая часть которых была преимущественно взрывными и сопровождалась выпадением тефры и пирокластическими потоками базальт-андезитового состава [Мелекесцев и др., 1994; Озеров и др., 2025]. После извержения в 1991 г. в жерле Авачинского вулкана образовалась лавовая пробка, в которой в 2001 г. образовалась трещина [Мелекесцев, Селиверстов, Сеньюков, 2002]. В периоды между извержениями наблюдается интенсивная фумарольная активность [Malik, 2024].

По локальным сейсмотомографическим моделям [Bushenkova et al., 2019; Kitsura et al., 2023] было сделано предположение о верхнекоровой магматической камере под Авачинским вулканом на глубине приблизительно 3 км ниже поверхности, а также о приповерхностной водонасыщенной области между Авачинским и Корякским вулканами. Сейсмические модели, построенные по данным ГСЗ, показывают зону низких скоростей под юго-восточным склоном Авачинского вулкана и зону высоких скоростей под его северо-западным склоном [Гонтовая и

др., 1990; Гонтовая и др., 1998]. В работах Зубина и Козырева [1989], а также Кулакова и др. [Koulakov et al., 2014] была выявлена отрицательная гравитационная аномалия, совпадающая с областью низких скоростей, которую авторы проинтерпретировали как слабо консолидированные осадочные отложения. Кроме того, существует предположение о наличии глубокого разлома вдоль юго-западного подножия Авачинской группы вулканов, а также магматической камеры в средней части земной коры на глубине около 30 км, питающей вулканическую систему Авачинского и Корякского вулканов [Логинов, Гонтовая, Сенюков, 2023]. Модели сейсмической томографии подтверждают наличие среднекорового очага [Gorbatov, 1999; Egorushkin et al., 2024].

1.2.2.2. Корякский вулкан

Корякский вулкан, также как и Авачинский, является стратовулканом высотой 3465 м и по возрасту относится, предположительно, к плейстоцену [Ponomareva et al., 2007]. Состав изверженных пород варьирует от базальтов до андезитов [Иванов, 2010]. Исторические извержения в основном состояли из слабых фреатомагматических взрывов, а последняя активизация произошла в 2008–2009 гг. и сопровождалась повышенной сейсмичностью [Белоусов, Белоусова, 2025]. На склонах Корякского вулкана обнажаются лавовые потоки раннего Голоцена [Базанова и др., 2012]. Верхнекоровый магматический очаг выделяется по аномалиям сейсмических скоростей с повышенным отношением V_p/V_s на глубине приблизительно 6–7 км ниже поверхности [Bushenkova et al., 2019; Kitsura et al., 2023].

1.2.3. Вулкан Бакенинг

Стратовулкан Бакенинг расположен на окраине Авачинского грабена, примерно в 125 км от Авачинской группы вулканов, и находится на пересечении региональных разломов северо-северо-западного и северо-восточного направлений [Kozhurin, Zelenin, 2017; Кожурин, 2019]. Вулкан Бакенинг преимущественно изучался геологическими, геохимическими и петрографическими методами [Кеpezhinskas et al., 1997; Мелекесцев, Дирксен, Гирина, 1998; Дирксен, Мелекесцев, 1999; Dorendorf et al., 2000; Колосков, Ананьев, 2020]. Извержения вулкана Бакенинг начались в позднем плейстоцене, хотя были обнаружены и голоценовые лавовые потоки. При этом возраст самых молодых извержений оценивается примерно в 3500 лет [Мелекесцев, Дирксен, Гирина, 1998]. Состав изверженных пород варьирует от более древних дацитовых экструзий до более молодых андезитовых лавовых потоков [Кеpezhinskas et al., 1997; Dorendorf et al., 2000]. Данные геохимических исследований показывают, что глубина генерации магмы примерно 15 км. При этом есть свидетельства фракционирования магмы в неглубоких магматических очагах [Кожемяко, Кеpezжинскас, Бердников, 2024]. В моделях сейсмической

томографии выделяется зона пониженной скорости на глубине 50–60 км под вулканом [Gorbatov, 1999; Koulakov et al., 2025].

Ряд моногенных голоценовых конусов базальтового состава расположен примерно в 25–30 км от вулкана Бакенинг [Dorendorf et al., 2000]. Возраст самых молодых из этих конусов оценивается в 500–600 лет [Дирксен, Мелекесцев, 1999], при этом отдельно выделяют вулкан Ново-Бакенинг – моногенный андезитово-дацитовый лавовый конус раннеголоценового возраста, расположенный к северу от Бакенинга [Dorendorf et al., 2000]. Его последнее извержение произошло приблизительно 2500 лет назад [Брайцева, Певзнер, 2000].

1.2.4. Верхнеавачинская кальдера

Верхнеавачинская кальдера расположена вблизи вулкана Бакенинг в пределах Авачинского грабена [Леонов и др., 2011]. Базальт-андезитовые игнимбриты миоценового возраста, связанные с этой кальдерой, занимают площадь примерно 120 км² [Bergal-Kuvikas et al., 2019]. Верхнеавачинская кальдера является самой древней из известных кальдер Камчатки и выделяется среди остальных наибольшим количеством основных магм среди остальных [Рогозин, Леонов, Бергаль-Кувикас, 2011; Bergal-Kuvikas et al., 2019]. При этом геохимический анализ игнимбритов показал, что они имеют характеристики, переходные между мантийными источниками базальта океанических островов (OIB) и обогащенного базальта срединно-океанических хребтов (E-MORB) [Bergal-Kuvikas et al., 2019].

1.2.5. Кальдера Карымшина

Кальдера Карымшина – одна из крупнейших кальдер Камчатки (размер – 15 на 25 км) – расположена примерно в 50 км от Петропавловска-Камчатского, на границе Малки-Петропавловской зоны в пределах «Вилучинского линеамента» – зоны разломов северо-западного простирания [Апрелков, 1971; Леонов, Рогозин, 2007]. По данным гравиметрических исследований эта разломная зона совпадает с положительной аномалией гравитационного поля, что интерпретируется как депрессия фундамента [Зубин, 1980; Nurmukhamedov, Sidorov, 2019]. Кроме этого, согласно данным магнитотеллурического исследования область кальдеры характеризуется локально утолщенной габбровой нижней корой и утоненной верхней корой, которые перекрыты толстым слоем вулканических отложений [Нурмухамедов, Сидоров, 2023]. Результаты геофизических исследований были проинтерпретированы как замещение верхней коры мощной последовательностью магматических интрузий в виде силлов базальтового состава [Bindeman et al., 2019]. Область расположения кальдеры Карымшина также соответствует низкоскоростной области на глубинах 30–60 км [Bushenkova et al., 2023].

Возраст кальдеры оценивается примерно в 1,7–0,5 млн. лет [Bindeman et al., 2019]. Она состоит из мощных толщ пирокластического материала и большого объема дегазированной магмы в виде экструзий риолитового и риодацитового состава [Леонов, Рогозин, 2007]. При этом, риолитовые купола, расположенные вдоль склонов кальдеры, имеют возраст 0,5–0,8 млн. лет [Шеймович, Хацкин, 1996; Шеймович, Головин, 2003]. Геохимические исследования указывают на наличие долгоживущей батолитовой магматической камеры риолитового состава в верхней коре, подвергающейся фракционной кристаллизации [Bindeman et al., 2019], а также на то, что перед извержением расплавы были насыщены флюидом [Рогозин, Смирнов, 2025]. Вдоль края кальдеры расположены термальные источники Больше-Баннные, Карымшинские и Верхне-Паратунские [Леонов, 1991].

1.2.6. Вилучинский вулкан

Вилучинский вулкан – это стратовулкан высотой 2173 м, расположенный в Южной Камчатке. Вулкан сформировался в позднем плейстоцене, а в раннем голоцене на его западных склонах произошло излияние нескольких базальтовых лавовых потоков [Kеpezhinskas et al., 1997; Ponomareva, Melekestsev, Dirksen, 2006]. Локальных геофизических исследований на Вилучинском не проводилось, однако имеются результаты региональных геофизических исследований: вулкан расположен на южной границе зоны высокого сопротивления [Мороз, Самойлова, 2017], а под ним расположена область низких сейсмических скоростей, прослеживающаяся до поверхности слэба (~ 150 км) [Bushenkova et al., 2023; Koulakov et al., 2025].

1.2.7. Вулканы Мутновский и Горелый

Мутновский и Горелый вулканы расположены примерно в 70 км от Петропавловска-Камчатского и представляют большую угрозу для туристов, местного населения, а также для инфраструктуры и авиасообщения. С 1960-х годов в этом районе проводятся разнообразные геологические исследования [Аверьев, 1960; Белоусов, Сугробов, 1976; Вакин, Пилипенко, Сугробов, 1986; Мелекесцев, Брайцева, Пономарева, 1987; Леонов, 1989; Simon et al., 2014], а с 1980-х годов – геофизические исследования, такие как гравиметрические, магнитометрические, сейсмические, геоэлектрические и магнитотеллурические [Мишин, 1997; Мороз, Самойлова, 2013; Белявский, Алексанова, 2014; Нурмухамедов, Сидоров, 2022]. С 2008 года в окрестностях вулканов функционируют четыре постоянные сейсмические станции КФ ФИЦ ЕГС РАН: MTV, ASA, GRL и RUS, благодаря которым производится непрерывный сейсмологический мониторинг [Соболевская, 2009; Берсенева, Соболевская, 2013; Кугаенко, Нуждина, Салтыков, 2011]. В сентябре 2024 г. постоянная сейсмическая сеть была расширена четырьмя

дополнительными станциями [Шакирова и др., 2025]. Также с 2009 г. научные группы VONA/KVERT (ИВиС ДВО РАН) и Лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности (КФ ФИЦ ЕГС РАН) [Чебров и др., 2013] проводят непрерывное наблюдение за Мутновским путем ежедневных визуальных и видеонаблюдений, а также с помощью анализа спутниковых данных.

На глубинах 20–40 км под вулканами Мутновский и Горелый выявлена зона пониженного электрического сопротивления [Мороз, Самойлова, 2017], что совместно с другими геофизическими данными было интерпретировано как общая для двух вулканов магматическая камера, пересеченная глубоким разломом [Нурмухамедов, Сидоров, 2023]. По результатам сейсмотомографических исследований была выявлена низкоскоростная область на глубине около 30 км, простирающаяся вниз и соединяющаяся с субдуцирующей плитой на глубине ~150 км [Gorbatov, 1999; Bushenkova et al., 2023; Koulakov et al., 2025].

1.2.7.1. Мутновский вулкан

Вулкан Мутновский расположен на пересечении региональных глубинных субмеридиональных и широтных разломных зон и систем разломов северо-восточного и северо-западного простирания [Selyangin, 2019a]. Последние фреатомагматические и фреатические извержения Мутновского произошли в 1927–1929, 1938–1939, 1960, 2000, 2007, 2012, 2013, 2018, 2020 годах [Waltham, 2001; Kiryukhin et al., 2022].

Постройка Мутновского состоит из четырех стратоконусов с небольшими вершинными кальдерами и полигенетическими внутрикальдерными сооружениями [Selyangin, 2019b]. Вулкан существует с позднего плейстоцена и характеризуется циклической активностью: рост конусов, образование кальдер или кратеров, деградация конусов и последующее формирование новых конусов с систематическим смещением на северо-запад (Мутновский-1, -2, -3) и юго-запад (Мутновский-4) [Селянгин, 1993]. Более древние конусы состоят из дифференцированных серий вулканических пород, варьирующих от базальта до риодацита, в то время как самая молодая постройка преимущественно состоит из базальтов [Мелекесцев, Брайцева, Пономарева, 1987]. На основе анализа геохимического состава пород Мутновского вулкана было показано, что магма под ним появляется в результате частичного плавления мантийного вещества, вызванного притоком воды, которая образуется при дегидратации слэба [Duggen et al., 2007].

Современная активность вулкана проявляется в газогидротермальной активности в кальдере Мутновского-3, в периодических взрывных извержениях в кратере внутреннего конуса Мутновского-4 и в интенсивной фумарольной активности, которая чередуется с извержениями в Активной Воронке – молодом взрывном кратере, образовавшемся приблизительно 1200 лет назад на хребте между кальдерой Мутновского-3 и кратером Мутновского-4 [Selyangin, 2019b]. По

данным геофизических исследований под Активной Воронкой располагается приповерхностный магматический очаг [Selyangin, 2019a].

Гидротермальная система, связанная с Мутновским вулканом, также активно изучалась [Серафимова, 1966; Вакин, Пилипенко, Сугробов, 1986; Таран, Есиков, Чешко, 1986; Манштейн и др., 2008]. По распределению состава фумарольных газов Мутновского вулкана был сделан вывод о дегазации двух независимых магматических тел: под активной воронкой и под северо-восточным склоном вулкана [Зеленский и др., 2012]. Основные газообразные компоненты фумарол Мутновского в порядке убывания содержания: H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl , HF , CO , CH_4 , H_2 , He [Zelenski, Bortnikova, 2005].

Рядом с Мутновским вулканом находится Мутновское месторождение парогидротерм, которое является частью Мутновского геотермального поля, расположенного к северу от вулкана. На месторождении функционируют две геотермальные электростанции: Верхне-Мутновская и Мутновская. Для изучения и обнаружения гидротермальных резервуаров проводились разведочные геофизические съемки [Белоусов и др., 2005; Spichak, Schwartz, Nurmukhamedov, 2007; Пашкевич, Шадрин, Чернев, 2018; Панин, Балков, 2025].

1.2.7.2. Горелый вулкан

Вулкан Горелый – это действующий щитовой вулкан, который располагается в 15 км от вулкана Мутновский. Вулканическая постройка Горелого состоит из двух различных структур: «Старый Горелый» и «Молодой Горелый». «Старый Горелый» представляет собой кальдеру размером 9 на 13 км, в центре которой находится «Молодой Горелый», включающий три основных конуса, 11 наложенных друг на друга кратеров, около 40 шлаковых конусов и многочисленные лавовые потоки [Кирсанов, Мелекесцев, 1991]. Подробная геологическая карта Горелого вулканического центра была составлена Селянгиным и Пономаревой [1999]. Благодаря геохимическим и петрологическим исследованиям были изучены вклад плавления мантийного клина [Duggen et al., 2007], процессы в магматическом очаге [Чашин и др., 2011], включения в расплаве [Толстых и др., 2012] и условия генерации магмы [Seligman et al., 2014]. Гравитационное поле характеризуется отрицательными аномалиями, а данные магнитотеллурического зондирования указывают на зону низкого сопротивления на глубинах 10–40 км [Мороз, Самойлова, 2017]. На глубине ~2,5 км под активным кратером была обнаружена область с высокими отношениями сейсмической скорости продольной волны к скорости поперечной, которая была интерпретирована как источник газового извержения 2013 г. [Kuznetsov et al., 2017]. На основе геохимического анализа были выделены два уровня магматических камер на глубине 21–15 км и 9–1,5 км ниже поверхности [Gavrilenko et al., 2016; Симонов и др., 2021].

Кальдера вулкана Горелый образовалась в результате обрушения опустошенного крупного магматического очага после мощного извержения преимущественно дацитовой и андезитовой магмы примерно 38–40 тыс. лет назад [Селянгин, Пономарева, 1999], или же в результате множественных извержений, в результате которых образовалось несколько вложенных кальдер [Seligman et al., 2014]. После образования кальдеры начался новый этап вулканической активности, который характеризовался базальтово-андезитовым составом [Селянгин, Пономарева, 1999]. Последние фреатические и фреатомагматические извержения произошли в 1947, 1961, 1980–1981 и 1984–1986 годах и характеризовались выбросами газа и пепла на площади до 500 км² [Толстых и др., 2012]. Новая фаза активности началась в 2007 году, при этом произошел эпизод «газового извержения» в период с 2010 по 2014 год [Aіurpa et al., 2012; Abramnikov et al., 2020]. Состав изверженного газа имел явное магматическое происхождение [Aіurpa et al., 2012]. Это извержение сопровождалось увеличением уровня сейсмичности, включая длиннопериодные землетрясения и сейсмовулканический тремор [Abramnikov et al., 2020; Berezhnev et al., 2025].

1.2.8. Вулкан Асача

Вулкан Асача – это неактивный плейстоценово-голоценовый вулкан, который расположен вблизи вулканов Горелый и Мутновский, на пересечении разломов северо-восточного, северо-западного и восточно-западного простирания [Кожемяко, Литасов, Важеевская, 1984]. В 1983 году под вулканом был зафиксирован интенсивный рой вулcano-тектонических землетрясений, при этом дальнейшей вулканической активности не наблюдалось [Кожемяко, Литасов, Важеевская, 1984]. В связи со значительным содержанием золота в этом районе были проведены разведочные магнитотеллурические и сейсмические съемки [Нурмухамедов, Сидоров, 2023]. В результате под вулканом Асача была выявлена область высокого удельного сопротивления [Мороз, Самойлова, 2017], а также с помощью сейсмической томографии была обнаружена область с повышенными сейсмическими скоростями [Koulakov et al., 2025]. Кроме того, на основании результатов МТЗ был сделан вывод о наличии зоны разлома под вулканом [Нурмухамедов, Сидоров, 2023].

1.2.9. Вулкан Опала

Вулкан Опала – это вулкан плейстоцен-голоценового возраста, расположенный на краю плейстоценовой кальдеры [Пономарева и др., 2010]. Вулкан прежде всего известен извержением Бараньего амфитеатра, одним из крупнейших взрывных извержений позднего голоцена на Камчатке, которое произошло приблизительно 1500 лет назад и произвело около 10 км³ пирокластического материала [Брайцева и др., 2001]. Продукты извержения имеют

риодацитовый и риолитовый состав и состоят из тефровых отложений, отложений пирокластических потоков и лавовых куполов [Мелекесцев и др., 1996].

1.2.10. Толмачев Дол

Толмачев Дол – это голоценовое базальтовое лавовое плато, связанное с более чем 100 моногенными конусами, сконцентрированными вдоль разломов северо-северо-восточного простирания [Дирксен, Пономарева, Сулержицкий, 2002; Пономарева и др., 2010]. Толмачев Дол включает в себя кратер Чаша – моногенное вулканическое образование, в результате извержения которого 4500 лет назад образовались риодацитовые и риолитовые породы [Дирксен, Пономарева, Сулержицкий, 2002]. Геохимический состав этих пород очень похож на состав продуктов извержения Бараньего амфитеатра [Дирксен, Пономарева, Сулержицкий, 2002]. Геофизические исследования выявили крупную аномалию электропроводности под Толмачевым Долем на глубинах от 8–10 до 30–35 км с боковыми размерами приблизительно 50×60 км [Нурмухамедов, Сидоров, 2025], а также отрицательную аномалию плотности [Нурмухамедов, Сидоров, 2022]. В пределах лавового плато также зарегистрирована неглубокая сейсмичность [Нурмухамедов, Сидоров, 2025].

1.2.11. Вулкан Большая Ипелька

Вулкан Большая Ипелька – это неактивный щитовой вулкан [Мелекесцев, 1980], расположенный недалеко от вулкана Опала и характеризующийся очень большой вулканической постройкой [Шеймович и др., 1978]. Эта постройка состоит преимущественно из плейстоценовых базальтов и базальтовых андезитов [Андреев, Пузанков, 2009].

1.2.12. Вулкан Ходутка

Вулкан Ходутка – это базальтово-андезитовый стратовулкан плейстоцен-голоценового возраста [Пономарева и др., 2010]. Рядом с ним располагается вулканический конус (Ходуткинский маар), из которого произошло извержение риолитовых и риодацитовых магм примерно 2800 лет назад [Мелекесцев и др., 1996]. Геофизические исследования выявили под вулканом зону высокого сопротивления [Мороз, Самойлова, 2017], которая была интерпретирована как разломная зона. На глубине 30–40 км выявлен магматический очаг [Нурмухамедов, Сидоров, 2023].

ГЛАВА 2. МЕТОД ШУМОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Метод шумовой сейсмической томографии разработан на базе принципа интерферометрии. Интерферометрия – это группа физических методов, используемых в различных областях от астрономии до физики плазмы, в которых волны накладываются друг на друга для извлечения полезной информации. В основе интерферометрии лежит принцип суперпозиции для объединения волн таким образом, чтобы результат их объединения обладал некоторым значимым свойством – диагностическим для исходного состояния волн. Это работает, т.к. при объединении волны, находящиеся в одинаковой фазе, подвергаются конструктивной интерференции, а находящиеся в противофазе – подавляются.

2.1. Пассивная сейсмическая интерферометрия

История сейсмической интерферометрии началась в 1968 г., когда было показано, что если одномерная среда ограничена сверху свободной поверхностью (типа поверхности Земли) и снизу – полупространством, то можно построить функцию Грина от одной точки на поверхности Земли обратно к самой себе, не используя при этом поверхностный источник. [Claerbout, 1968]. В 1980 г. было предложено использовать океанические микросейсмы для изучения строения среды [Aki, 1980]. Далее метод был применен для изучения строения Солнца [Duvall Jr et al., 1993]. Уже после успешного тестирования для данных гелиосейсмологии, было предположено, что путем кросс-корреляции сейсмических записей шума, зарегистрированных в двух точках на поверхности, можно построить волновое поле, которое будет записано в одной из точек так, как если бы источник находился в другой точке [Rickett, Claerbout, 1999]. Это предположение было проверено в рамках акустических экспериментов [Weaver, Lobkis, 2001; Derode et al., 2003; Larose et al., 2005], были разработаны теоретические обоснования для акустического приближения [Snieder, 2004] и для упругой среды [Manen van, Curtis, Robertsson, 2006; Wapenaar, Fokkema, 2006]. Первые реальные применения к сейсмологическим данным показали, что кросс-корреляция записей диффузного сейсмического шумового волнового поля на двух сейсмометрах аппроксимирует компоненты поверхностных волн функции Грина между двумя приемниками так, как если бы один из приемников являлся источником [Campillo, Paul, 2003]. Первая модель сейсмической скорости с помощью сейсмической интерферометрии была построена для Калифорнии Shapiro и соавторами [Shapiro, Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005].

Наиболее широко пассивная сейсмическая интерферометрия применяется для извлечения поверхностных волн между сейсмометрами, которые впоследствии используются для построения моделей сейсмических скоростей с помощью методов сейсмической томографии [Lin, Moschetti, Ritzwoller, 2008; Zhou et al., 2012; Sun et al., 2024].

2.1.1. Сейсмический шум

Фоновый сейсмический шум (в англоязычной литературе “ambient seismic noise”) – это встречающийся на всех сейсмических записях шум, вызванный широким спектром природных и искусственных явлений. Физически его можно рассматривать как суммарную совокупность сигналов с амплитудами, слишком малыми для того, чтобы выделиться на фоне остальной записи. Хотя фоновое сейсмическое поле представляет собой составной сигнал, в нем преобладают различные физические механизмы, зависящие от частоты, места записи, времени суток и сезона. Так, более короткие периоды менее одной секунды характеризуются преимущественно антропогенным шумом [McNamara, Buland, 2004] и ветром [Withers et al., 1996], тогда как более длинные периоды содержат естественные вторичные и первичные океанические микросейсмы с максимумом энергии на периодах 7 и 14 секунд, соответственно [Ardhuin et al., 2019]. На периодах больше 30 сек преобладают сейсмические волны, которые называют «гулом» (“hum”), и волны от резонанса самой Земли [Webb, 2007]. Существует и временная изменчивость, например, в северном полушарии сигнал шума, генерируемого океаном, более выражен в зимние месяцы (с ноября по март) из-за сильных штормов [Aster, McNamara, Bromirski, 2010].

2.1.2. Теория сейсмической интерферометрии

Основная идея сейсмической интерферометрии (рис. 2) заключается в том, что функция Грина между двумя сейсмическими станциями может быть оценена путем кросс-корреляции длительных временных рядов сейсмического шума, зарегистрированного на станциях [Shapiro, Campillo, 2004]. Функцию Грина между двумя точками можно рассматривать как сейсмограмму, зарегистрированную в одной точке от источника, расположенного во второй точке [Snieder, 2004]. Функция Грина содержит информацию о том, как сейсмическая волна распространяется через среду между двумя точками, или, другими словами, это то, как среда воздействует на дельта-импульс ($G_{AB}(x_A, x_B, t)$).

Сейсмический шум можно представить как волновое поле, которое распространяется между двумя точками x_A и x_B с кажущейся скоростью v . Сейсмическая волна $u(x, t)$, пройдя точку x_A , достигнет точки x_B через время $t = |x_A - x_B|/v$. Функция кросс-корреляции, построенная между записями сейсмического поля в точках x_A и x_B , будет выражаться следующим образом:

$$C(x_A, x_B, t) = \int u(x_A, \tau) u(x_B, t + \tau) d\tau.$$

А для случайного волнового поля, которое было создано источниками, равномерно распределенными по среде [Snieder, 2004]:

$\frac{dC(x_A, x_B, t)}{dt} = -\widehat{G}_{AB}(t) + \widehat{G}_{AB}(-t) \approx -G_{AB}(t) + G_{AB}(-t)$, где $\widehat{G}_{AB}(t)$ – эмпирическая функция Грина.

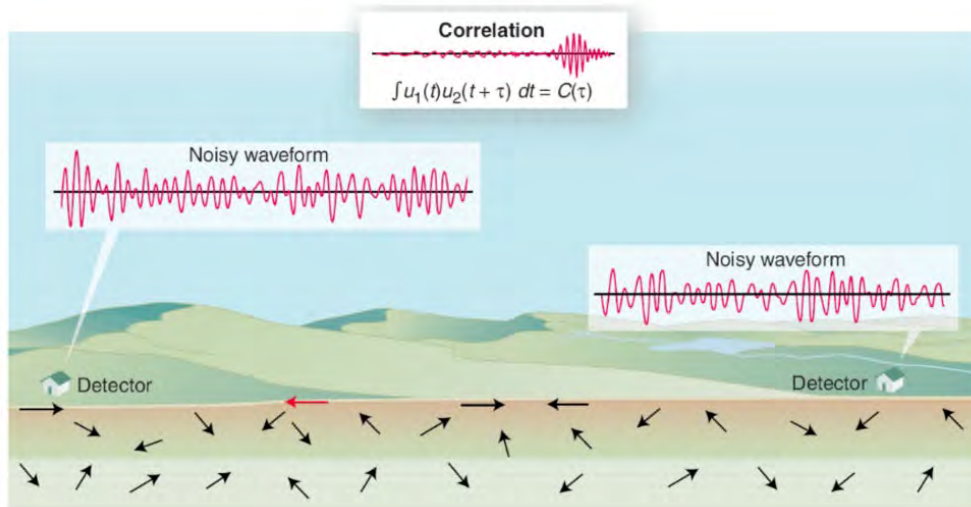


Рисунок 2. – Концептуальная иллюстрация кросс-корреляции (обозначена как «Correlation») записей сейсмического шума (обозначены как «Noisy waveform») между двумя станциями (каждая обозначена как «Detector») [Weaver, 2005].

К сожалению, в реальной практике волновые поля не являются равномерно распределенными по разным причинам, например, рассеяние может быть слишком слабым, а затухание слишком сильным, чтобы вызвать значительное многократное рассеяние; или распределение источников шума неоднородно и изменяется во времени [Gal et al., 2018; McNamara et al., 2019]. Хотя в различных исследованиях было показано, что времена прихода фундаментальной моды поверхностной волны достаточно устойчивы [Sabra et al., 2005; Ritzwoller, Lin, Shen, 2011], из-за несоответствия требованиям для восстановления функции Грина возникают ошибки во времени распространения и амплитуде, некорректные поверхностные волны высших мод, наличие ложных приходов и т.д. [Halliday, Curtis, 2008; Kästle et al., 2016].

2.2. Методы предварительной обработки непрерывных сейсмических данных сейсмического шума

Поскольку волновое поле сейсмического шума (рис. 3) «загрязнено» сигналами землетрясений и возбуждается источниками, которые несовершенны с точки зрения восстановления функции Грина, используются различные методы предварительной нормализации записей [Bensen et al., 2007]. Их можно разделить на методы временной и частотной нормализации, которые применяются, соответственно, во временной и в частотной области. Несмотря на большое количество исследований в области шумовой интерферометрии, четкого согласия относительно наилучшей схемы обработки не достигнуто. Это указывает на то, что оптимальная обработка зависит от специфики конкретного набора данных и от типа

информации, которую необходимо извлечь. Кроме нормализаций к данным применяется фильтрация в выбранной полосе частот, удаление трендов и внесение инструментальной поправки для удаления влияния сейсмической станции.

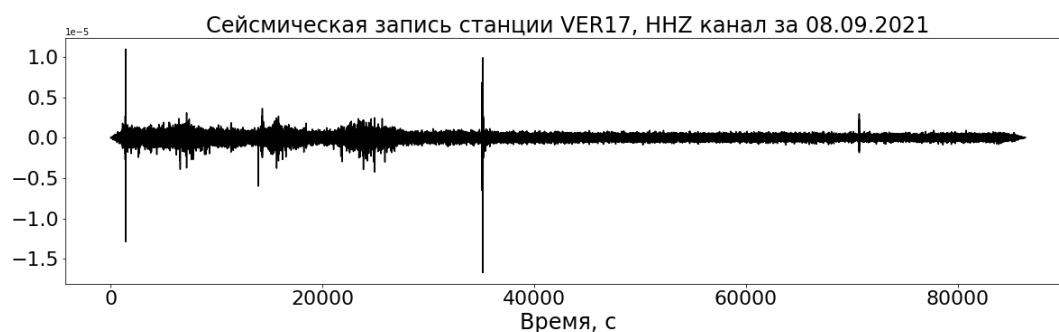


Рисунок 3. – Пример сейсмической записи с временной станции VER17 за 08.09.2021 до нормализации.

2.2.1. Методы временной нормализации

Самый простой метод временной нормализации – это сохранение только знака сигнала (однобитная или “one-bit” нормализация), однако этот подход значительно искажает частотный состав и плохо подходит для широких частотных диапазонов [Groos, Bussat, Ritter, 2012]. Другой вариант – это метод скользящего среднего абсолютного значения во временной области [Bensen et al., 2007], который определяется следующим образом:

$$W(t_n) = \frac{1}{N+1} \sum_{j=n-N/2}^{n+N/2} |u(t_j)|, \text{ где } N - \text{длина окна в отсчетах времени.}$$

Также популярны «щадающие» методы: «обрезка» амплитуд выше заданной; приравнивание к нулю амплитуд выше заданной; или как вариация предыдущего подхода – приравнивание к нулю амплитуд выше заданной и их окрестностей для удаления не только высокоамплитудного импульса, но и всего сигнала, который с ним связан. Такие методы хороши для использования на данных, в которых мало помех [Sens-Schönfelder, Pomponi, Peltier, 2014]. Для более «загрязненных» данных, чтобы эффективно подавить помехи, но при этом сохранить частотный состав, был предложен метод нормирования на сглаженную огибающую (рис. 4) [Seydoux et al., 2016].



Рисунок 4. – Пример сейсмической записи с временной станции VER17 за 08.09.2021 после временной нормализации сглаженной огибающей.

2.2.2. Методы частотной нормализации

Частотное взвешивание (рис. 5) применяется по двум основным причинам: для расширения полосы пропускания выделяемых функций Грина и для уменьшения влияния пространственно локализованных источников с ограниченной полосой пропускания, например, таких как микросейсмический сигнал на 26 с [Shapiro, Ritzwoller, Bensen, 2006]. Так как сейсмический шум не является «белым» (его спектр не плоский), то в качестве частотного взвешивания в частотной области обычно применяется так называемое спектральное отбеливание (“spectral whitening”) в качестве частотного взвешивания. Существуют несколько самых распространенных вариантов этого метода [Bensen et al., 2007]. Некоторые исследователи делят наблюдаемый спектр на его модуль в некоторой конечной полосе частот, что приводит к абсолютно плоскому спектру. Другой вариант – это нормализация с помощью различно сглаженной версии амплитудного спектра.

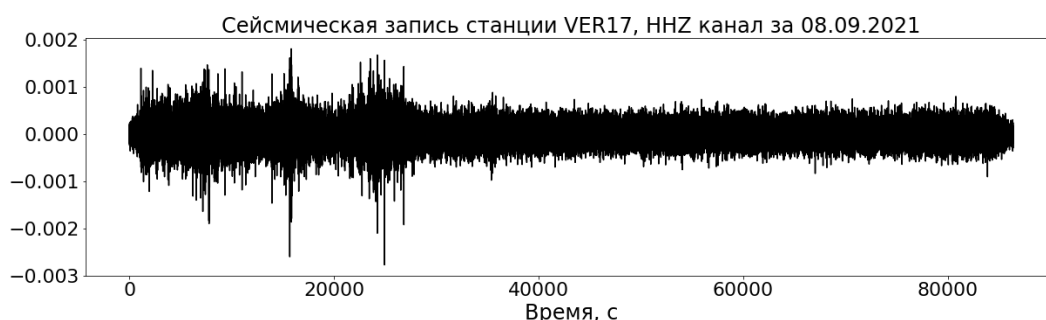


Рисунок 5. – Пример сейсмической записи с временной станции VER17 за 08.09.2021 после частотной нормализации на сглаженный амплитудный спектр.

2.3. Построение кросс-корреляционных функций

После предварительной обработки непрерывных сейсмических данных происходит построение кросс-корреляционных функций (рис. 6). Для этого непрерывные сейсмические записи делят на отрезки, чаще всего имеющие длину равную одному или двум часам иногда с перекрытием в определенный процент от длины (50%, 75%) [Ritzwoller, Lin, Shen, 2011]. Функции кросс-корреляции строятся между отрезками сейсмической записи за одно и тоже время на двух разных сейсмических станциях. После построения кросс-корреляций длиной, равной выбранному отрезку, для выделения стабильной функции Грина необходимо их просуммировать. Обычно, чем больше кросс-корреляций попало в суммирование, тем лучше сходимость к функции Грина [Lin, Ritzwoller, Shen, 2011], но это происходит не всегда. Способ суммирования также может отличаться. Самый распространенный метод – линейное суммирование с нормировками на энергию [Bensen et al., 2007], однако позднее было показано, что для «зашумленных» данных лучше работает фазово-взвешенное суммирование (рис. 7) [Green et al.,

2020]. Развитием фазово-взвешенного суммирования стал метод частотно-временного фазово-взвешенного суммирования (time-frequency domain phase-weighted stack) [Schimmel, Gallart, 2007; Baig, Campillo, Brenguier, 2009], который заключается в учете фазовой когеренции между преобразованиями Стоквелла, примененного к кросс-корреляциям на каждой частоте. Дополнительно перед суммированием можно отбрасывать кросс-корреляции с соотношением сигнал-шум меньше заданного порога. Сигнал – это максимальная амплитуда во временной области в окне, где содержится целевой сигнал, а шум определяется как среднеквадратичное значение (RMS) во временной области на краю кросс-корреляции. Суммирование с учетом соотношения сигнал-шум улучшает сходимость к функции Грина [Bensen et al., 2007].

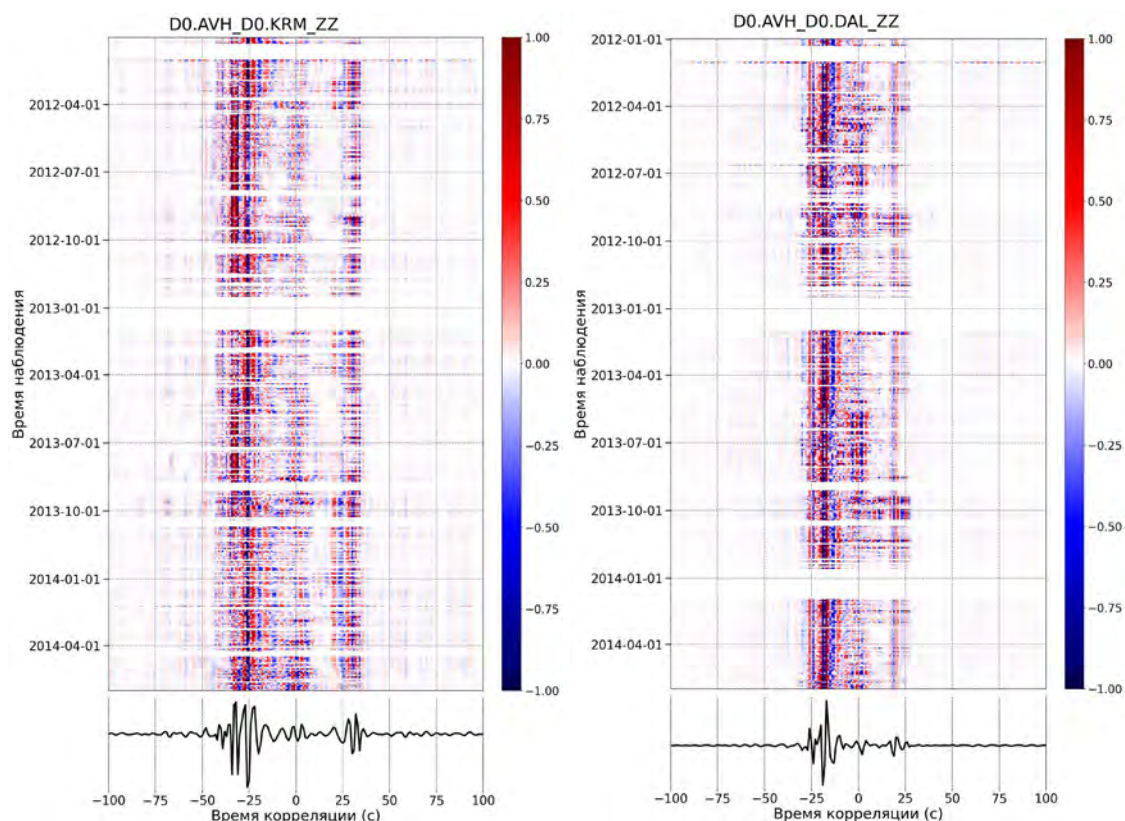


Рисунок 6. – Пример построенных кросс-корреляционных функций для пар станций AVH-KRM и AVH-DAL за 2012-2014 гг. Внизу каждого рисунка показана линейно просуммированная кросс-корреляция.

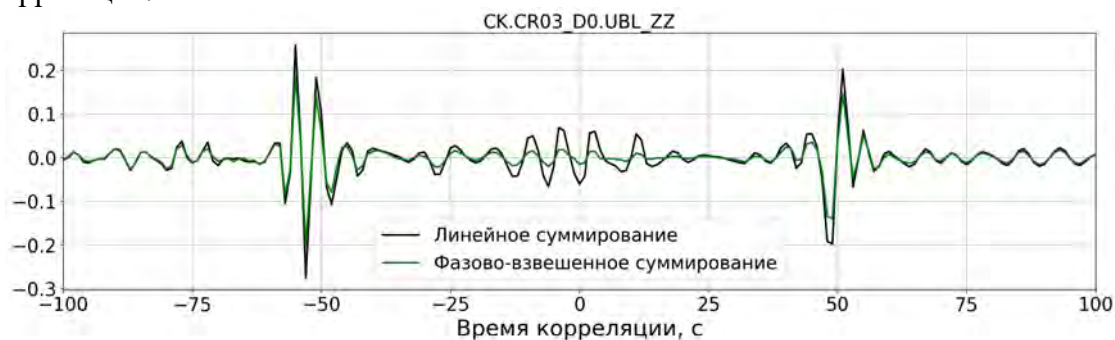


Рисунок 7. – Пример линейно и фазово-взвешенно просуммированных кросс-корреляций для пары станций CR03-UBL.

2.3.1. Ошибки часов сейсмических станций и их коррекция

Часть сейсмологических данных получается с помощью установки временных сейсмических станций, которые могут работать от нескольких недель до нескольких лет. При правильном режиме функционирования сейсмическая станция с помощью антенны GPS получает абсолютное время (всемирное координированное время – UTC), после чего синхронизирует с ним свои внутренние часы, которые чаще всего работают на кварцевом механизме. Если связаться со спутником нет возможности, то станция ставит отметки времени на сейсмограммах по своим внутренним часам, подверженным дрейфу. В случае, когда станция долго не получает эталонный сигнал со спутника из-за погодных условий или повреждения антенны, ошибка синхронизации часов начинает накапливаться и может достигать нескольких минут, что делает зарегистрированные данные непригодными для обработки.

Благодаря тому, что кросс-корреляционные функции сейсмического шума обладают свойством стационарности во времени, по ним возможно обнаружить временной сдвиг на сейсмической станции [Stehly, Campillo, Shapiro, 2007; Sens-Schönfelder, 2008; Hable et al., 2018]. Дрейф внутренних часов проявляется в сдвиге кросс-корреляции относительно нуля времени (рис. 8), поэтому кросс-корреляции без сдвига имеют больший коэффициент корреляции между собой, чем те, в которых есть ошибки времени. Подходы, разработанные ранее, опираются на использование эталонной кросс-корреляции (средней по всему времени наблюдения), однако они не подходят для случаев временных сетей, где большая часть сейсмических данных потенциально имеет ошибки синхронизации.

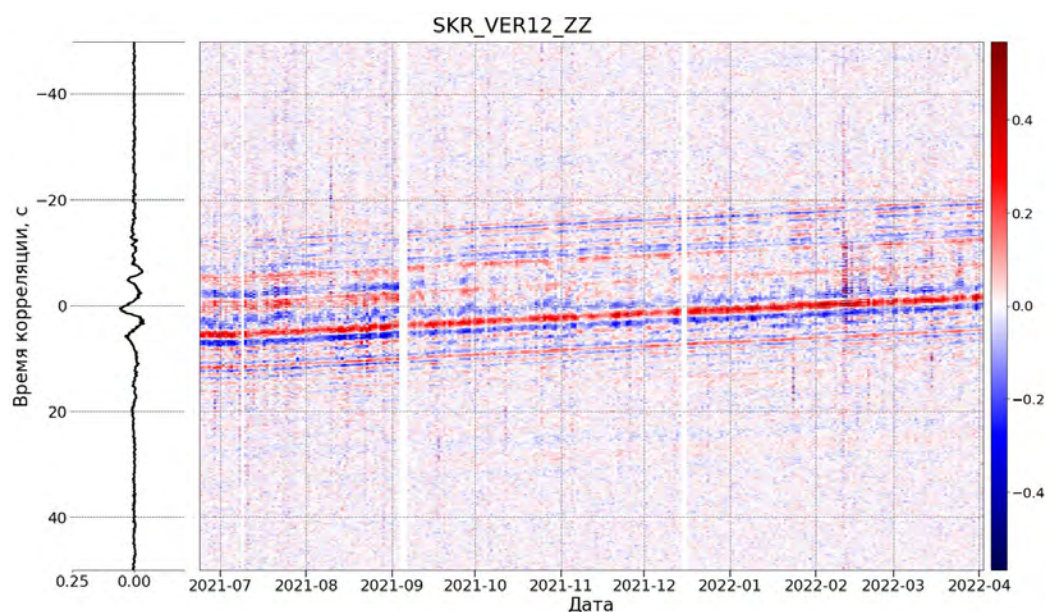


Рисунок 8. – Пример построенных кросс-корреляционных функций для пары станций SKR-VER12 за все время работы станций с временной ошибкой часов сейсмической станции. Слева рисунка показана линейно просуммированная кросс-корреляция.

2.3.2. Фильтрация кросс-корреляционных функций

Для дальнейшего улучшения соотношения сигнал-шум у результирующей кросс-корреляции сейсмического шума, то есть для улучшения выделения сигналов поверхностных волн, можно применять дополнительные методы фильтрации. В частности, когда преобладают источники объемных волн, лучшее выделение поверхностной волны может быть достигнуто с помощью пространственной фильтрации [Roux et al., 2016]. Также для подавления шума в кросс-корреляциях были предложены преобразование Стоквелла и вейвлет-преобразование [Hadziioannou et al., 2011; Stehly et al., 2015]. Эти методы используют суммарную кросс-корреляцию в качестве базового сигнала для подавления шума, поэтому они эффективны только в том случае, если суммарная кросс-корреляция достаточно хорошо сходится к функции Грина. Для преодоления этих ограничений в 2017 г. был предложен метод, который рассматривает набор кросс-корреляций между двумя станциями как изображение и применяет к нему комбинацию усечения сингулярного спектра (SVD) и фильтрацию Винера (рис. 9) [Moreau et al., 2017]. SVD является распространенным способом разделения сигнала и шума путем сохранения только доминирующих сингулярных значений. Фильтрация Винера направлена на минимизацию шума в случайном процессе путем статистически обоснованной максимизации когерентности в нескольких повторениях одного и того же сигнала, искаженного аддитивным стационарным шумом.

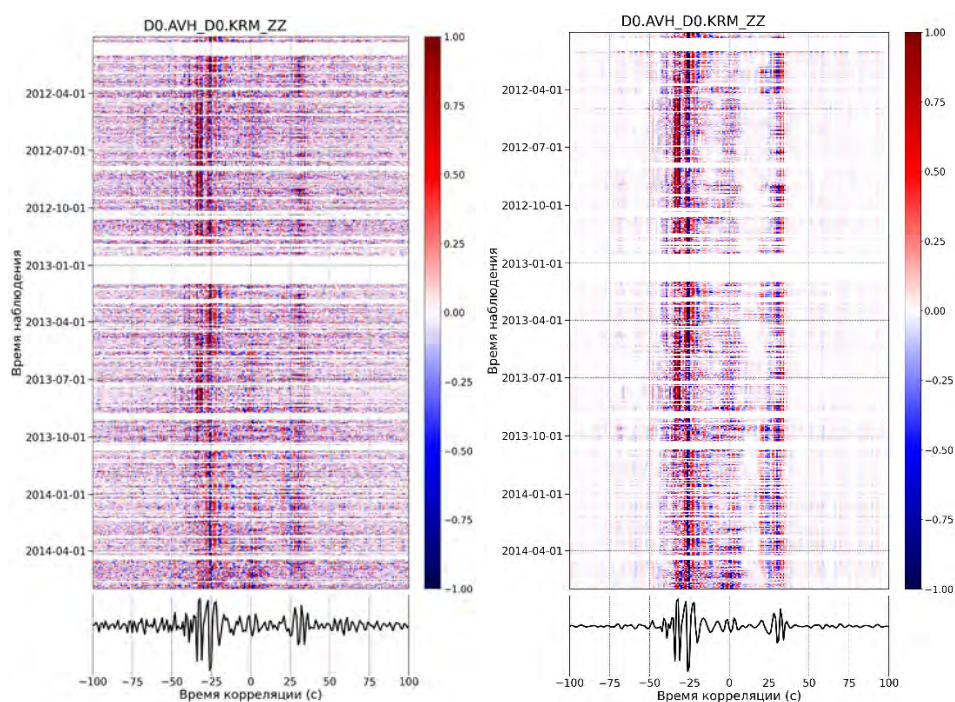


Рисунок 9. – Пример кросс-корреляционных функций без фильтрации (слева) и с фильтрацией (справа) для пары станций AVH-KRM. Внизу каждого рисунка показана линейно просуммированная кросс-корреляция.

2.4. Выделение дисперсионных кривых поверхностных волн

Как и в обычных сейсмограммах, в кросс-корреляциях сейсмического шума поверхностные сейсмические волны являются доминантным сигналом [Shapiro, Campillo, 2004]. Поэтому использование поверхностных волн для исследования земной коры, верхней мантии и переходной зоны является самым очевидным применением сейсмической интерферометрии.

2.4.1. Поверхностные сейсмические волны

Поверхностные волны распространяются вдоль поверхности между источниками и приемниками, что, в случае шумовой интерферометрии, означает распространение между парами сейсмических станций. Обычно выделяют два вида поверхностных волн в предположении линейной теории упругости в дальней зоне: волны Рэлея и Лява, которые отличаются поляризациями: у волны Рэлея – эллиптическая, а у волны Лява – линейная в горизонтальной плоскости [Levshin, Pisarenko, Pogrebinsky, 1972]. Двумя наблюдаемыми величинами для поверхностных волн являются фазовая скорость, то есть скорость, с которой распространяется определенная фаза волны, и групповая скорость, то есть скорость, с которой распространяется энергия волны или точка на огибающей волновой формы. Хотя оба наблюдаемых параметра позволяют изучать структуры Земли, они имеют разные зависимости [Laske, Widmer-Schmidrig, 2015]. Групповая скорость, как правило, изменяется более значительно в зависимости от строения среды, но погрешности ее измерения также больше, чем погрешности фазовой скорости [Laske, Widmer-Schmidrig, 2015]. Главной особенностью поверхностных волн является свойство дисперсии, которое означает, что волны имеют разную скорость на разной частоте (или периоде). Благодаря этому и тому, что волна на разных частотах чувствительна к разной глубине, возможно изучать строение среды [Levshin, Pisarenko, Pogrebinsky, 1972]. У поверхностных волн также существуют разные моды, однако в случае шумовой интерферометрии чаще всего используют только фундаментальную моду [Bensen et al., 2007].

2.4.2. Дисперсионные кривые групповой скорости

Самый распространенный метод для извлечения дисперсионной кривой групповой скорости поверхностной волны – это спектрально-временной анализ (СВАН или FTAN) [Levshin, Pisarenko, Pogrebinsky, 1972]. Если определить преобразование Фурье следующим образом:

$$S(\omega) = \int s(t) \exp(i\omega t) dt, \text{ где } t - \text{ время, } \omega - \text{ частота, } s(t) - \text{ сигнал, то}$$

можно определить аналитический сигнал $S_a(\omega)$:

$$S_a(\omega) = S(\omega)(1 + \operatorname{sgn}(\omega)), \text{ где } \operatorname{sgn} - \text{ это функция знака числа.}$$

При обратном преобразовании Фурье аналитического сигнала:

$s_a(t) = s(t) + ih(t) = A(t)\exp(i\varphi(t))$, где $h(t)$ – это преобразование Гильберта функции $s(t)$.

Применяя набор узких фильтров Гаусса с центральной частотой ω_0 к аналитическому сигналу, можно построить частотно-временное представление сигнала:

$S_a(\omega, \omega_0) = S(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega))G(\omega - \omega_0)$, где $G(\omega - \omega_0) = \exp(-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_0}{\omega_0}\right)^2)$, где α – параметр, который определяет разрешение в частотной и временной области [Levshin, Ritzwoller, 2001].

Если взять обратное Фурье-преобразование от $S_a(\omega, \omega_0)$, то получится двумерная огибающая функция $A(t, \omega_0)$ и фазовая функция $\varphi(t, \omega_0)$. Функцию $A(t, \omega_0)$ называют FTAN- или СВАН-диаграммой. Групповое время поверхностной волны t_g определяется как время пика огибающей на конкретной частоте ω_0 , а групповая скорость как $U = r/t_g$, где r – это расстояние между источником и приемником.

2.4.3. Дисперсионные кривые фазовой скорости

Самым первым методом для извлечения дисперсионной кривой фазовой скорости стал также СВАН [Levshin, Pisarenko, Pogradinsky, 1972], при котором фазовая скорость определяется из фазовой функции $\varphi(t, \omega_0)$. Однако этот метод требует подбора большого количества переменных [Lin, Moschetti, Ritzwoller, 2008] и не позволяет использовать пары станций, расстояния между которыми меньше 2 длин волн из-за использования приближения дальней зоны. После были предложены методы в частотной области, такие как метод пересечения нуля (zero-crossing) [Ekström, Abers, Webb, 2009] и метод подбора кросс-спектра [Jin et al., 2015]. Эти методы требуют высокого качества данных и использования заранее известной эталонной дисперсионной кривой [Kästle et al., 2016]. Также стали разрабатываться методы, основанные на анализе записей с нескольких сейсмических станций [Wu, Su, Chen, 2022], но они подходят только для плотных сейсмических сетей.

Новым подходом стал метод, основанный на преобразовании Стоквелла-Бесселя, который не использует приближение дальней зоны и позволяет выделять более стабильные дисперсионные кривые, чем ранее предложенные методы [Zhang et al., 2025].

Функцию кросс-корреляции в частотной области можно записать как:

$C(r, f) = U(x_1, f)U^*(x_2, f)$, где $U(x, f)$ – это записанные колебания в точке x в частотной области, r – расстояние между станциями, $*$ – комплексное сопряжение.

Фурье-спектр функции кросс-корреляции аппроксимирует комплексную часть функции Грина между станциями [Sánchez-Sesma, Campillo, 2006]:

$C(r, f) = A \cdot \text{Im}[G(r, f)]$, где A – это константа, а $G(r, f)$ – спектр функции Грина.

Пренебрегая всеми модами, кроме фундаментальной:

$G(r, f) = \frac{1}{2\pi} g_{ps}(f, k_0) k_0 J_0(k_0 r)$, где k_0 – волновое число фундаментальной моды поверхностной волны, $g_{ps}(f, k_0)$ – ядро интегрального выражения для Р–SV волн [Aki, 1957], J_0 – функция Бесселя нулевого порядка.

Таким образом, функция кросс-корреляции может быть выражена следующим образом:

$$C(r, f) \approx A_0(f) J_0(k_0 r).$$

Частотно-временное преобразование Стоквелла рассматривает сигнал во временной области как суперпозицию экспоненциальных функций для определения частоты и амплитуды [Stockwell, Mansinha, Lowe, 2002]. По аналогии с ним, спектр кросс-корреляции можно рассмотреть, как суперпозицию функций Бесселя нулевого порядка:

$$SJ(f, I) = \int_0^\infty C(r, \bar{f}) |I| \exp\left(-\pi(f - \bar{f})^2 I^2\right) J_0(2\pi I \bar{f}) d\bar{f}, \text{ где } I = \frac{r}{c}, \text{ с – фазовая скорость.}$$

В результате возможно построить двумерную диаграмму, наподобие СВАН-диаграммы, где максимумы будут соответствовать дисперсионной кривой фазовой скорости.

2.5. Сейсмическая томография

Сейсмическая томография – это способ построения моделей среды, который является классом обратных задач, использующих измерения параметров сейсмических волн, распространяющихся через Землю, для определения сейсмических скоростей. Наиболее традиционный подход заключается в инвертировании времени распространения поперечных и продольных объемных волн [Bijwaard, Spakman, Engdahl, 1998]. Другие методы используют поверхностные волны, амплитуды, полные волновые формы и даже рассеянные волны. В «классической» сейсмической томографии используют сигналы от активных источников или землетрясений. Однако такой подход ограничен распределением таких источников в пространстве и времени из-за природы землетрясений или из-за ограничений создаваемых людьми источников. Использование для сейсмической томографии сейсмического шума позволяет избежать этих ограничений.

Для поверхностно-волновой шумовой томографии для пары сейсмических станций в идеальном случае возможно получить 6 независимых измерений: фазовую и групповую скорости волны Лява для трансверсальной-трансверсальной компоненты тензора кросс-корреляций (ТТ), фазовую и групповую скорость волны Рэлея для вертикально-вертикальной (ZZ) и радиальной-радиальной (RR) компонент тензора кросс-корреляций [Lin, Moschetti, Ritzwoller, 2008]. После выделения дисперсионных кривых поверхностных волн происходит решение обратной задачи, либо сразу преобразуя кривые в модель скорости поперечной волны [Lin, Ritzwoller, 2011], либо

в две стадии [Koulakov et al., 2016]: построение двумерных карт скорости поверхностных волн и одномерная инверсия в глубину для построения трехмерной модели скорости поперечной волны.

2.5.1. Двухстадийная сейсмическая томография

Первая стадия двухстадийной поверхностно-волновой томографии основана на лучевом приближении для поверхностных волн [Woodhouse, 1974]. При использовании этого приближения прямая задача состоит в прогнозировании зависящих от частоты времен распространения волн на основе набора двумерных карт фазовой или групповой скорости:

$$t(\omega) = \int_p \frac{ds}{v(\omega, x, y)},$$
 где ω – частота; x, y – координаты на поверхности; $t(\omega)$ – групповое или фазовое время для поверхностной волны; $v(\omega, x, y)$ – соответствующая карта скорости; p – луч; s – расстояние вдоль луча.

Для N межстанционных лучей можно составить систему из N уравнений, которая может быть решена для поиска $v(\omega, x, y)$. Для решения этой задачи часто используют различные способы регуляризации [Koulakov et al., 2016]. Лучевое приближение, как правило, перестаёт работать если масштаб неоднородностей становится больше или равен длине волны, и поэтому считается высокочастотным приближением [Ritzwoller et al., 2002].

В общем случае глубинная инверсия дисперсионных кривых поверхностных волн для одномерного профиля скорости является одной из наиболее широко используемых обратных задач в сейсмологии и может быть решена множеством методов. Ее можно сформулировать следующим образом: из построенных двумерных карт фазовых или групповых скоростей на различных частотах в конкретной географической точке получаются локальные дисперсионные кривые, которые используются в качестве входных данных:

$$d = [C^R(\omega), C^L(\omega), U^R(\omega), U^L(\omega)],$$
 где C и U – фазовая и групповая скорости, соответственно, R и L обозначают волны Рэлея и Лява, соответственно.

Локальная одномерная модель может быть записана, как:

$$m = [c_{i,j,k,l}(z), \rho(z), Q(z)],$$
 где z – глубина, $c_{i,j,k,l}$ – тензор упругости, ρ – плотность, Q – коэффициент добротности.

Тогда прямая задача может быть записана:

$$d = F(m),$$
 и решена различными алгоритмами, например, алгоритмом Херманна [Herrmann, 2013].

Информация, содержащаяся в дисперсионных кривых поверхностных волн, недостаточна для восстановления полного тензора упругих модулей. Время распространения поверхностных волн в основном чувствительно к скоростям поперечных волн в среде [Dahlen, Tromp, 1998]. Поэтому в большинстве алгоритмов инверсии дисперсионных кривых поверхностных волн

модель параметризуется через $V_s(z)$, а другие параметры обычно фиксируются или масштабируются каким-либо образом в зависимости от скоростей V_s .

Решение обратной задачи чаще всего основано на вычислении линеаризованных ядер чувствительности фазовой и групповой скоростей поверхностных волн относительно упругих параметров среды [Herrmann, 2013]. Одномерная глубинная инверсия дисперсионных кривых представляет собой относительно низкоразмерную обратную задачу, и поэтому ее можно решить с помощью методов типа Монте-Карло, основанных на статистическом исследовании пространства параметров модели [Moschetti et al., 2010; Jaxybulatov et al., 2014], или с помощью линеаризованных итеративных инверсий [Koulakov et al., 2016] методом LSQR [Paige, Saunders, 1982]. За счет применения регуляризаций и интерполяций для стабилизации линейной инверсии, часть важной информации может быть потеряна [Zhdanov, 2002]. Кроме того, для линеаризованных инверсий сложно оценить неопределенность получаемых скоростных моделей [Weaver et al., 2011].

Важно отметить, что, когда два этапа томографии проводятся отдельно и последовательно, решение одномерной инверсии в глубину не может напрямую взаимодействовать с этапом построения карт групповой или фазовой скорости, что приводит к потере информации о среде.

2.5.2. Одностадийная сейсмическая томография

Для преодоления проблем двухстадийной поверхностно-волновой томографии, был предложен ряд методов, которые позволяют решить обратную задачу за одну стадию, обычно использующих «Монте-Карло по цепям Маркова с обратимыми скачками» (reversible jump МсМС или rj-МсМС) алгоритм [Zhang et al., 2018; Kästle et al., 2025]. Стандартный алгоритм Монте Карло по цепям Маркова (МсМС) основан на Байесовском подходе [Mosegaard, Tarantola, 1995].

Байесовский подход описывает информацию о параметрах модели $\mathbf{m} \in M$ и данных $\mathbf{d} \in D$ в терминах функций плотности вероятности p [Tarantola, Valette, 1982], где M и D обозначают соответственно пространство модели и пространство данных. Априорная информация в пространстве модели, $\rho_0(\mathbf{m})$, отражает все ограничения на параметры модели, доступные до инверсии, а априорная информация в пространстве данных, $\rho_d(\mathbf{d}|\mathbf{m})$, которую часто называют функцией правдоподобия, представляет собой вероятность получить вектор данных $\mathbf{d}$ в модели $\mathbf{m}$. Таким образом, априорная информация в пространстве данных, или функция правдоподобия, содержит уравнения прямой задачи, связывающие пространство модели и пространство данных. На основе $\rho_0(\mathbf{m})$ и $\rho_d(\mathbf{d}|\mathbf{m})$ теорема Байеса дает апостериорную функцию плотности

вероятности в пространстве модели, $\rho_m(\mathbf{m}|\mathbf{d})$, которая включает в себя всю доступную информацию о параметрах модели, которую можно получить из априорных знаний:

$\rho_m(\mathbf{m}|\mathbf{d}) = k^{-1} \rho_d(\mathbf{d}|\mathbf{m}) \rho_0(\mathbf{m})$, где k – константа, которую называют «доказательство», введенная, чтобы $\int_M \rho_m(\mathbf{m}|\mathbf{d}) d\mathbf{m} = 1$ [Sambridge et al., 2006].

Пространство моделей задачи сейсмической томографии имеет большую размерность, из-за чего обычный поиск по сетке (grid search) не подходит [Mosegaard, Tarantola, 1995]. Для улучшения поиска по сетке были предложены методы Монте Карло Марковских цепей, которые тестируют модель случайным образом, принимая во внимание априорные знания, производя, так называемые, случайные блуждания по пространству моделей.

Алгоритм МсМС позднее был расширен до алгоритма гj-МсМС [Green, 1995]. С помощью этой модификации возможно изменять количество параметров модели во время инверсии. Далее этот алгоритм применили для решения задачи сейсмической томографии, что сделало возможным изменение количества ячеек в модели, с использованием ячеек Вороного, которые позволили сделать сетку нерегулярной [Bodin, Sambridge, 2009].

Основными преимуществами такого подхода являются его меньшая зависимость от определяемых пользователем параметров регуляризации, способность количественно оценивать неопределенность модели наряду с оценками параметров, а также отказ от схем регуляризации, влияние которых на окончательную модель бывает трудно оценить [Galetti et al., 2015]. Исследование пространства модели выполняется с помощью нескольких параллельных или полупараллельных цепей Маркова, которые генерируют ансамбли моделей и соответствующие им вероятности для выборки апостериорного распределения. На практике инверсия на основе МсМС обычно требуют оценки миллионов моделей для адекватного исследования пространства параметров и сходимости к областям с высокой апостериорной вероятностью [Bodin et al., 2012]. Следовательно, основным ограничением метода является его высокая вычислительная ресурсоемкость.

В каждой цепи Маркова процесс выборки состоит из следующих шагов:

1. Построение начальной модели на основе априорного распределения и оценка ее правдоподобия.
2. Создание новой модели путем применения одной из следующих операций: перемещение центра ячейки, изменение скорости в ней, добавление новой ячейки, удаление ячейки, изменение доли выбросов или изменение неопределенности данных. Далее – оценка правдоподобия предлагаемой модели.
3. Расчет коэффициента принятия на основе правдоподобий текущей и предлагаемой моделей.

4. Принятие или отбрасывание предложенной модели в соответствии с критерием Метрополиса-Гастингса [Metropolis et al., 1953; Hastings, 1970]: предложенная модель принимается в качестве новой текущей модели, если коэффициент принятия превышает случайное число, взятое из равномерного распределения от 0 до 1; в противном случае предложенная модель отклоняется, и текущая модель сохраняется. Этот механизм помогает предотвратить сходимость модели к локальному максимуму, позволяя периодически принимать модели с более низкими вероятностями.

5. Возвращение к шагу (2) и повторение до достижения заданного числа итераций.

Одностадийная инверсия может сократить время вычислений примерно в 3 раза по сравнению с традиционными двухэтапными методами [Zhang et al., 2018]. Совместная инверсия различных типов сейсмических волн и дисперсионных кривых ограничивает модель благодаря использованию всех доступных данных одновременно, тем самым уменьшая объем пространства параметров и улучшая разрешение и надежность модели [Zhang et al., 2020].

Ранее в процессе инверсии карт фазовых скоростей были выявлены артефакты, проявляющиеся в виде чередующихся аномалий высокой и низкой скорости вдоль траекторий лучей с характерными размерами меньше четверти соответствующей длины волны [Kästle, Tilmann, AlpArray and Swath-D Working Groups, 2024]. Такие особенности находятся ниже теоретического предела разрешения и, следовательно, не могут быть интерпретированы как физически значимые структуры. Для уменьшения влияния этих артефактов была предложена трассировка лучей и инверсия на сетке с шагом, равным $1/4$ средней длины волны, а затем интерполяция полученной модели на целевую сетку. Более строгий подход к учету эффектов конечной частоты может быть достигнут с помощью эмпирических ядер чувствительности. Однако, хотя такие ядра были разработаны для фазовых скоростей [Lin, Ritzwoller, 2010], вывод эквивалентных ядер для групповых скоростей остается сложной задачей.

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Разработанные алгоритмы обработки сейсмических записей для данных временных сетей в вулканических районах со сложным рельефом

Регистрация сейсмических данных в активных вулканических регионах осложнена природными условиями. Во-первых, процессы в активных магматических системах производят большое разнообразие сейсмических сигналов: вулканотектонические, гибридные, длиннопериодные и другие землетрясения, сейсмический тремор, сигналы от взрывов и т.д. [Chouet, Matoza, 2013]. Все эти сигналы усложняют регистрируемое волновое поле. Кроме этого, геологическое строение областей с активными вулканами может характеризоваться наличием разнообразных флюидов, трещин, несогласным залеганием вулканогенных пород и т.д. [Авдейко, Попруженко, Палуева, 2002]. И, наконец, рельеф вулканических областей часто обладает сильными перепадами и крутыми склонами, что искажает распространение поверхностных сейсмических волн [Levshin, Barmin, Ritzwoller, 2018]. В случае Камчатки кроме рельефа дополнительную сложность создают и погодные условия, из-за которых теряется связь сейсмических станций со спутником, происходит резкое обводнение почв вокруг станции при таянии большого количества снега, при зимних холодах происходит нарушение работы сейсмического сенсора.

3.1.1. Алгоритм определения ошибок часов сейсмических станций

На острове Парамушир (Курильские острова) (рис. 10а) рядом с активным вулканом Эбеко с июня 2021 по июнь 2022 г. функционировала временная сейсмическая сеть, которая состояла из 21 станции (рис. 10б). После вычисления функций кросс-корреляций было обнаружено, что часть их стабильно смещается относительно нуля за время наблюдения (рис. 11а). Таким образом, обнаружено, что как минимум на одной сейсмической станции был потерян сигнал GPS и начался дрейф внутренних часов станции. Было невозможно использовать методы, основанные на эталонной функции кросс-корреляции, поскольку большинство суточных кросс-корреляций имели временной сдвиг. Поэтому был разработан метод без эталонной функции взаимной корреляции [Беловежец и др., 2022; Belovezhets et al., 2023].

Алгоритм временных сдвигов состоит из следующих этапов:

1. Отбор кросс-корреляций с высоким соотношением сигнал-шум;
2. Расчет коэффициента корреляции между компонентами тензора кросс-корреляций для одной пары станций с перебором возможного времени сдвига и нахождение сдвига, максимизирующего коэффициент корреляции ϵ_i ;

3. Расчет сдвига для каждого промежутка времени для каждой пары станций с помощью вычисления взвешенного среднего значения сдвига между всеми компонентами кросс-корреляции: $\bar{\epsilon} = \frac{\sum_{i=1}^9 CC_i^2 \epsilon_i}{\sum_{i=1}^9 CC_i^2}$, где CC – коэффициент корреляции, ϵ_i – сдвиг, полученный на предыдущем этапе; ошибка определения сдвига рассчитывалась как взвешенная дисперсия: $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^9 CC_i^2 (\epsilon_i - \bar{\epsilon})^2}{\frac{8}{9} \sum_{i=1}^9 CC_i^2}}$.
4. Определение абсолютного сдвига во времени для каждой пары станций алгоритмом Монте-Карло по цепям Маркова [Taylor, Hillers, 2020], чтобы избежать линеаризации задачи;
5. Определение сдвига для каждой станции в предположении, что одна из станций не имеет сдвига.

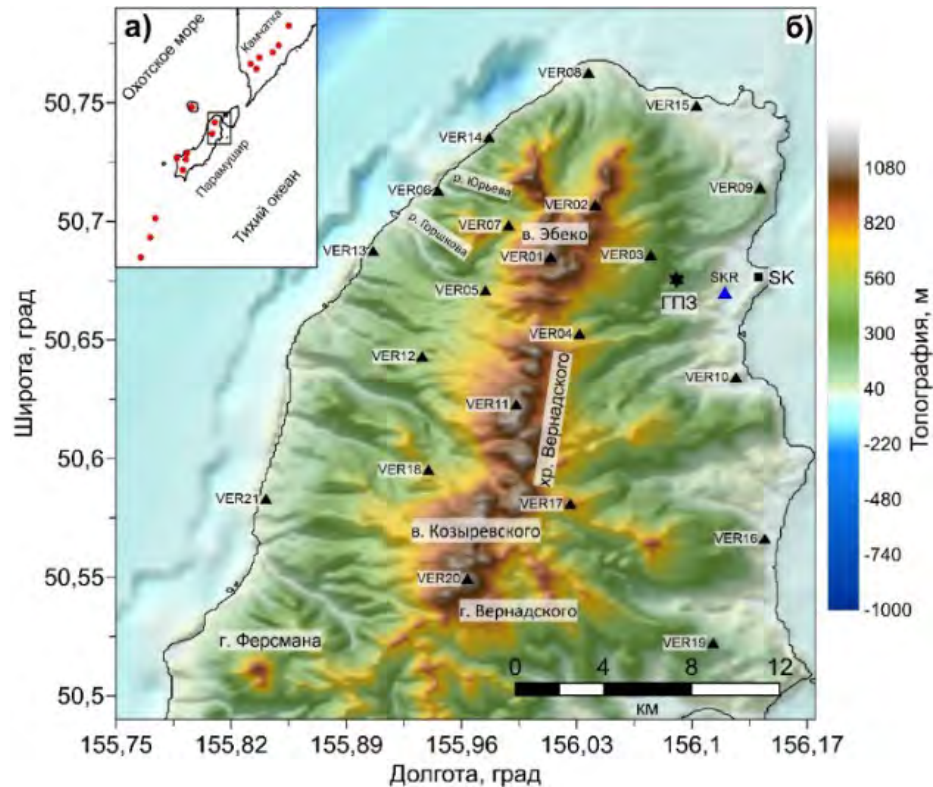


Рисунок 10. – Область изучения: а – расположение региона исследования (черный прямоугольник), б – топография области исследования. Красные круги – активные в Голоцене вулканы, черный квадрат – г. Северо-Курильск. Черные треугольники – временные сейсмические станции, синий треугольник – постоянная станция. ГПЗ – глубокая скважина ГП-3.

В результате применения предложенного алгоритма к данным, зарегистрированным в районе вулкана Эбеко, были успешно определены временные сдвиги для всех станций, из которых на 3 станциях обнаружили ошибки часов более 5 секунд (рис. 11в). Неопределенности инверсии получились меньше шага дискретизации сигнала. Рассчитанные временные сдвиги характеризуются линейным дрейфом часов, где в начале наблюдается резкий скачок, который может быть принят в качестве оценки точности определения временного сдвига (0.13 с).

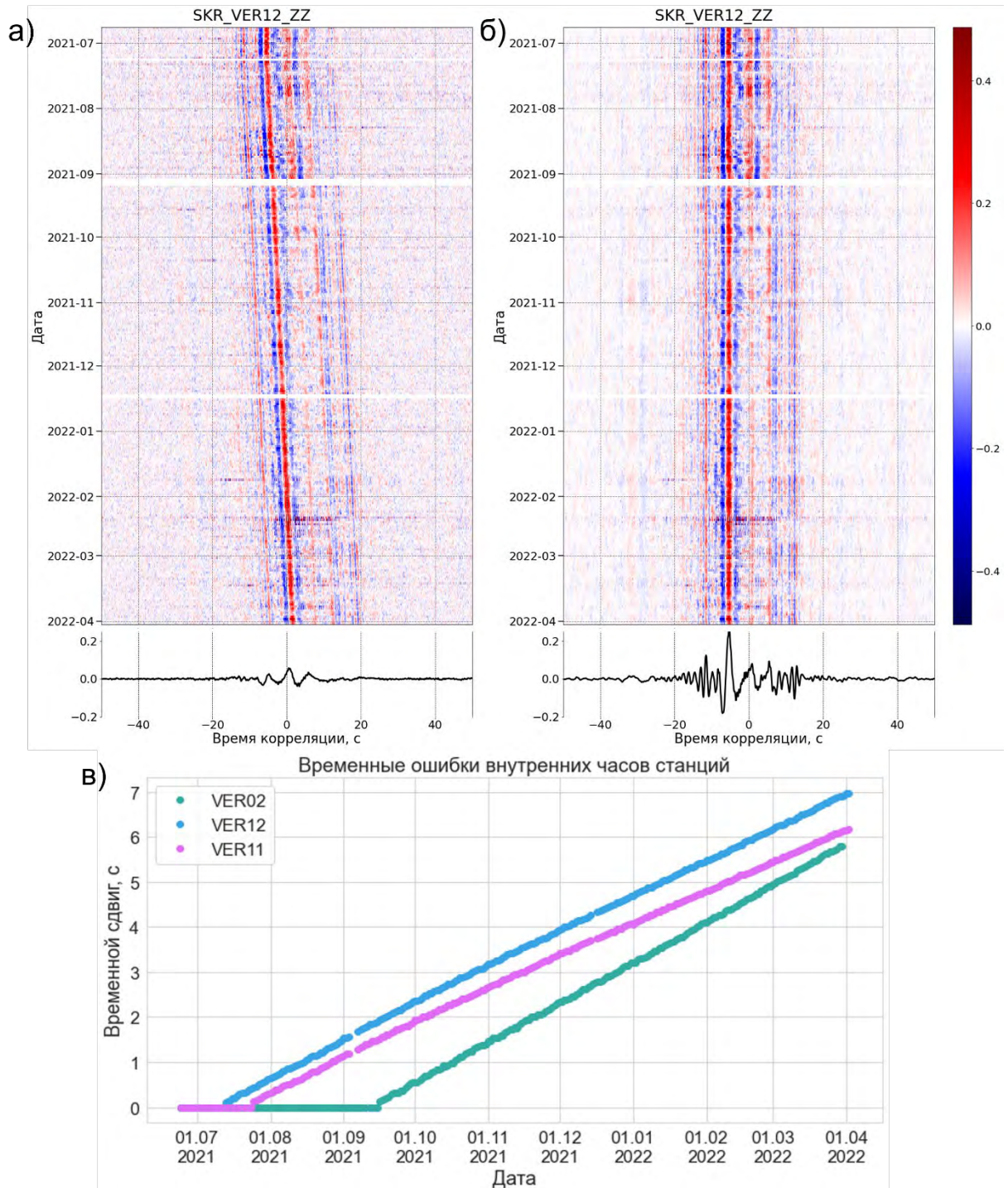


Рисунок 11. – Пример кросс-корреляции а) до коррекции сдвига времени и б) после; в) полученные временные ошибки для сейсмических станций VER02, VER11 и VER12 за все время работы сейсмических станций. Внизу графиками а) и б) показана линейно просуммированная кросс-корреляция.

Таким образом, предложенный метод обнаружения и коррекции ошибок часов временных сейсмических станций дал возможность вычислить временные сдвиги и внести поправки в сейсмические данные (рис. 11б), что позволило использовать их в дальнейшем для анализа.

Разработанный алгоритм имеет свои ограничения. Во-первых, кросс-корреляции должны оставаться похожими по крайней мере на каком-то периоде времени, поэтому резкое изменение

источников шума или условий записи может исказить получаемые результаты. Во-вторых, в алгоритме предполагается наличие станции, про которую достоверно известно, что у нее нет проблем с отметками времени, и записи с нее доступны на протяжении функционирования всей временной сети. Чтобы избежать этого ограничения, данный алгоритм можно улучшить, если решать второй раз обратную задачу для нахождения абсолютного сдвига на каждой станции, однако это предположение требует дальнейших исследований. В-третьих, погрешность определения ошибки времени будет зависеть от ширины волнового пакета на доминирующей частоте в сигнале: чем ниже частота, тем шире будет волновой пакет и тем больше будет погрешность определения. Соответственно, при увеличении расстояния между станциями, погрешность определения ошибок времени увеличится.

3.1.2. Расширенный алгоритм извлечения дисперсионной кривой фазовой скорости поверхностной волны

Расширение метода на основе преобразования Стоквелла-Бесселя для извлечения дисперсионных кривых фазовой скорости поверхностных волн [Zhang et al., 2025] было сделано для возможности его применения к горизонтальным компонентам тензора кросс-корреляций.

Так, спектры функции взаимной корреляции могут быть представлены как функция расстояния между станциями r , частоты f :

$C_{ij}(r, f) = A_{ij}(r, f) \text{Im}[G_{ij}(r, f)]$, где $A_{ij}(r, f)$ – амплитуда, $G_{ij}(r, f)$ – функция Грина [Sánchez-Sesma, Campillo, 2006].

Далее рассматриваются только диагональные компоненты тензора кросс-корреляций (компоненты RR и ZZ в основном чувствительны к волнам Рэлея, а компонента TT – к волне Лява). Их спектральные представления задаются следующим образом:

$C_{TT}(r, f) = C_{RR}(r, f) = A(r, f) \frac{1}{2} (J_0\left(\frac{2\pi f}{c} r\right) - J_2\left(\frac{2\pi f}{c} r\right))$, где J_2 – функция Бесселя второго порядка [Wang, Allam, Lin, 2019].

Следовательно, SJ-преобразование можно обобщить на все диагональные компоненты тензора следующим образом:

$$SJ(f, I) = \int_0^\infty C_{ij}(r, v) |I| \exp(-\pi(f - f')^2 I^2) K_{ij}(2\pi I f') df', \text{ где}$$

$$K_{ij}(2\pi I f) = \begin{cases} J_0(2\pi I f), & \text{если } ij = ZZ, \\ \frac{1}{2}(J_0(2\pi I f) - J_2(2\pi I f)), & \text{если } ij = RR \text{ или } TT. \end{cases}$$

Для проверки этого подхода было выполнено моделирование трехкомпонентного волнового поля [Hu, Luo, Yao, 2020] (рис. 12б и 12в), генерируемого 20 000 случайными точечными источниками силы, распределенными внутри кольца шириной 400 км и зарегистрированными тремя станциями, расположенными внутри кольца, (рис. 12а) с помощью программного пакета «Computer Programs in Seismology» [Herrmann, 2013]. Затем были

вычислены кросс-корреляции ZZ, RR и TT для всех трех пар станций (рис. 12в). После этого к синтетическим кросс-корреляциям был применен расширенный метод. Результаты моделирования показали, что метод позволяет надежно извлекать дисперсионные кривые фазовой скорости на межстанционных расстояниях всего в одну длину волны (рис. 13а и 13б) со средней относительной ошибкой $= 100\% * |C_{synth} - C_{picked}| / C_{synth} \leq 1\%$ (рис. 13в).

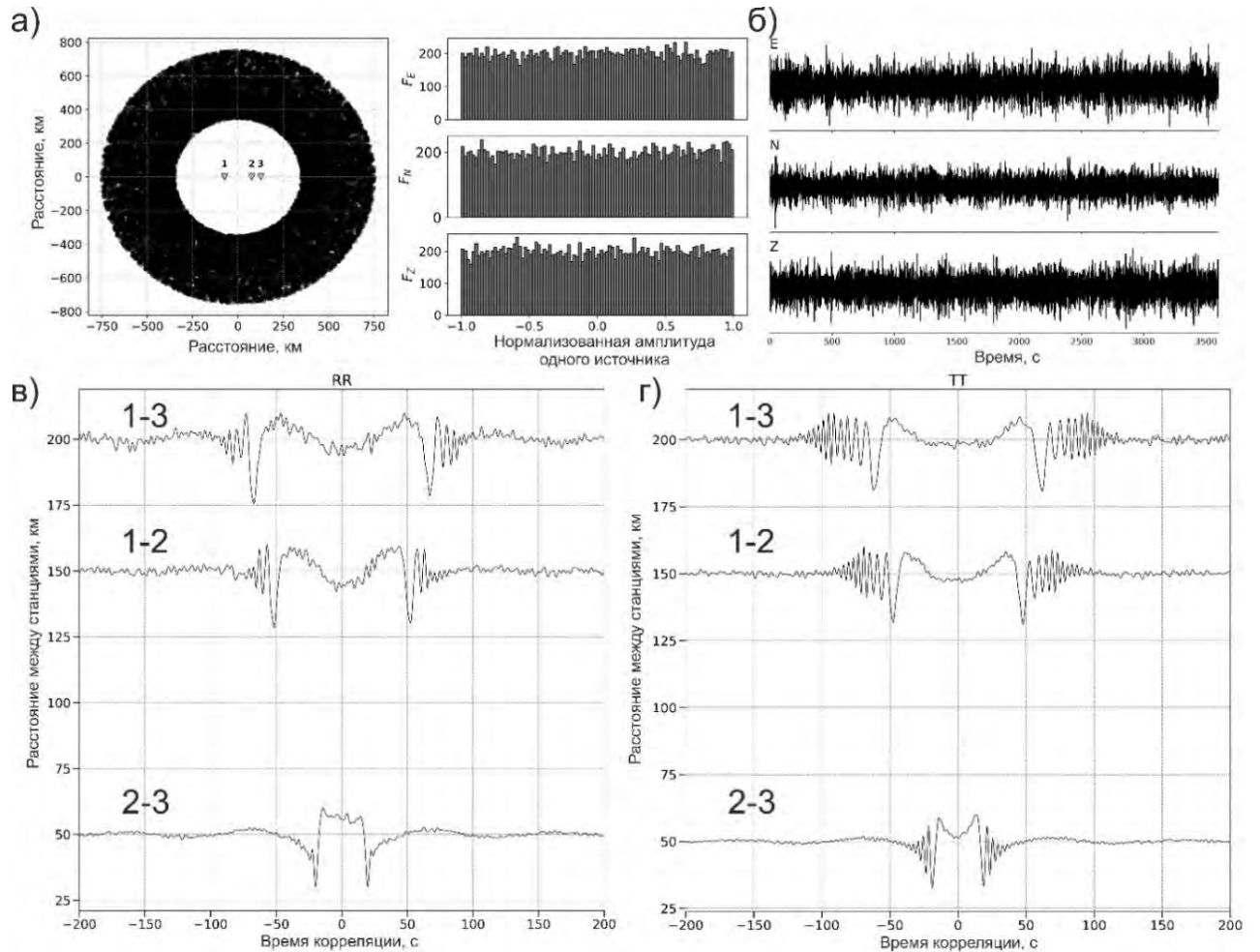


Рисунок 12. – Синтетическое моделирование сейсмического шума: а) схема моделирования и распределение амплитуд сил точечного источника. б) Пример моделирования часовой записи со станции 1. в) и г) результирующие синтетические кросс-корреляции для компонент RR и TT, соответственно.

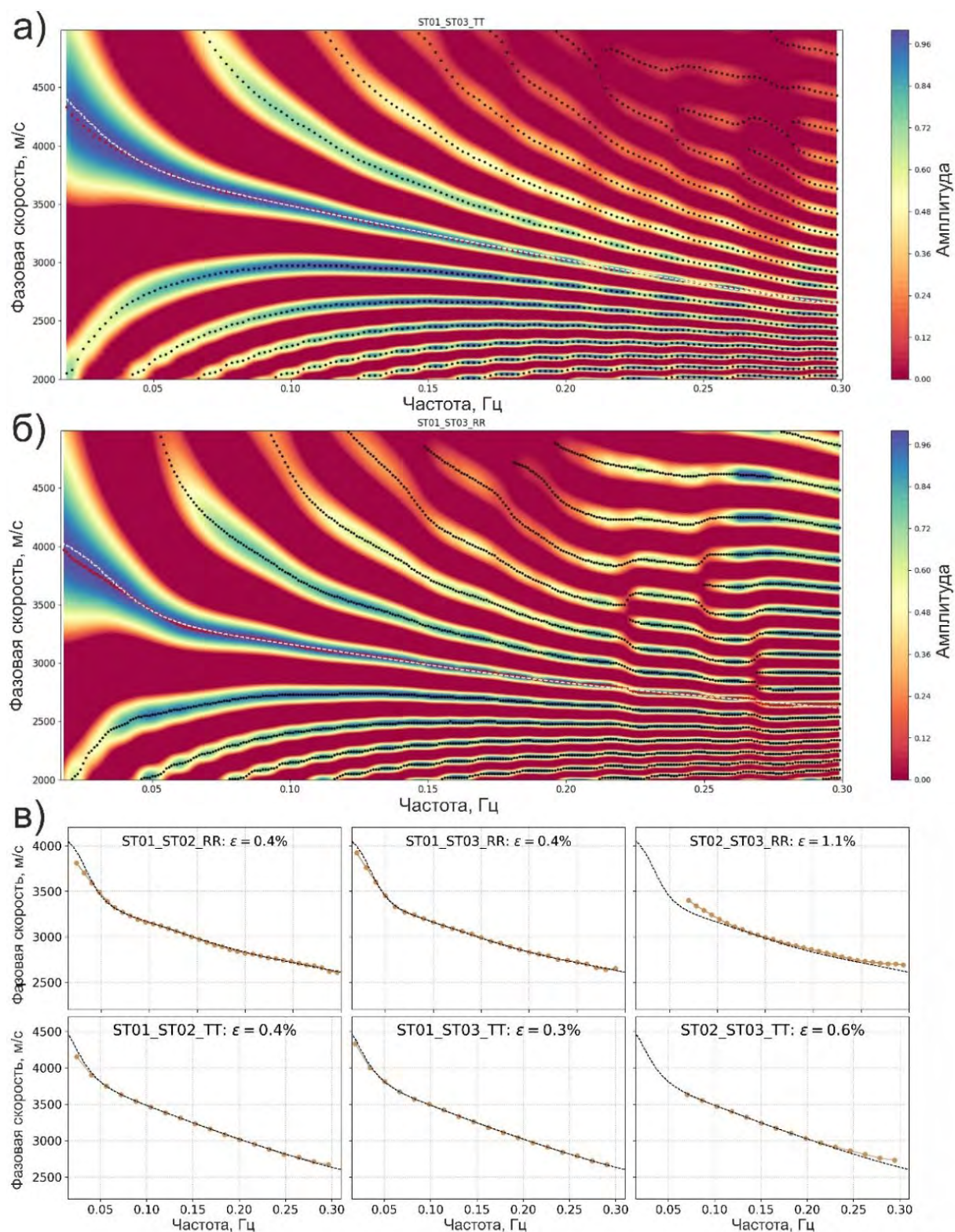


Рисунок 13. – Результат преобразования Стоквелла-Бесселя синтетических кросс-корреляций. а) и б). Примеры дисперсионных изображений компонент ТТ и RR, соответственно. Черные точки обозначают локальные максимумы, белые пунктирные линии – синтетические дисперсионные кривые, посчитанные в модели. Красные точки обозначают выбранную дисперсионную кривую. в) Сравнение выбранных дисперсионных кривых с синтетическими для каждой смоделированной кросс-корреляции. Пара станций, компонента и оцененная средняя относительная ошибка отмечены в верхней части каждого рисунка.

3.1.3. Программный модуль для ручного извлечения дисперсионных кривых поверхностных волн

В большинстве работ, использующих дисперсионные кривые поверхностных волн, их выделение происходит автоматическим образом для экономии времени [Levshin, Ritzwoller, 2001; Soomro et al., 2016]. Однако значительная часть этих работ нацелена на изучение региональных геологических структур, поэтому они используют более стабильные, относительно низкочастотные поверхностные волны (начиная ~ 10 секунд), и, к тому же, в этих исследованиях используются большие наборы сейсмических данных, в которых потеря нескольких пар станций не критична [Ekström, 2014; Kästle et al., 2025]. В случае с сейсмическими данными, зарегистрированными в активных вулканических регионах с редкой сетью сейсмологического мониторинга, каждая секунда записи становится крайне ценной, поэтому требуются более адаптивные методы выделения дисперсионных кривых [Green et al., 2020].

Автором диссертации был разработан программный модуль для ручного выделения дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей поверхностных волн, который основан на алгоритме СВАН для групповых скоростей и на расширенном автором методе преобразования Стоквелла-Бесселя для фазовых скоростей. Этот модуль был успешно опробован на данных, зарегистрированных в Армении и на Камчатке [Meliksetian et al., 2026; Belovezhets et al., 2026].

На примерах выделения дисперсионных кривых из кросс-корреляций сейсмического шума, зарегистрированного в Армении, можно увидеть, что автоматические алгоритмы выделения дисперсионных кривых не способны качественно выделять как дисперсионные кривые с резкими скачками или с потерей энергии на определенных частотах, так и те, где присутствуют высокоэнергетичные моды высоких порядков (рис. 14).

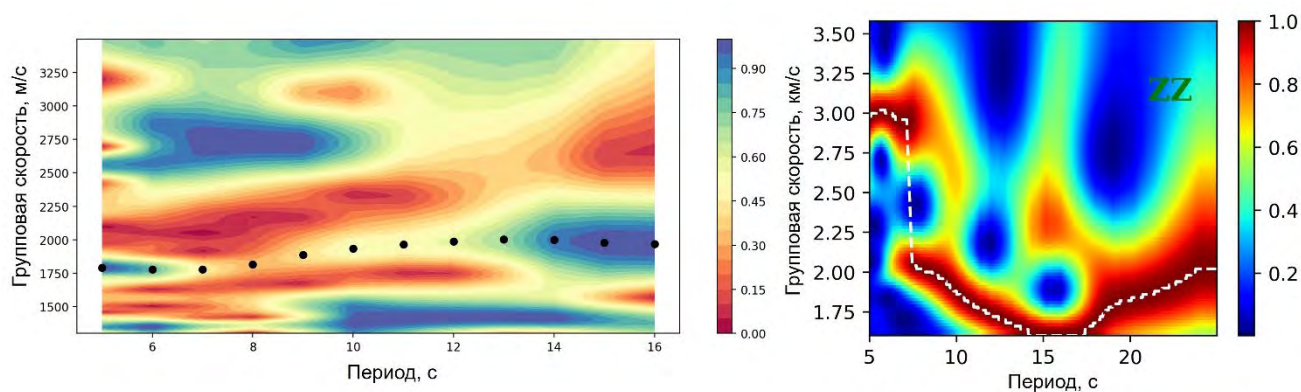


Рисунок 14. – Сравнение результатов ручного извлечения дисперсионной кривой (слева) и автоматического метода (справа) для пары станций, функционировавших в Армении [Meliksetian et al., 2026].

3.2. Региональная сейсмическая модель Центральной и Южной Камчатки

3.2.1. Результаты обработки сейсмических данных

Для построения томографической модели Центральной и Южной Камчатки были использованы сейсмические данные, зарегистрированные постоянной сетью КФ ФИЦ ЕГС РАН и шестью временными сейсмическими сетями (рис. 15), действовавшими: вокруг Авачинской группы вулканов в 2012–2013 гг. [Koulakov et al., 2014] и 2018–2019 гг. [Bushenkova et al., 2019]; вокруг вулкана Горелый в 2013–2014 гг. [Kuznetsov et al., 2017]; в районе Центральной Камчатки в 2019–2020 гг. [Bushenkova et al., 2023]; вокруг вулканов Горелый и Мутновский в 2023–2024 гг. [Belovezhets et al., 2026]; на Банных, Жировских и Вилючинских термальных источниках. Всего были объединены записи 143 сейсмических станций всех временных сетей. Сейсмические данные постоянной сейсмической сети КФ ФИЦ ЕГС РАН (44 станции) использовались за периоды времени, соответствующие времени работы временных сетей в 2012–2024 гг. [Чебров и др., 2013]. Сейсмические станции варьировались от трехкомпонентных широкополосных велосиметров (с периодом до 120 с) до трехкомпонентных короткопериодных велосиметров (с угловой частотой - 0,2 с). Частотный диапазон сейсмических записей, которые были зарегистрированы короткопериодными велосиметрами Geospace GS-One LF 5 Гц, был расширен до 0,1 Гц (период 10 с) [Belovezhets et al., 2026], а с сейсмометров СМ-3 постоянной сети до 0,05 Гц (период 20 с) [Soubestre et al., 2019]. Подробное описание использованных сейсмических станций представлено в соответствующих публикациях, а краткий список моделей сенсоров с соответствующими частотными диапазонами представлен в Приложении 1.

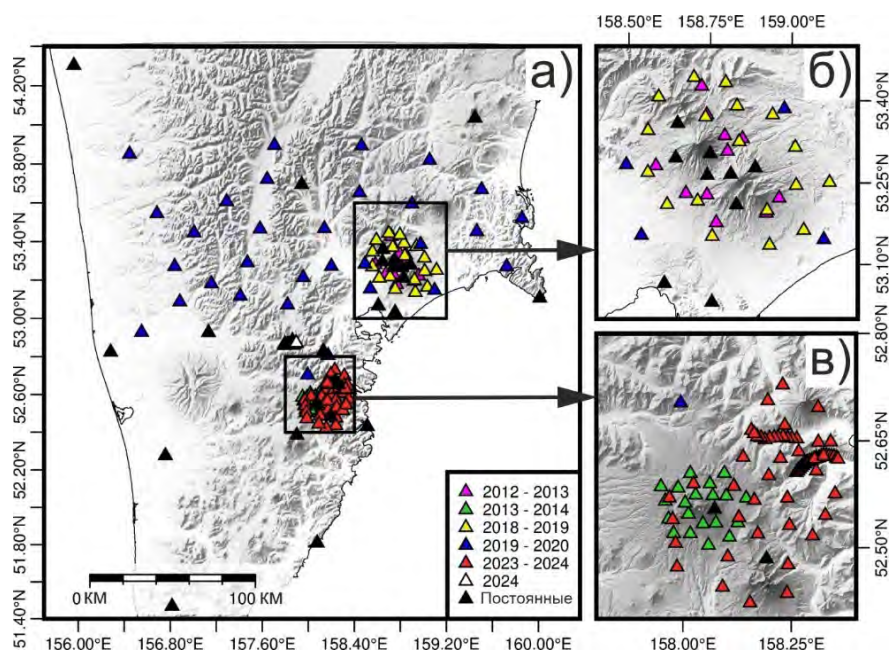


Рисунок 15. – Область исследования. а) Топография исследуемой территории и сейсмические станции, использованные для анализа. Увеличенная карта со станциями: б) вокруг вулканической группы Авача, в) вокруг вулканов Мутновский и Горелый.

3.2.1.1. Кросс-корреляции сейсмического шума

Для уменьшения влияния различных частотных диапазонов сейсмических станций все процедуры фильтрации были применены в частотных диапазонах, соответствующих типу станции, как указано в Приложении 1. Для построения кросс-корреляций сейсмического шума была выбрана следующая последовательность предварительных процедур обработки [Bensen et al., 2007]: полосовая фильтрация в частотных диапазонах, выбранных для каждой станции; введение инструментальной поправки; удаление трендов с последующей полосовой фильтрацией; понижение частоты дискретизации до 2 Гц для повышения вычислительной эффективности; разбиение записей на 2-часовые окна с 50%-ным перекрытием; частотная нормализация сигналов с использованием спектрального отбеливания в выбранном частотном диапазоне; временная нормализация сигналов путем нормировки на сглаженное абсолютное значение. Каждый компонент тензора вычисленной суточной кросс-корреляции (EE, NN, ZZ, EN и т. д.) был повернут в координаты Z-R-T, чтобы получить компоненты ZZ, RR и TT (рис. 16).

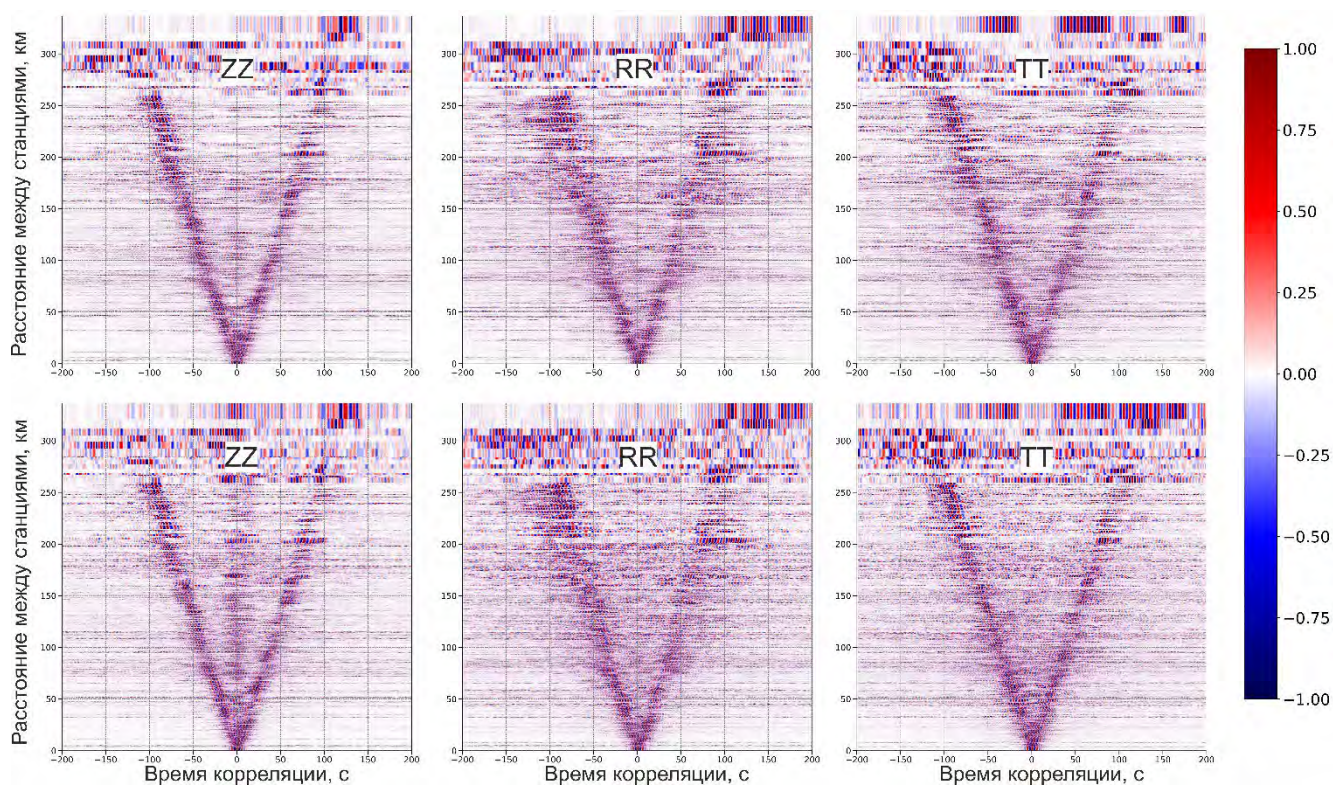


Рисунок 16. – Функции кросс-корреляции сейсмического шума для компонент ZZ (левый столбец), RR (центральный столбец), TT (правый столбец) сейсмических записей, линейно суммированных (нижние панели) и фазово-взвешенных (верхние панели).

Для дальнейшего повышения соотношения сигнал/шум (SNR) была проведена проверка на наличие ошибок часов сейсмических станций и применена фильтрация Винера с усечением сингулярного спектра к суточным кросс-корреляциям с сохранение первых 16 сингулярных чисел [Moreau et al., 2017]. Фильтр Винера был использован с интервалом 4 дня и 1,1 секунды.

Наконец, суточные кросс-корреляции были линейно просуммированы для измерений фазовой скорости и фазово-взвешенно – для измерения групповой скорости [Ventosa, Schimmel, Stutzmann, 2017; Green et al., 2020], с применением критерия отбора SNR, согласно которому кросс-корреляции с $\text{SNR} < 7$ были исключены.

3.2.1.2. Дисперсионные кривые поверхностных волн

Метод СВАН был применен для измерения дисперсионных кривых групповой скорости волн Рэлея по ZZ- и RR-компонентам тензора кросс-корреляций и по TT-компоненте для волн Лява. Для максимизации извлечения кривых все дисперсионные кривые (рис. 17) были выбраны вручную из-за сложности сейсмических данных. Диапазон скоростей был ограничен 1000 и 5000 м/с, а максимальный период – двумя длинами волн (средняя скорость предполагалась 2000 м/с для ZZ- и RR-компонент и 3000 м/с – для TT-компоненты). Период был также ограничен максимально возможным значением, выбранным для обработки в зависимости от типа станции. Перед вычислением СВАН-диаграммы к тензору кросс-корреляций было применено сглаживание во временной области для устранения аномально высоких и низких скоростей поверхностных волн [Green et al., 2020]. В ходе выделения дисперсионных кривых использовалась фазово-согласованная фильтрация для улучшения выделения дисперсионной кривой [Levshin, Ritzwoller, 2001].

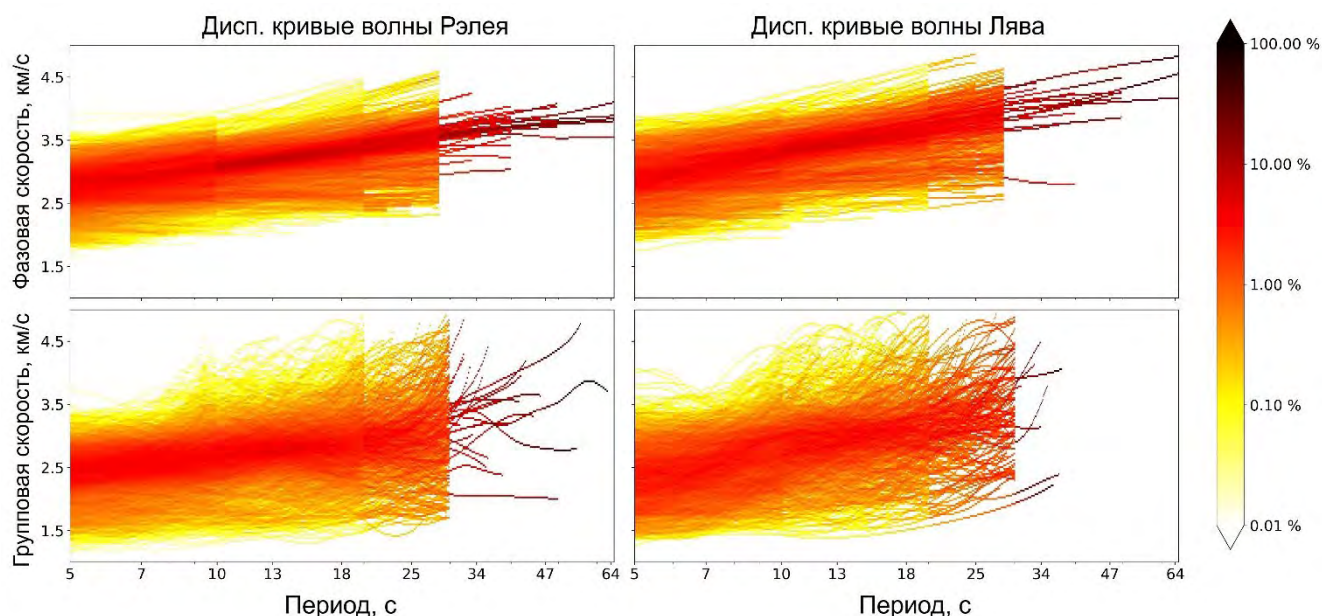


Рисунок 17. – Извлеченные дисперсионные кривые фазовой (верхний ряд) и групповой (нижний ряд) скорости сейсмических волн Рэлея (левые панели) и Лява (правые панели).

Дисперсионные кривые фазовой скорости поверхностных волн Рэлея и Лява извлекались с помощью расширенного метода на основе преобразования Стоквелла-Бесселя (SJ). Для выбора дисперсионной кривой диапазон поиска скорости был установлен в пределах 1000–5000 м/с.

Максимальный анализируемый период был ограничен одной длиной волны (средняя скорость принята равной 3000 м/с) и дополнительно ограничивался самым большим периодом в полосе частот обработки каждого типа станции. Для каждой анализируемой компоненты тензора кросс-корреляций сначала была оценена средняя по сети дисперсионная кривая из усредненного по станциям изображения SJ путем взвешенного по расстоянию суммирования отдельных изображений SJ. Дисперсионные кривые были выбраны вручную с использованием этих эталонных по сети кривых (рис. 17).

3.2.1.3. Реализация томографической инверсии

Для построения модели поперечной скорости волны использован Байесовский подход (гж-МсМС) на основе программного пакета baytomo3d [Kästle et al., 2025] для совместной инверсии времени прихода телесейсмических объемных волн и фазовых скоростей поверхностных волн. Поскольку используемый набор данных состоит из поверхностных волн, а основная цель работы состоит в изучении земной коры, где телесейсмические объемные волны проявляют относительно низкую чувствительность [Golos et al., 2018], исходный программный пакет был адаптирован: были включены измерения групповой скорости поверхностных волн вместо телесейсмических.

Параметризация модели осуществлялась с использованием переменного числа трехмерных ячеек Вороного, количество и геометрия которых обновлялась в процессе инверсии. К ячейкам применялось обратное вертикальное масштабирование, уменьшающееся от коэффициента 100 на поверхности до 1 на глубине 100 км [Zhang et al., 2018]. Такой подход увеличивает плотность ячеек в неглубоких слоях земной коры и уменьшает ее на больших глубинах, что согласуется с представлениями об увеличении размера геологических структур с глубиной [Kästle et al., 2025].

Поскольку наблюдения поверхностных волн в основном чувствительны к скорости поперечных волн, она была выбрана в качестве основного параметра инверсии. Скорость распространения продольных волн оценивалась методом интерполяции ближайших соседей на основе эталонной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991], а плотность (ρ) рассчитывалась с использованием эмпирического соотношения $\rho = 0.32 * V_p + 0.77$ [Berteussen, 1977].

Таким образом, каждая ячейка Вороного определялась постоянным значением V_s и пространственными координатами ее центра (x , y , z). С помощью интерполяции методом ближайшего соседа ячеек Вороного на регулярную декартовую сетку была получена трехмерная модель V_s исследуемой области. Для упрощения задачи была предположена изотропная модель скорости сдвиговых волн. Предварительное распределение V_s было определено как зависящий от глубины диапазон, центрированный на сглаженной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] с

пределами $\pm 0,9$ км/с [Kästle et al., 2025]. Это ограничение обеспечивает физически правдоподобные значения параметров, сохраняя при этом численную устойчивость при расчетах дисперсии поверхностных волн.

Для сохранения предположения о распространении поверхностных волн по дуге большого круга вычислительная сетка была построена с использованием проекции Меркатора координат станций с боковым отступом 15 км вокруг исследуемой области. Шаг сетки был выбран 5 км в горизонтальном направлении, а вертикальная дискретизация увеличивалась с глубиной от 0,5 км вблизи поверхности до 5 км на глубине 60 км. Для повышения численной устойчивости под основной областью модели был включен дополнительный подстилающий слой толщиной 60 км. Общее количество ячеек Вороного могло варьировать от 200 до 2200 во время инверсии.

Расчеты прямой модели проводились в два этапа. На первом этапе в каждой точке сетки в плане (x , y) независимо решалась одномерная прямая задача для вычисления фазовой и групповой скоростей волн Лява и Рэлея. Эти расчеты выполнялись с использованием пакета `disba` [Лу, 2024]. На втором этапе поля времени распространения на каждом периоде вычислялись с помощью решения уравнения эйконала [Rawlinson, Sambridge, 2004]. Затем в каждом поле времен строились лучевые траектории и соответствующие им матрицы чувствительности лучевого времени. Поскольку измерения фазовой и групповой скоростей были получены с использованием независимых методов обработки, основанных на различных физических предположениях, для каждого из них рассчитывались отдельные поля времени распространения и траектории лучей. Такой подход сохраняет независимость наблюдений и позволяет последовательно количественно оценить их неопределенности в рамках инверсии.

В рамках исследования был использован упрощенный подход для учета частотно-зависимой чувствительности поверхностных волн. В частности, прямые матрицы для каждого периода были сглажены с использованием гауссовых ядер с шириной, равной одной четверти соответствующей длины волны, рассчитанной на основе эталонной модели IASPEI91. Эта процедура представляет собой приближение нулевого порядка частотно-зависимых лучей и служит упрощением первой зоны Френеля [Sieminski, Lévêque, Debayle, 2004]. Следовательно, все оценки плотности лучей, представленные далее, соответствуют плотности сглаженных лучевых траекторий, а не геометрических лучей. Помимо повышения стабильности инверсии, этот подход обеспечивает более физически реалистичное представление чувствительности поверхностных волн на больших периодах.

Чтобы сбалансировать вклад дисперсии на длинных и коротких путях и функцию правдоподобия, после вычисления времени прохождения луча по траектории была рассчитана усредненная по траектории скорость, [Kästle, Tilmann, AlpArray and Swath-D Working Groups,

2024]. Затем на каждом периоде для каждого типа дисперсионных кривых происходила оценка функции правдоподобия. При этом использовалось гауссово распределение с шириной σ , представляющей собой неопределенность данных или равномерное распределение, взвешенное по доле выбросов f , в случае, если плотность вероятности гауссова распределения становилась меньше плотности вероятности равномерного распределения [Tilman, Sadeghisorkhani, Mauerberger, 2020]. Эта формулировка функции правдоподобия позволила классифицировать измерения, лежащие за пределами гауссова распределения, как выбросы и исключить их вклад в расчет вероятности. И σ , и f являются гиперпараметрами, которые оценивались в процессе инверсии. Возможные значения σ были ограничены диапазоном от 0,01 до 1 км с⁻¹, при этом верхняя граница доли выбросов f была установлена на уровне 80%.

Модели, выбранные в рамках отдельной цепи Маркова, не являются независимыми и за конечное число итераций обычно исследуют только ограниченную область пространства параметров (рис. 18). Поэтому сохраненные модели в каждой цепи прореживались путем сохранения каждой 1000-й итерации, и 32 цепи запускались параллельно для улучшения исследования пространства параметров. Лучевые траектории обновлялись каждые 50 000 итераций в модели среднего значения выборки по всем цепочкам, чтобы сбалансировать нелинейность задачи инверсии с вычислительными затратами [Kästle, Tilman, AlpArray and Swath-D Working Groups, 2024]. Каждая цепочка выполнялась в течение 1 млн. итераций, при этом первые 500 000 итераций отбрасывались как период «отжига», в течение которого происходит резкое увеличение значения функции правдоподобия. Таким образом, итоговая выборка состояла из 16 000 выбранных моделей, и итоговая модель рассчитывалась как среднее по ансамблю отобранных моделей, а связанные с ней неопределенности количественно оценивались стандартным отклонением. Процесс выборки представлен на рис. 19.

В полученной модели наибольшая плотность траекторий лучей – между Авачинской группой вулканов и вулканами Горелый–Мутновский и существенно уменьшается к периферии исследуемой области. Поскольку инверсия предполагает изотропную модель скорости, одновременно используя данные волн Рэлея и Лява, которые чувствительны к вертикально (V_{sv}) и горизонтально (V_{sh}) поляризованным поперечным волнам, соответственно, области повышенной неопределенности могут отражать не только низкое разрешение модели, но и наличие радиальной сейсмической анизотропии. В таких областях апостериорное распределение может стать бимодальным, отражая конкурирующие изотропные решения (рис. 19д).

Для выявления хорошо разрешенных областей модели была построена пространственная метрика чувствительности, которая количественно оценивает чувствительность функции правдоподобия к локальным возмущениям скорости. Сначала для каждого профиля глубины и

типа данных были рассчитаны нормированные ядра чувствительности, представляющие относительную чувствительность рассматриваемого типа измеренной скорости к возмущениям скорости в пределах слоя единичной толщины. Затем ядра чувствительности были умножены на соответствующие плотности траекторий лучей и просуммированы по всем периодам и типам данных, что дало приближение к вкладу каждой точки модели в функцию правдоподобия. Наконец, точки модели считались достаточно разрешенными, если их чувствительность превышала медианное значение, рассчитанное по всем ячейкам с ненулевой чувствительностью (рис. 20 и 21). Аномалии скорости поперечной волны рассчитывались относительно среднего профиля скорости по глубине, оцененного по хорошо разрешенным точкам (рис. 22).

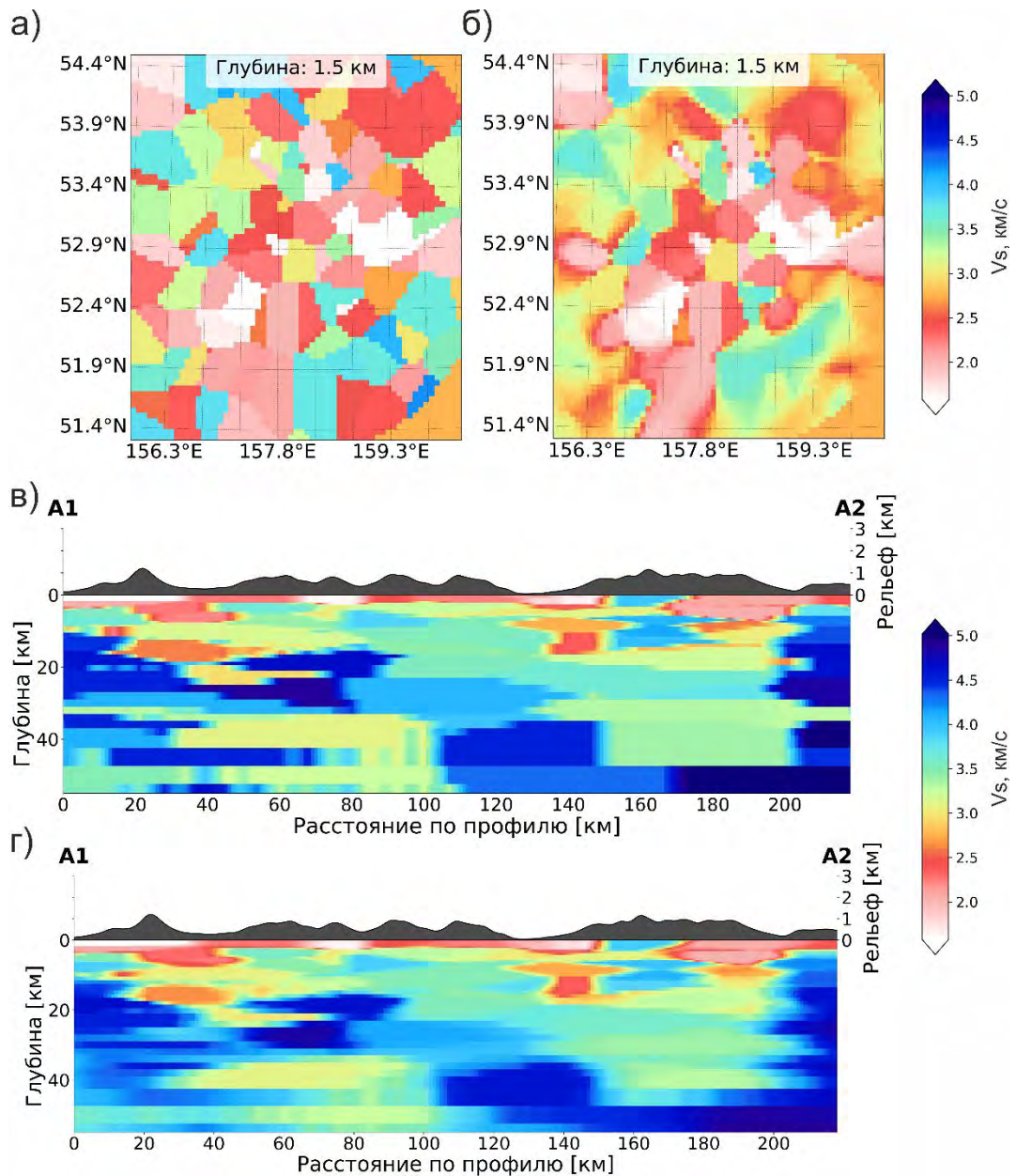


Рисунок 18. – Пример результатов поиска для одной цепи Маркова (цепь №30). а) Горизонтальный разрез предложенной модели, в) вертикальный разрез той же модели. б) и г) то же самое для среднего значения модели цепи. Расположение разрезов см. на рисунке 30.

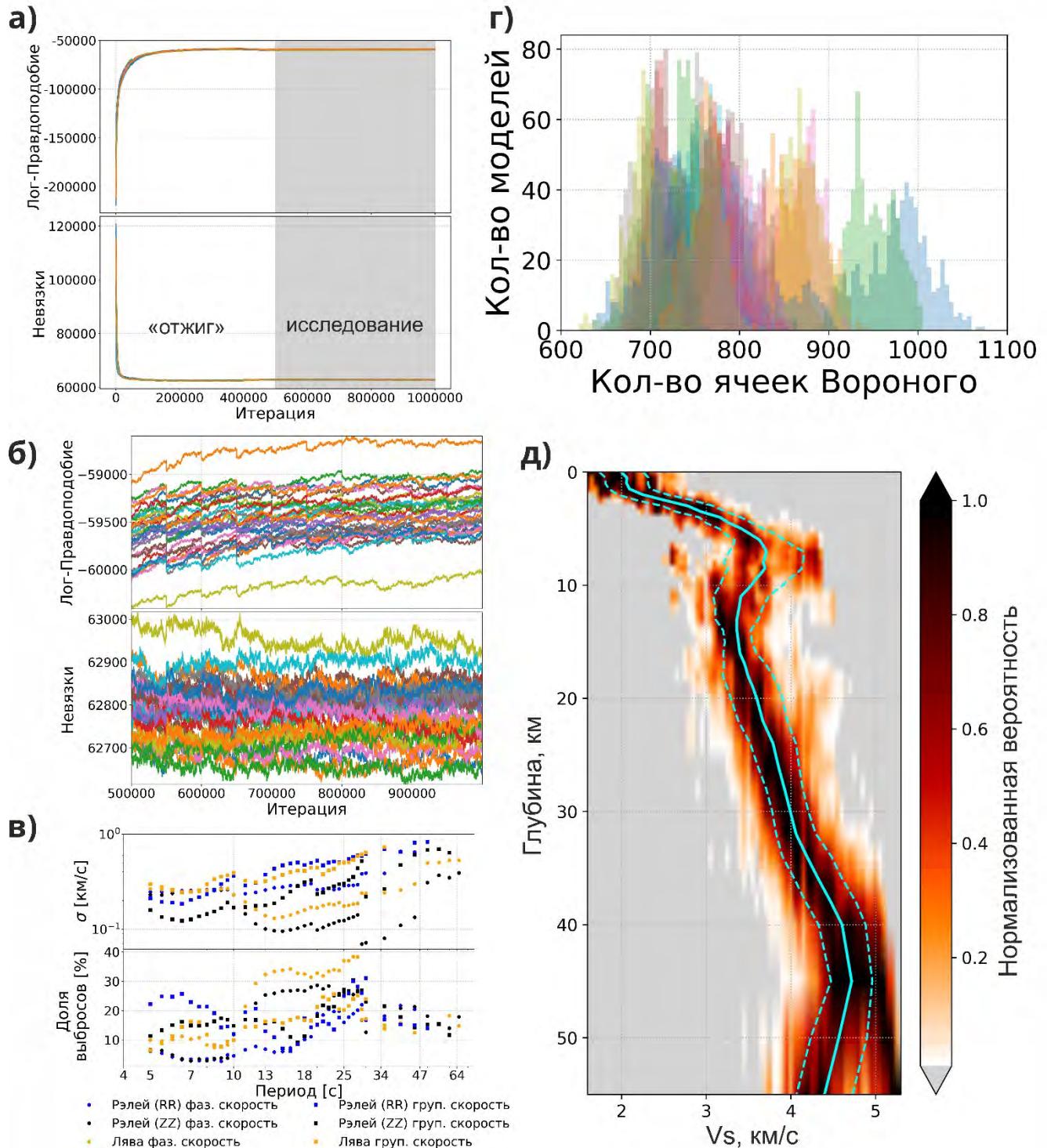


Рисунок 19. – Результаты трехмерной выборки методом gj-MCMC: а) Логарифмическая функция правдоподобия и невязки для всех цепочек, которые обозначены цветными линиями. б) Тот же график, увеличенный на этапе исследования. Небольшие рывки на траекториях отмечают обновления траекторий лучей. в) Результирующая средняя неопределенность данных и доля выбросов для каждого набора данных. г) Распределение числа ячеек Вороного, используемых для построения моделей, отобранных во время исследования. д) Апостериорное распределение значений V_s для некоторых профилей глубины в области высокой плотности лучей. Сплошные линии показывают среднее значение, пунктирные – границы стандартного отклонения. На глубине от 5 до 10 км и ниже 40 км бимодальное распределение V_s указывает на возможную неучтенную радиальную анизотропию.

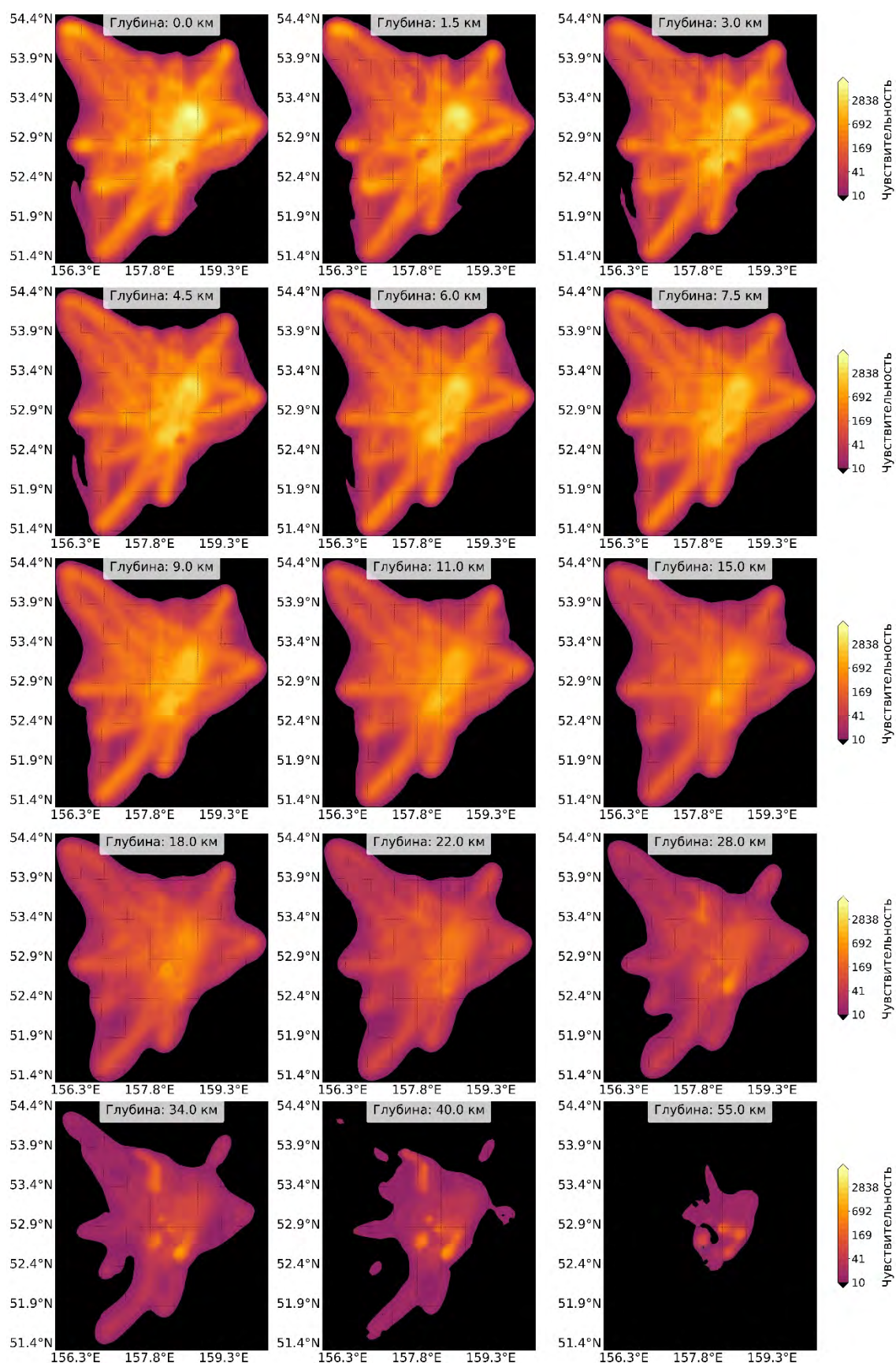


Рисунок 20. – Горизонтальные срезы распределения результирующей чувствительности на разных глубинах (глубина указана в верхней части каждого рисунка). Черная закрашка обозначает области с низкой чувствительностью.

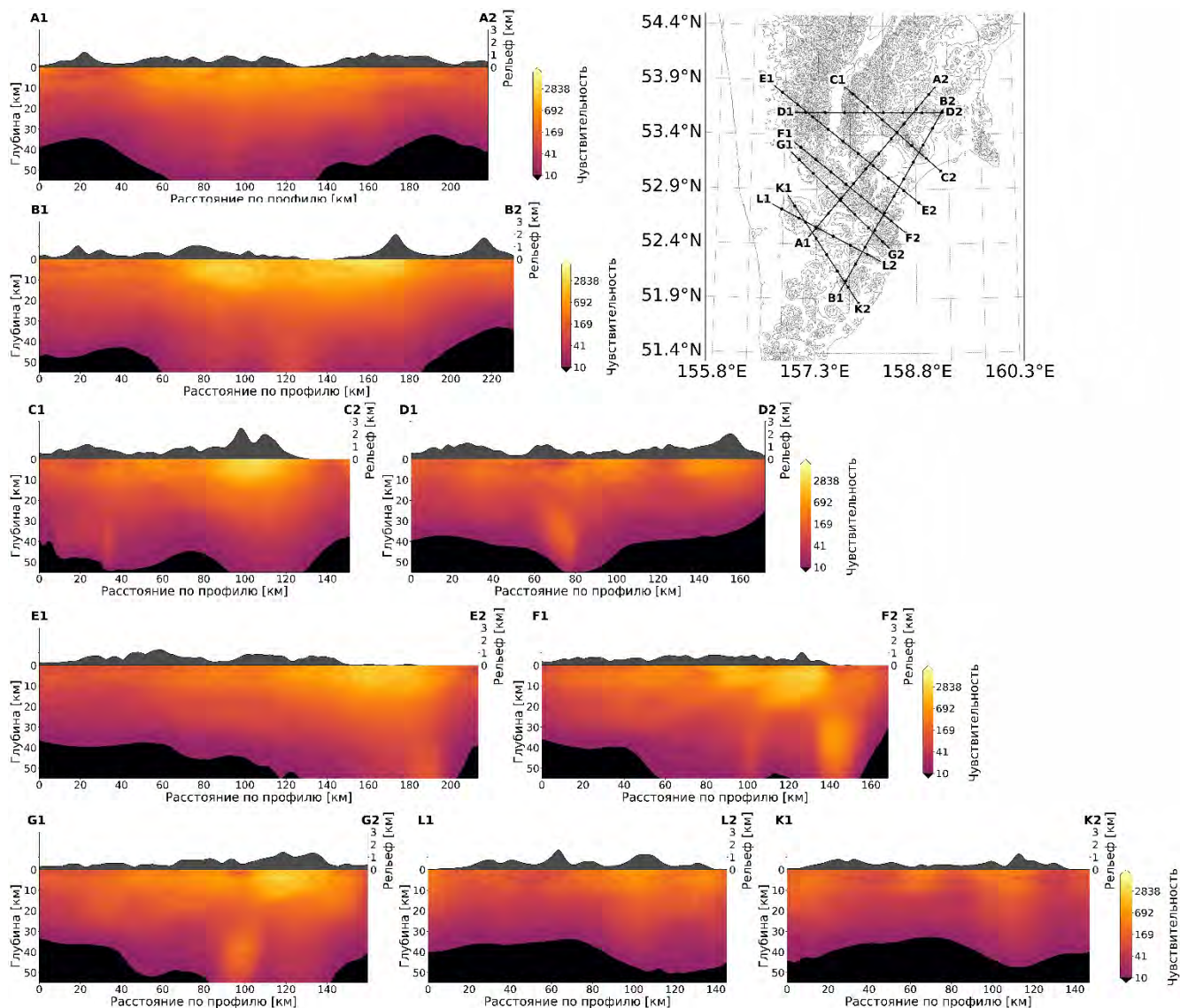


Рисунок 21. – Вертикальные разрезы распределения результирующей чувствительности. Положение разрезов показано на карте в правом верхнем углу. Черная закрашка обозначает области с низкой чувствительностью.

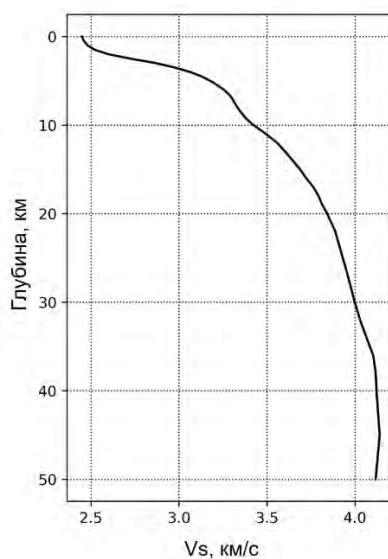


Рисунок 22. – Среднее значение Vs для исследуемой области.

3.2.2. Трехмерная скоростная модель Центральной и Южной Камчатки

Трехмерная модель скорости поперечной волны (рис. 23–27) и соответствующие неопределенности (рис. 28, 29) были получены в результате инверсии для области от вулкана Ходутка на юге до Дзензур-Жупановской группы на севере и от восточного побережья на запад за Срединный хребет до глубины 55 км. Модель выявила неоднородное строение земной коры, характеризующееся латерально изменяющимися аномалиями скорости, которые пространственно связаны с известными вулканическими центрами, зонами разломов и осадочными бассейнами.

На горизонтальном сечении на глубине 1,5 км выявлено несколько зон пониженной скорости между Ганальским и Срединным хребтами, между вулканами Большая Ипелька и Опала, между вулканами Асача и Мутновский, к югу от вулкана Ходутка и в районе Дзензур-Жупановской группы вулканов (рис. 22, 23). Еще одна зона пониженной скорости наблюдается к юго-востоку от Авачинской группы вулканов и простирается на северо-запад в сторону вулкана Бакенинг. Наблюдаемые зоны пониженной скорости сохраняются до глубины 3 км, хотя амплитуды аномалий уменьшаются. На глубине 4,5 км отрицательная аномалия между Срединным и Ганальским хребтами исчезает, а зона, простирающаяся от Асачи до Ходутки, и зоны под Толмачевским Долом и Авачинской группой значительно сокращаются в размере. Вплоть до глубины 11 км зоны пониженной скорости претерпевают лишь незначительные изменения геометрии.

На глубине 15 км под Толмачевским Долом наблюдается отрицательная аномалия скорости, ориентированная на северо-восток. Зоны пониженной скорости, связанные с вулканом Горелый, также смещаются к северу. Кроме того, вновь появляется зона пониженной скорости между Срединным и Ганальским хребтами. На глубине 28 км под Срединным и Ганальским хребтами формируется широкая зона пониженной скорости. На глубине 34 км центральная часть этой структуры уже не различима, как и зона между вулканами Опала и Асача. На глубинах 34–40 км между Авачинской и Дзензур-Жупановской группами возникает зона пониженной скорости, а также зона, простирающаяся на северо-северо-восток от вулкана Ходутка в сторону МПЗ, которая почти сливается с аномалией под Ганальским хребтом. На глубине 55 км зона пониженной скорости наблюдается вблизи МПЗ.

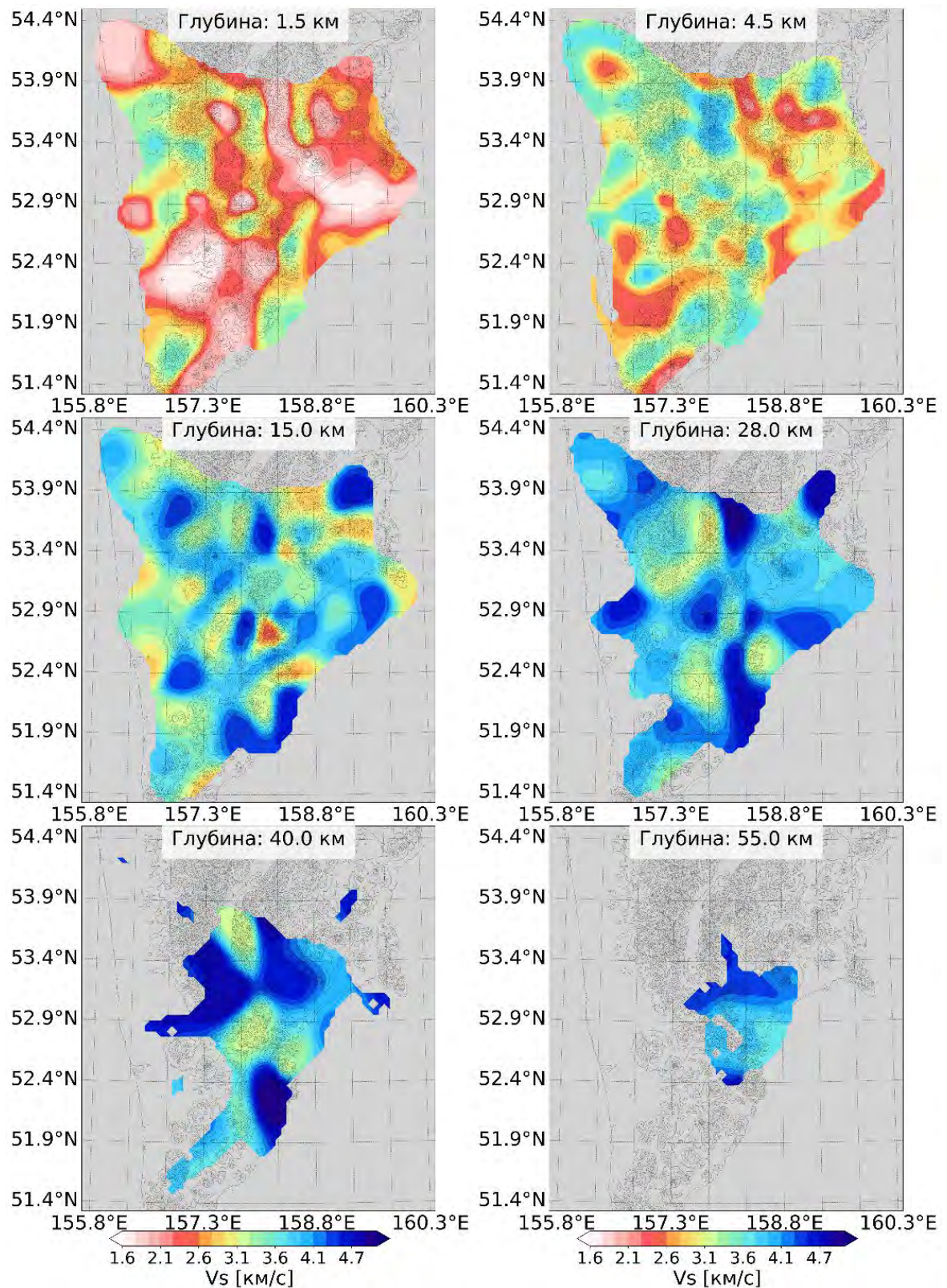


Рисунок 23. – Горизонтальные сечения распределения скорости поперечной волны на разных глубинах (указаны в верхней части каждого рисунка).

- 1 - Бакенинг, 2 - Карымский, 3 - Жупановский, 4 - Авача, 5 - Корякский, 6 - Вилучинский, 7 - Мутновский, 8 - Горелый, 9 - кальдера Карымшина, 10 - Толмачев дол, 11 - Опапа, 12 - Большая Ипелька, 13 - Асача, 14 - Ходутка, MIP - Малая Ипелька, MPZ - Малки-Петропавловская разломная зона, MSE - Малый Семейчик

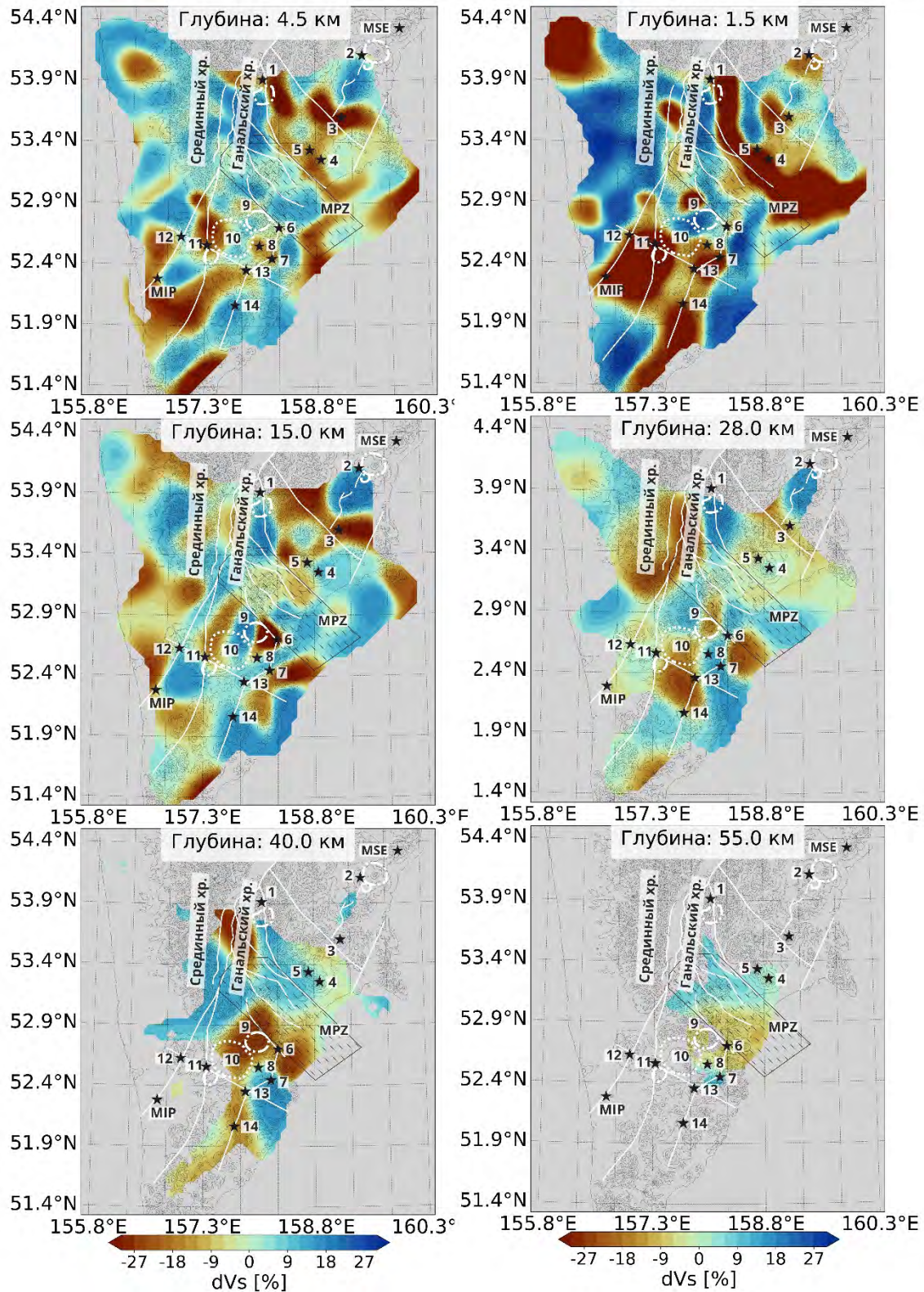


Рисунок 24. – Горизонтальные сечения аномалий скорости поперечной волны на разных глубинах (указаны в верхней части каждого рисунка). Основные охарактеризованные выше геологические структуры, отмеченные на карте: белые сплошные линии – разломы, штрихпунктирные круги – кальдеры, пунктирный круг – границы Толмачева Дола, черные звезды – вулканические структуры, заштрихованная область – МПЗ.

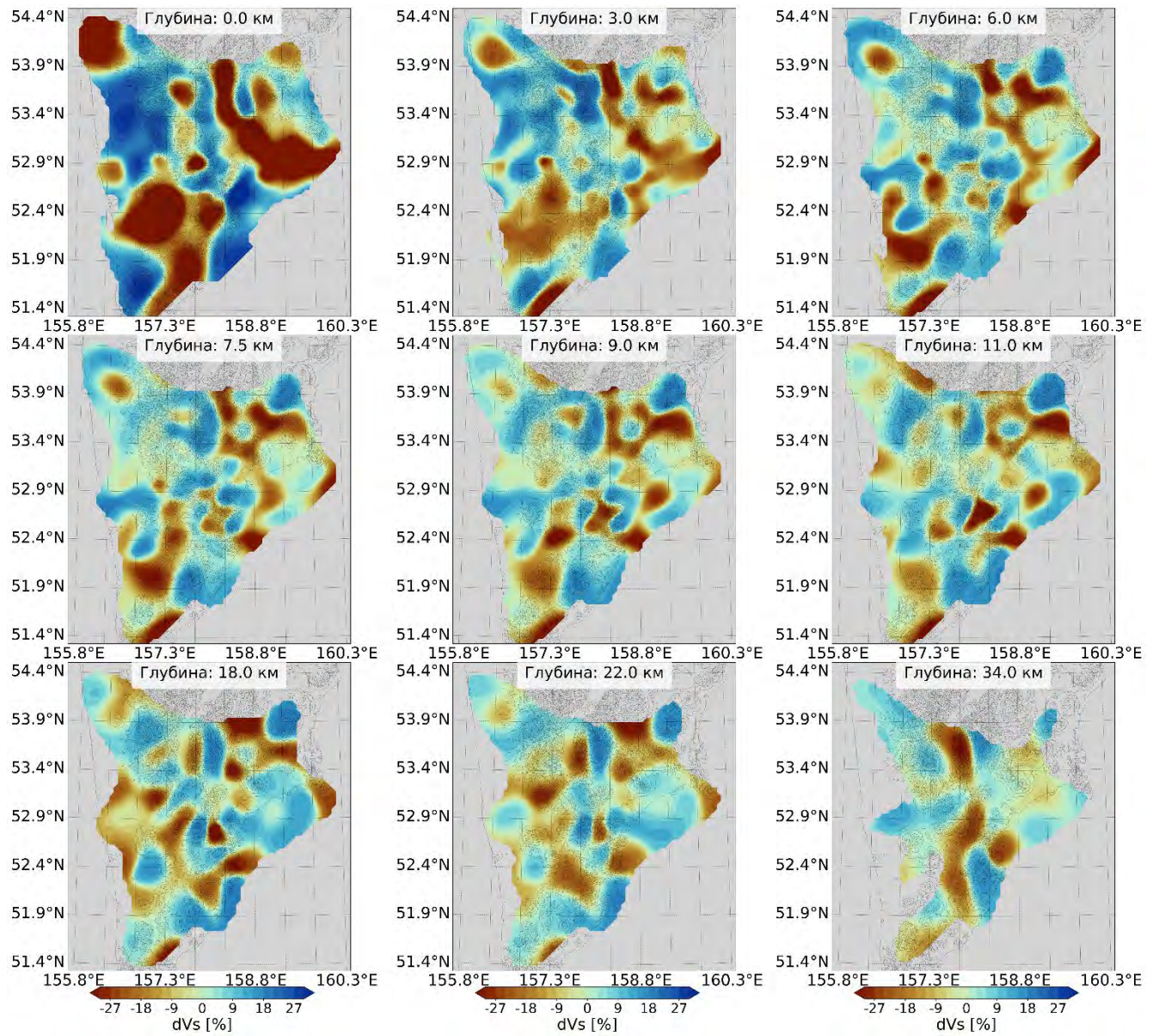


Рисунок 25. – Горизонтальные сечения аномалий скорости поперечной волны на разных глубинах (указаны в верхней части каждого рисунка).

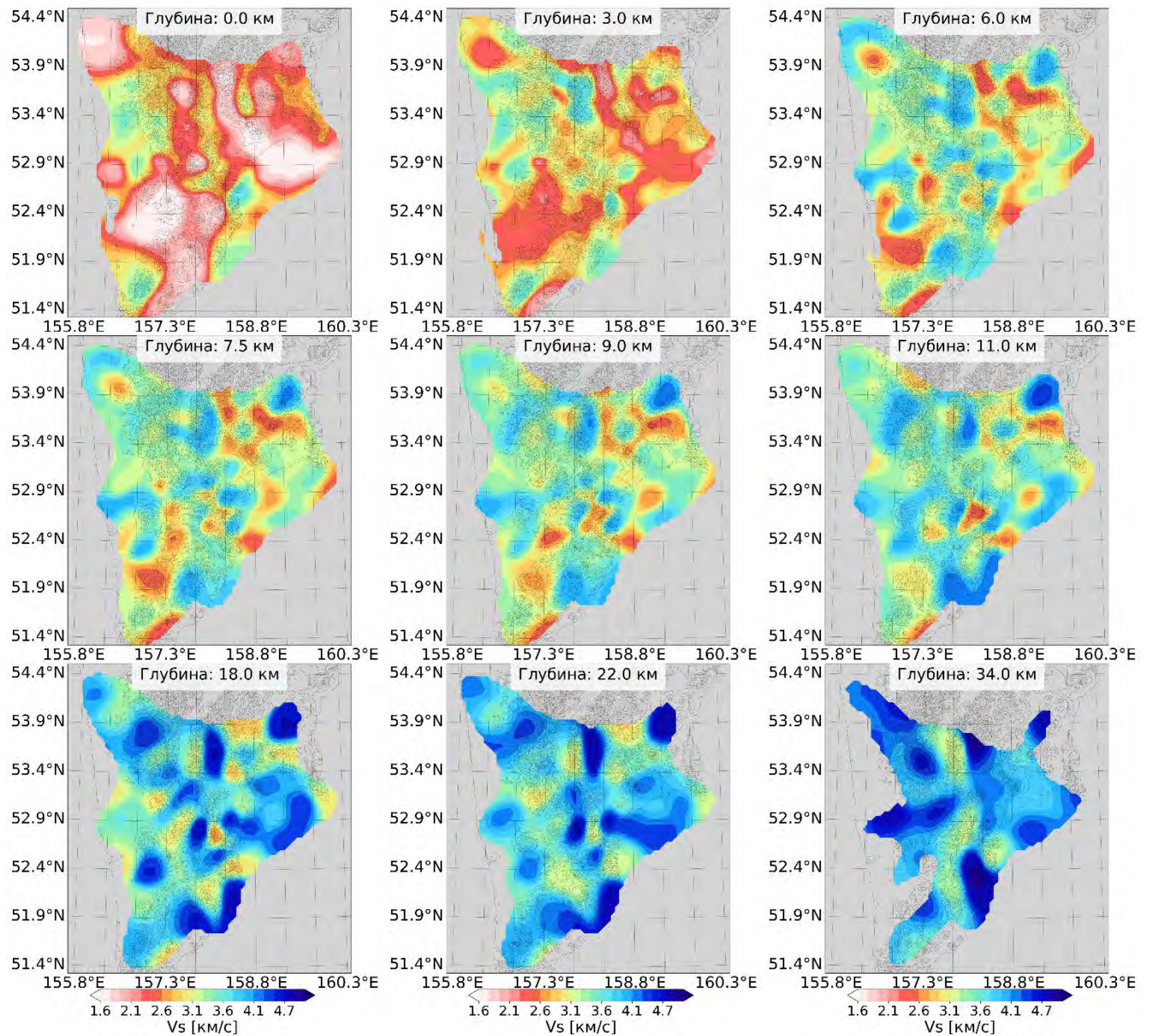


Рисунок 26. – Горизонтальные сечения распределения скорости поперечной волны на разных глубинах (указаны в верхней части каждого рисунка).

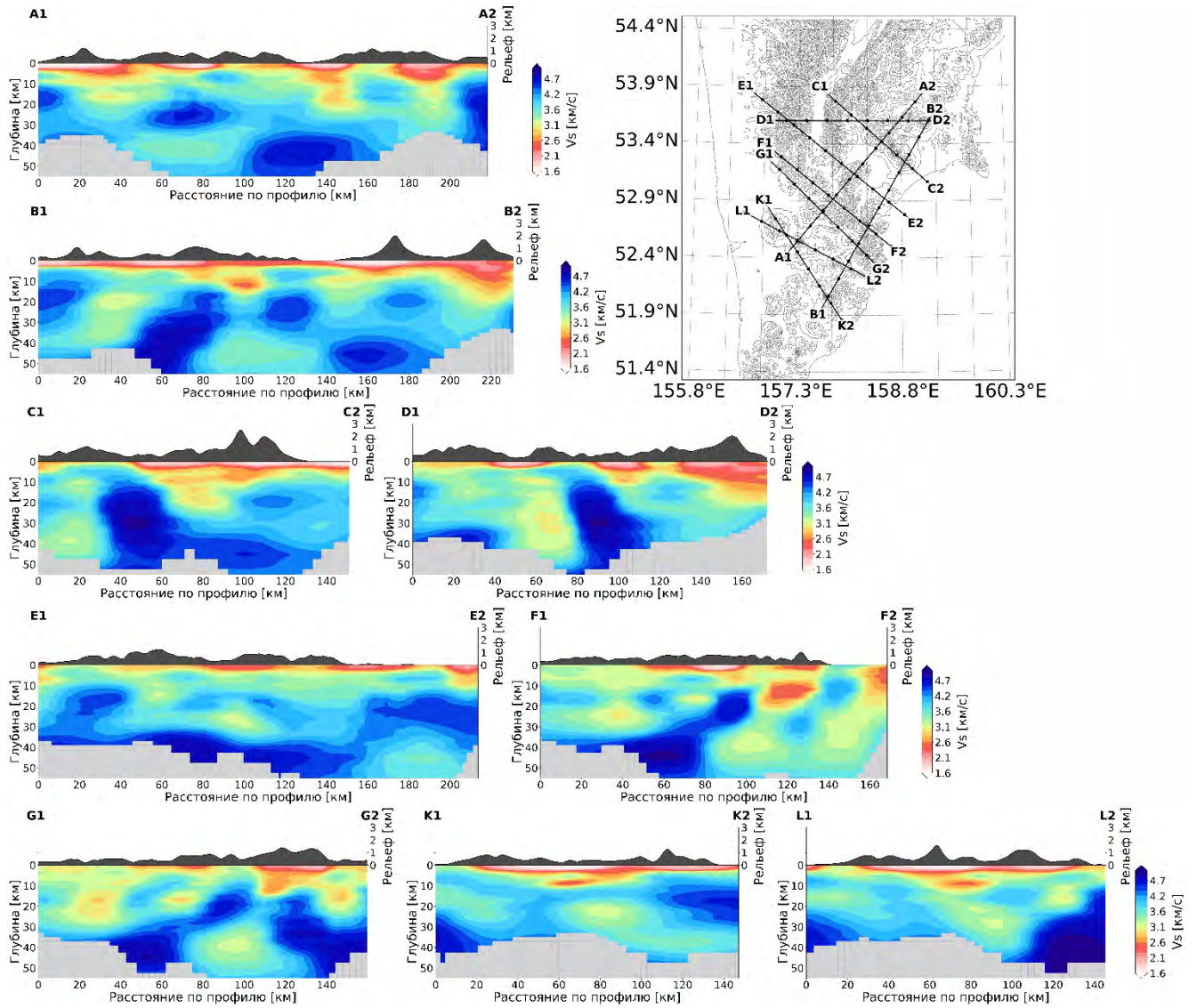


Рисунок 27. – Вертикальные сечения распределения скорости поперечной волны. Положение вертикальных сечений показано на карте в верхнем правом углу.

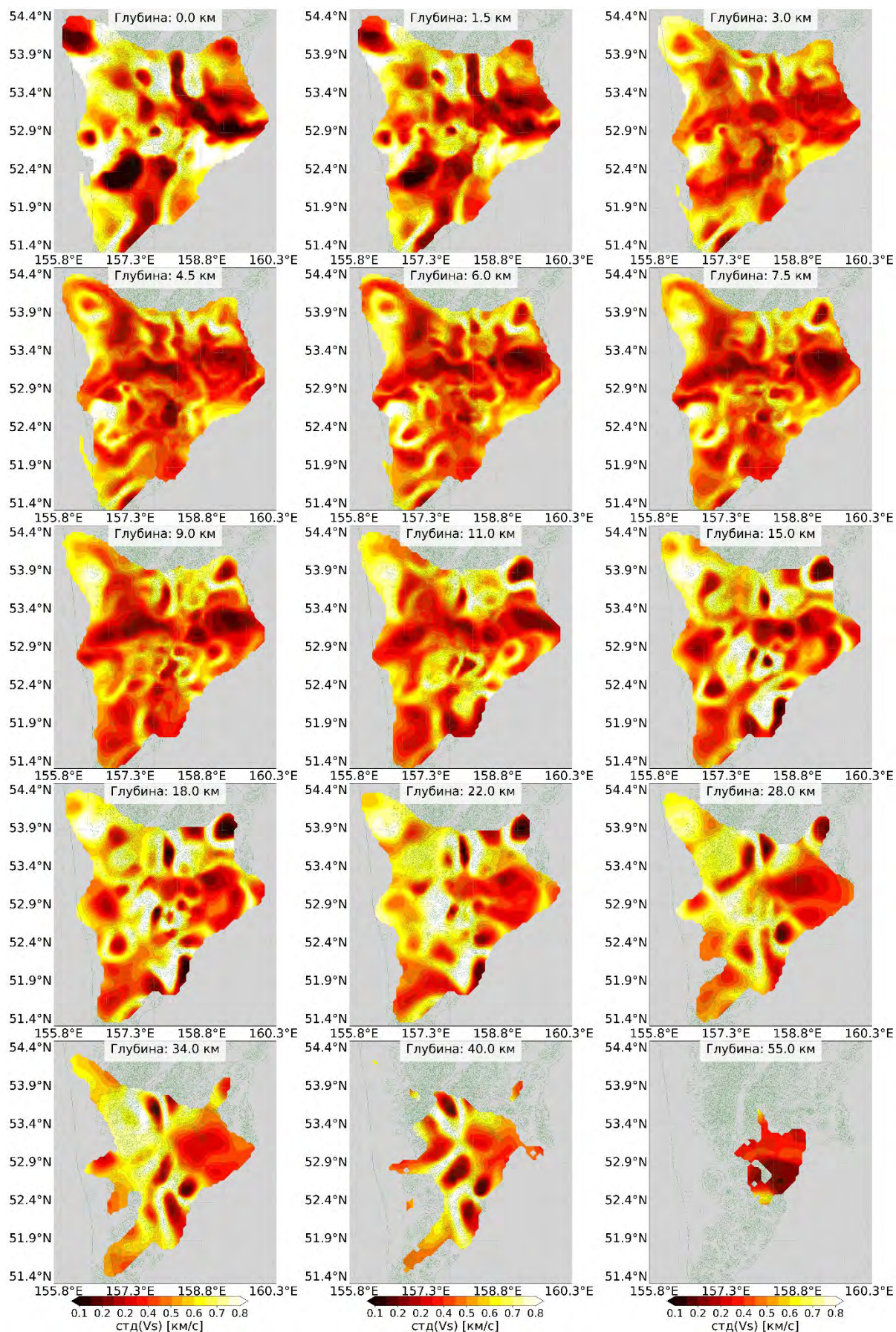


Рисунок 28. – Горизонтальные сечения неопределенностей скорости поперечной волны на разных глубинах (указаны в верхней части каждого графика).

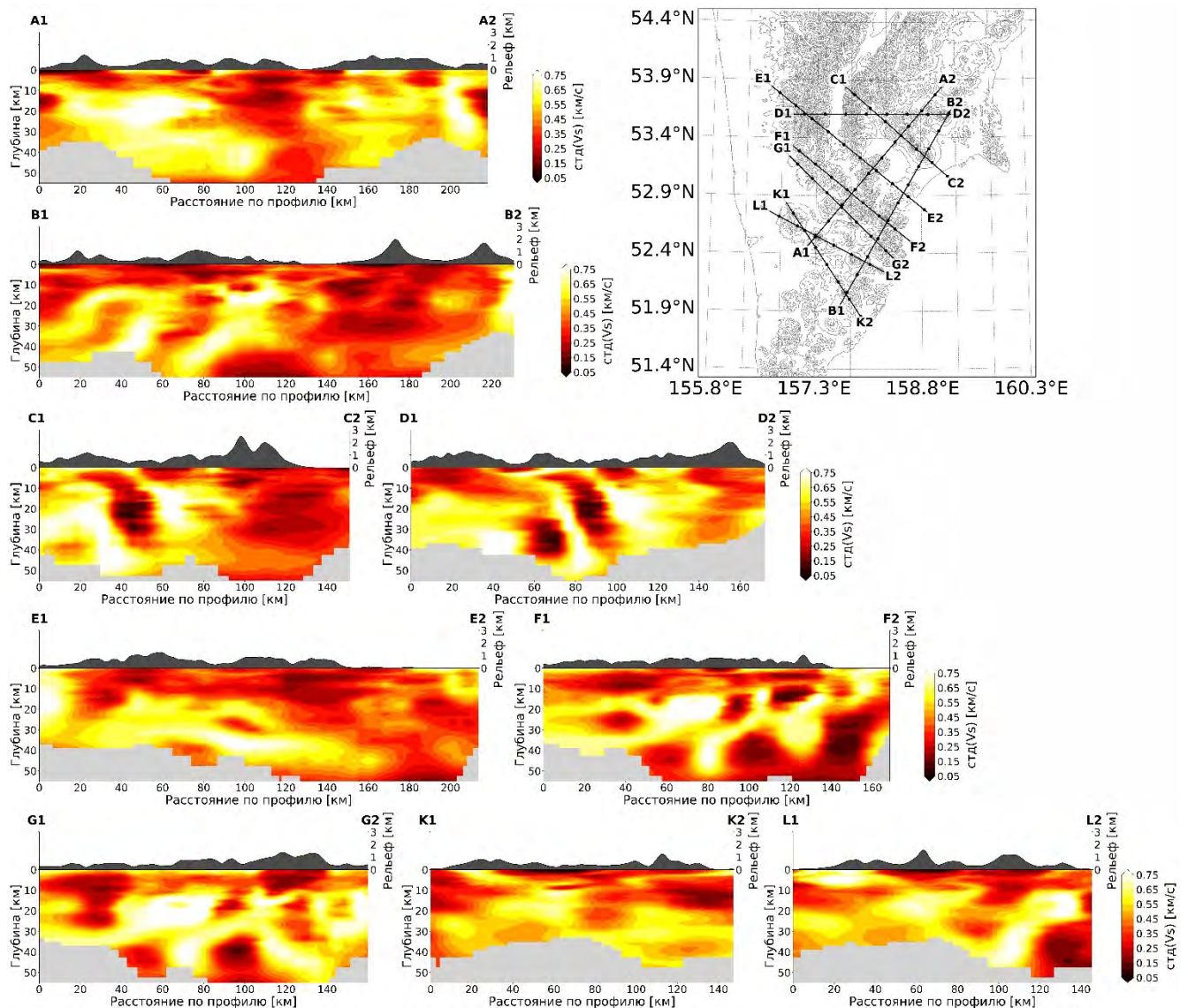


Рисунок 29. – Вертикальные сечения неопределенностей скорости поперечной волны. Положение вертикальных сечений показано на карте в верхнем правом углу.

На вертикальном сечении A1–A2, простирающемся субпараллельно побережью Камчатки от вулкана Опала до Дзензур-Жупановской группы, выявляются три основные вертикально вытянутые аномалии пониженной скорости (рис. 30). Южная аномалия расположена под вулканом Опала и простирается от поверхности до глубины ~50 км, демонстрируя максимумы амплитуды на глубинах приблизительно 10, 20 и 40–50 км. Малоглубинная аномалия пониженной скорости под Толмачевским Долом простирается до глубин около 10 км и соединяет аномалию под Опалой со второй крупной аномалией пониженной скорости на севере. Эта аномалия расположена под Авачинским грабенем и достигает глубин до 30 км. Северная аномалия связана с Дзензур-Жупановской группой и наиболее ярко проявляется на глубине приблизительно 10 км.

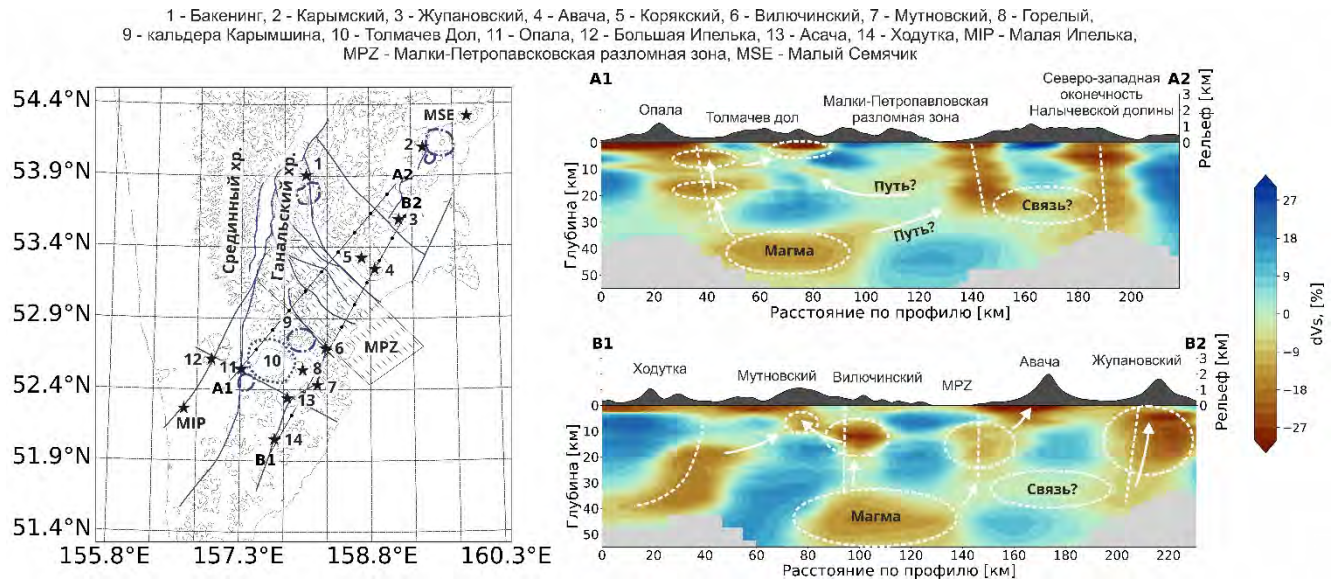


Рисунок 30. – Вертикальные сечения аномалий скорости поперечной волны. На левой панели показана карта с указанием расположения сечений и основных геологических структур: синие сплошные линии – разломы; штрихпунктирные круги – кальдеры; пунктирный круг – Толмачев Дол; черные звёзды – вулканические структуры; заштрихованная область соответствует МПЗ. Чёрные линии обозначают сечения с маркерами, расположенными с интервалом 20 км. На правых панелях показаны вертикальные сечения вместе с интерпретацией: магматические тела обозначены пунктирными эллипсами, разломы – пунктирными линиями, а возможные пути миграции флюидов – сплошными стрелками.

На вертикальном сечении В1–В2 (рис. 30), параллельном береговой линии Камчатки от вулкана Ходутка до вулкана Жупановский, наблюдается система взаимосвязанных аномалий пониженной скорости. Между вулканами Ходутка и Асача на глубине 20–40 км присутствует аномалия пониженной скорости, демонстрирующая слабую пространственную связь с неглубокой аномалией под вулканом Мутновский на глубине приблизительно 10 км. К северо-востоку от Мутновского на глубине от 10 до 20 км наблюдается выраженная область пониженной скорости, простирающаяся вверх к вулканической постройке и вниз в более крупную область пониженной скорости на глубине 40–50 км. Ответвление этой более глубокой аномалии простирается в сторону вулкана Авача, где наиболее сильное снижение скорости наблюдается на глубинах менее 10 км. Далее эта низкоскоростная область связана с зоной пониженной скорости под вулканом Жупановский, которая простирается на глубину приблизительно 40 км и демонстрирует максимальную амплитуду аномалии на глубине от 10 до 30 км.

На вертикальном сечении С1–С2 через Авачинскую группу (рис. 31) обнаруживается выраженная аномалия пониженной скорости на глубинах 10–20 км, разветвляющаяся под вулканами Корякский и Авачинский и простирающаяся в сторону вулкана Бакенинг. Вторая зона пониженной скорости наблюдается на глубинах 10–45 км под Ганальским хребтом, примыкающая к выраженной аномалии высокой скорости, наклоненной в сторону Авачи.

На вертикальном сечении D1–D2 (рис. 31) между Срединным и Ганальским хребтами наблюдается присутствующая на всех глубинах зона пониженной скорости, наклоненная в сторону Ганальского хребта и примыкающая к аномалии высокой скорости. Между вулканами Бакенинг и Жупановский на глубине ~35 км наблюдается аномалия пониженной скорости, которая делится на две ветви с максимумами на глубинах приблизительно 10–20 км под вулканом Жупановский и менее 10 км под вулканом Бакенинг.

1 - Бакенинг, 2 - Карымский, 3 - Жупановский, 4 - Авача, 5 - Корякский, 6 - Вилучинский, 7 - Мутновский, 8 - Горелый, 9 - кальдера Карымшина, 10 - Толмачев Дол, 11 - Опала, 12 - Большая Ипелька, 13 - Асача, 14 - Ходутка, МП - Малая Ипелька, MPZ - Малки-Петропавловская разломная зона, MSE - Малый Семячик

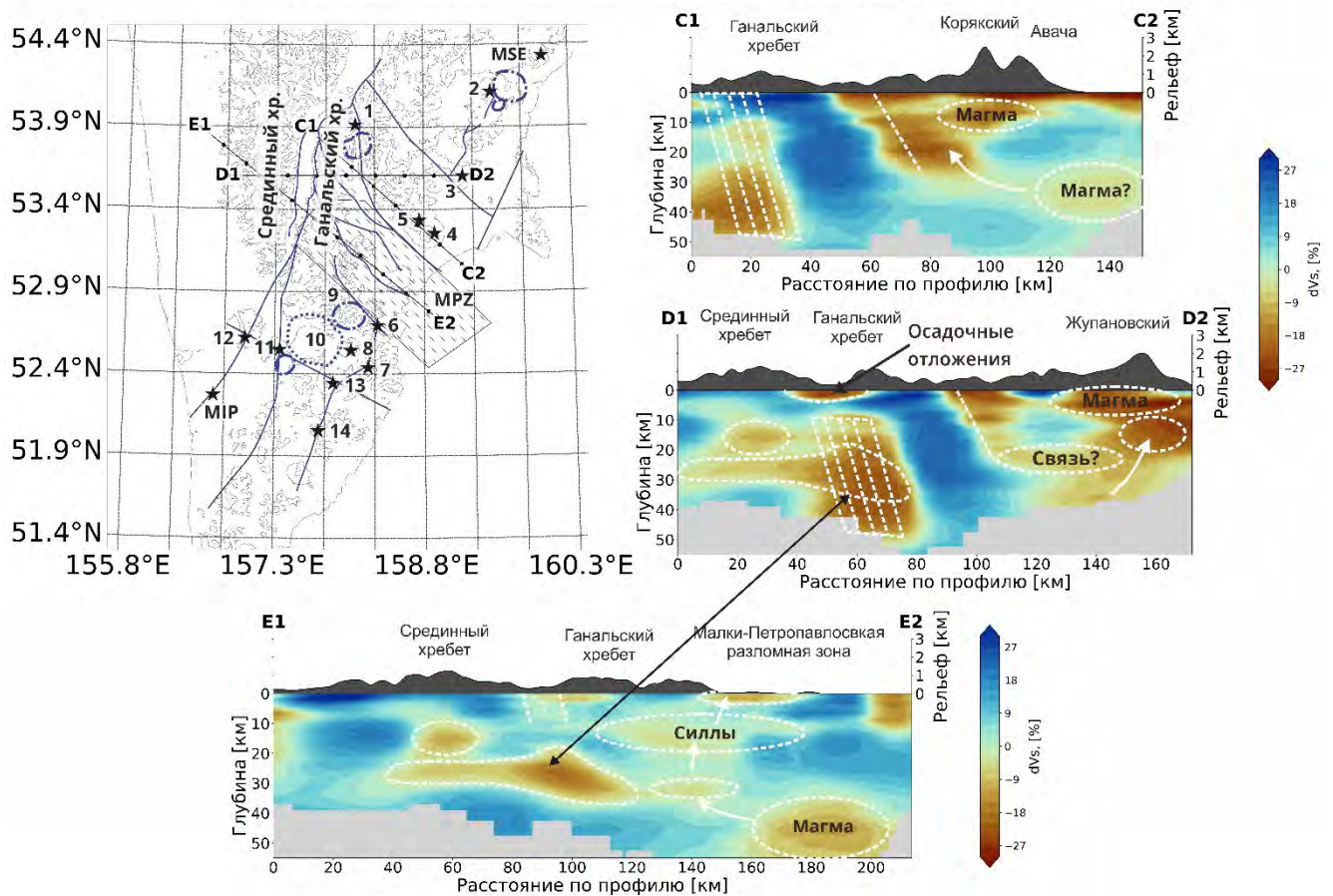


Рисунок 31. – Вертикальные сечения аномалий скорости поперечной волны. На левой панели показана карта с указанием расположения сечений и основных геологических структур: синие сплошные линии – разломы; штрихпунктирные круги – кальдеры; пунктирный круг – Толмачев Дол; черные звёзды – вулканические структуры; заштрихованная область соответствует МПЗ. Чёрные линии обозначают сечения с маркерами, расположенными с интервалом 20 км. На правых панелях показаны вертикальные сечения вместе с интерпретацией: магматические тела обозначены пунктирными эллипсами, разломы – пунктирными линиями, а возможные пути миграции флюидов – сплошными стрелками.

На вертикальном сечении E1-E2 через Срединный хребет в сторону МПЗ (рис. 31) выявляется аномалия пониженной скорости на глубинах ниже 40 км под МПЗ, от которой вторая – субгоризонтальная зона простирается в сторону Срединного хребта до глубин 20–30 км.

На вертикальном сечении F1-F2 от Срединного хребта до вулкана Вилучинский (рис. 32) обнаруживается высокоамплитудная аномалия низкой скорости под Вилучинским на глубинах

10–20 км, переходящая вниз в зону меньшей амплитуды на глубинах 30–50 км. Еще одна зона низкой скорости наблюдается под Срединным хребтом на глубинах 20–30 км, с двумя меньшими аномалиями, расположенными к юго-востоку на глубинах ~15 км и ~10 км под кальдерой Карымшина.

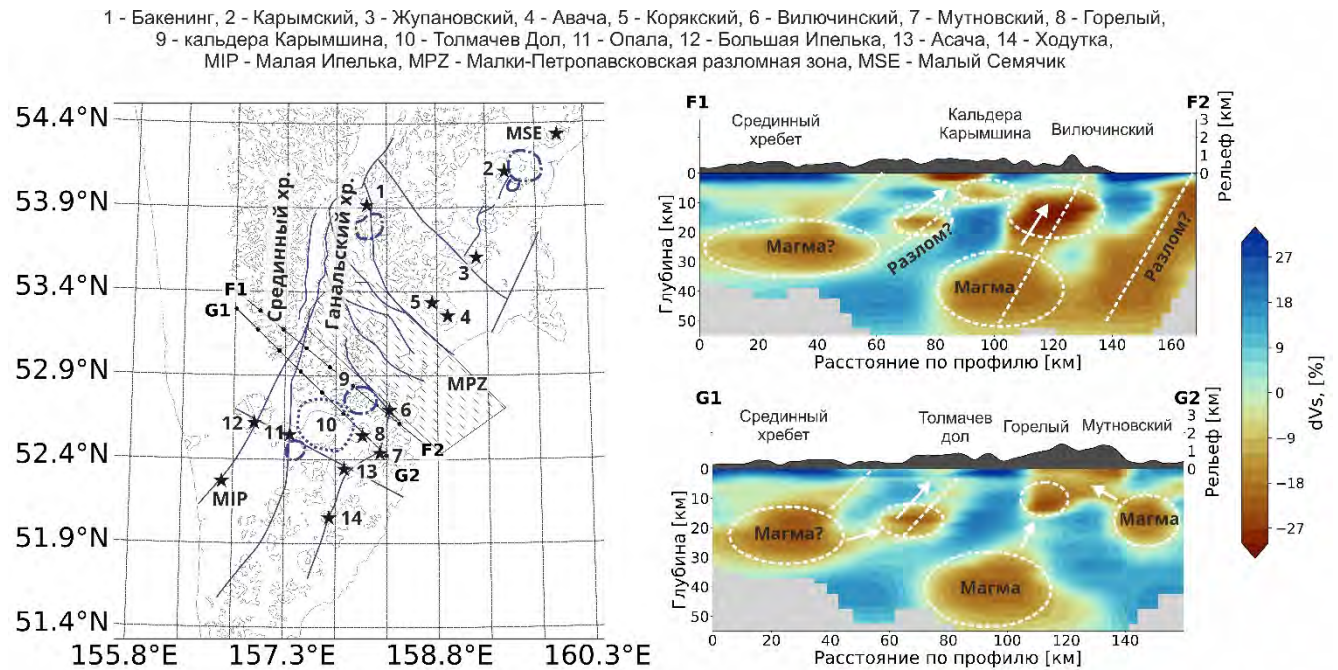


Рисунок 32. – Вертикальные сечения аномалий скорости поперечной волны. На левой панели показана карта с указанием расположения сечений и основных геологических структур: синие сплошные линии – разломы; штрихпунктирные круги – кальдеры; пунктирный круг – Толмачев Дол; черные звёзды – вулканические структуры; заштрихованная область соответствует МПЗ. Чёрные линии обозначают сечения с маркерами, расположенными с интервалом 20 км. На правых панелях показаны вертикальные сечения вместе с интерпретацией: магматические тела обозначены пунктирными эллипсами, разломы – пунктирными линиями, а возможные пути миграции флюидов – сплошными стрелками.

На вертикальном сечении G1-G2 (рис. 32) от Срединного хребта до вулкана Мутновский, проходящем через вулкан Горелый, можно выделить зону низкой скорости под Срединным хребтом на глубинах 10–30 км, соединенную с меньшей зоной к юго-востоку на глубине ~20 км. Кроме того, к северо-западу от Горелого на глубинах 30–40 км наблюдается крупная аномалия пониженной скорости. Эта аномалия соединяется с другой областью под Горелым на глубине ~10 км ниже уровня моря, которая, в свою очередь, связана с зоной пониженной скорости к югу от вулкана Мутновский на глубинах 10–20 км.

На вертикальном сечении K1-K2 (рис. 33) от вулкана Большая Ипелька до вулкана Ходутка заметна зона пониженной скорости под центральной частью профиля на глубинах 20–40 км, простирающаяся в сторону Ходутки, а также дополнительные малоглубинные зоны пониженной скорости.

На вертикальном сечении L1–L2 (рис. 33) от Большой Ипельки через вулканы Опала и Асача выделяется выраженная аномалия пониженной скорости, простирающаяся от поверхности до глубины ~40 км под вулканом Опала. От этой аномалии в направлении Асачи на глубине 10–20 км простирается меньшая по размеру зона пониженной скорости.

1 - Бакенинг, 2 - Карымский, 3 - Жупановский, 4 - Авача, 5 - Корякский, 6 - Вилучинский, 7 - Мутновский, 8 - Горелый, 9 - кальдера Карымшина, 10 - Толмачев Дол, 11 - Опала, 12 - Большая Ипелька, 13 - Асача, 14 - Ходутка, MIP - Малая Ипелька, MPZ - Малки-Петропавловская разломная зона, MSE - Малый Семячик

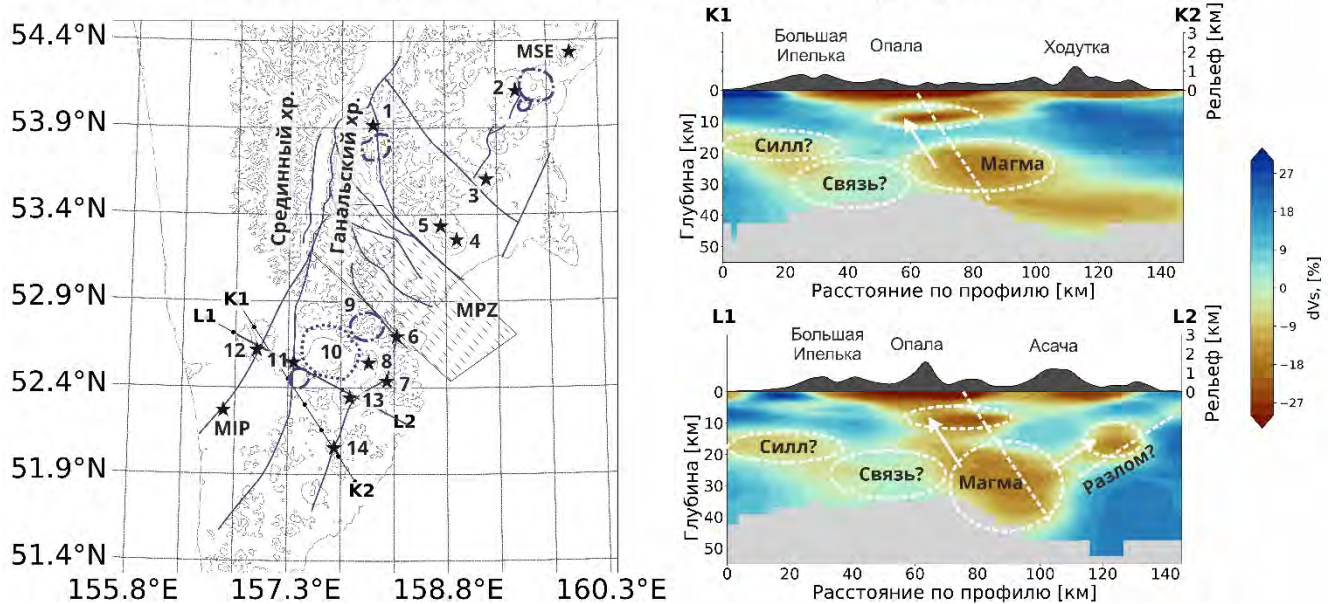


Рисунок 33. – Вертикальные сечения аномалий скорости поперечной волны. На левой панели показана карта с указанием расположения сечений и основных геологических структур: синие сплошные линии – разломы; штрихпунктирные круги – кальдеры; пунктирный круг – Толмачев Дол; черные звёзды – вулканические структуры; заштрихованная область соответствует МПЗ. Чёрные линии обозначают сечения с маркерами, расположенными с интервалом 20 км. На правых панелях показаны вертикальные сечения вместе с интерпретацией: магматические тела обозначены пунктирными эллипсами, разломы – пунктирными линиями, а возможные пути миграции флюидов – сплошными стрелками.

3.2.3. Обсуждение построенной модели

Модель сейсмической скорости поперечной волны, полученная с помощью сейсмической томографии, выявила несколько ключевых особенностей строения земной коры под Центральной и Южной Камчаткой. Однако сравнение с ранее опубликованными моделями осложняется различиями в пространственном разрешении и охвате глубин, поскольку те имеют более региональный охват и были получены с использованием других методов инверсии [Bushenkova et al., 2023; Koulakov et al., 2025].

В построенной модели наблюдается несколько вертикально и горизонтально вытянутых аномалий низкой скорости, которые пространственно коррелируют с активными разломами, идентифицированными на основе предыдущих геологических и геофизических данных. Из-за того, что модель скорости пространственно неоднородна и интерполирована на горизонтальную

сетку 5×5 км, наблюдаемые аномалии скорости нельзя интерпретировать как плоскость сместителя. Поэтому далее при интерпретации под разломами и разломными зонами подразумеваются не только плоскость разлома, но и окружающий ее объем пород, затронутый процессами деформации и последующего флюидонасыщения, то есть «область динамического влияния разлома», которая может достигать размеров в несколько километров [Ружич, 1997; Борняков и др., 2014]. Важно отметить, что наблюдаемые низкоскоростные области также соответствуют зонам с высокой неопределенностью (рис. 29), которые имеют схожую форму с аномалиями. Это можно интерпретировать как наличие большой радиальной анизотропии, которая характерна для разломных зон из-за повышенной трещиноватости [Kästle et al., 2025]. Кажущийся наклон плоскостей разломов также следует интерпретировать с осторожностью. Так как большинство выявленных разломных зон кажутся субвертикальными, любое предполагаемое наклонение находится в пределах неопределенности модели скорости и присущих сейсмической томографии ограничений.

Наиболее заметной тектонической особенностью в северной части исследуемой области является зона разломов, расположенная к юго-западу от Авачинской группы вулканов, простирающаяся на северо-запад и прослеживаемая до глубин 30 км (рис. 30; сечения C1–C2 и D1–D2 на рис. 31). Эта структура совпадает с северо-восточной границей Авачинского грабена и МПЗ, а также с южной границей долины Налычево. Аналогичная аномалия низкой скорости наблюдается в модели Egorushkin et al., [2024], хотя она менее четко определена. Южная граница МПЗ проявлена хуже; однако на вертикальном сечении B1–B2 (рис. 30) она выражена как крутопадающая структура под Вилучинским, простирающаяся на глубину около 40 км. Прослеживаемость этой структуры по всей исследуемой области предполагает, что МПЗ представляет собой не единый дискретный разлом, а систему субпараллельных разломных зон, что согласуется с интерпретацией Bergal-Kuvikas et al., [2022].

К северо-востоку от первой разломной зоны, у юго-западного подножия Дзензур-Жупановской группы, наблюдается другая зона на глубину около 35 км, имеющая северо-западное простирание (рис. 30). Эти две зоны разломов могут примыкать к системе разломов вдоль Ганальского хребта, хотя построенная модель не простирается достаточно далеко на север, чтобы подтвердить эту взаимосвязь. На глубине приблизительно 25 км между двумя зонами наблюдается аномалия низкой скорости (рис. 30), которая интерпретируется как зона повышенной трещиноватости или частичного плавления, что может способствовать связи между двумя системами разломов. Эта связь предполагает, что северная и южная системы разломов не изолированы, а взаимодействуют на глубине, потенциально контролируя локализацию магматизма в этом регионе.

Еще одна значительная зона разломов, прослеживаемая до глубин до 50 км, может быть выделена между Срединным и Ганальским хребтами (рис. 31). Эта структура может представлять собой границу между блоком Срединного хребта на западе и блоком Ганальского хребта на востоке. Однако ближе к южной оконечности хребтов структура становится менее отчетливой и прослеживается только до глубины приблизительно 10 км, что предполагает уменьшение либо глубины системы разломов, либо контраста скоростей. В малоглубинной части модели в бассейне между хребтами также наблюдаются низкоскоростные осадочные отложения, простирающиеся на глубину нескольких километров, аналогичные описанным Egorushkin et al., [2024]. Выраженная глубина распространения этой зоны разломов, а также ее связь с границей между контрастными блоками земной коры, предполагает, что это может быть структура корового масштаба с долгой тектонической историей.

К югу от МПЗ зона разломов визуализируется в нескольких вертикальных сечениях и может быть прослежена до глубины приблизительно 15 км (рис. 32). Структура круто наклонена в сторону Срединного хребта и, вероятно, представляет собой южное продолжение системы разломов, разделяющей Срединный и Ганальский хребты. Субпараллельная структура обнаружена дальше на юго-восток под Толмачевским Долом и кальдерой Карымшина, где она простирается на глубину около 25 км. Насколько известно автору, в предыдущих геологических исследованиях не сообщалось о соответствующем разломе. Это позволяет предположить, что разломная структура может представлять собой ранее неидентифицированную структуру земной коры или что ее поверхностное проявление было замаскировано более молодыми вулканическими отложениями. Если будет получено подтверждение в будущих исследованиях, то можно предположить, что система разломов, ограничивающая Срединный и Ганальский хребты, простирается на юг дальше, чем считалось ранее, потенциально влияя на локализацию вулканизма в районе Толмачевского Дола – кальдеры Карымшина.

Достоверных доказательств существования зоны разломов к югу от МПЗ вдоль Камчатского побережья нет. Тем не менее, на вертикальных разрезах F1–F2 и L1–L2 (рис. 32) наблюдается возможно связанная с разломом низкоскоростная структура, простирающаяся на глубину около 30 км. На карте эта структура, по-видимому, совпадает с предполагаемым южным продолжением Авачинского разлома. Однако, поскольку эта область находится вблизи границы томографической модели, где покрытие лучами менее плотное, а разрешение соответственно ниже, существование этой структуры остается предположением. Если она существует, то этот разлом может представлять собой ответвление МПЗ, компенсирующее деформацию вдоль восточного склона вулканического фронта, потенциально обеспечивая путь для магматических флюидов.

Под вулканом Вилучинский в сечении F1–F2 (рис. 32) разломная зона прослеживается на глубинах до 50 км. Такая глубина распространения, вместе с ее пространственной связью с глубокой аномалией пониженной скорости под вулканом, предполагает, что разлом может действовать как канал для подъема расплава из нижней коры. В отличие от этого, под вулканом Асача аналогичных особенностей не наблюдается, а свидетельства о подобной структуре под Ходуткой неубедительны (рис. 33). Разлом может также присутствовать под вулканом Опала, однако эта особенность может также отражать томографическое размытие смежных аномалий скорости, связанных с магматической системой вулкана Опала. Изменчивое проявление структур, связанных с разломами, под отдельными вулканами подчеркивает неоднородный характер проницаемости земной коры в этом регионе, что может частично контролировать распределение и характер вулканической активности.

Под всеми действующими вулканами на различной глубине наблюдаются изометричные зоны с низкой скоростью распространения сейсмических волн. Учитывая ограничения разрешения построенной томографической модели, которые не позволяют идентифицировать магматические образования размером меньше 5 км, эти зоны были проинтерпретированы как области, содержащие различные пропорции расплава и флюидов. Во многих случаях такие зоны пространственно связаны с зонами разломов. Это позволяет предположить, что трещиноватые и ослабленные области коры способствуют подъему магматических флюидов. Эта связь подразумевает, что распределение магматических тел не является случайным, а структурно контролируется, что имеет важное значение для понимания магматизма Камчатки.

Под МПЗ на глубине 30–50 км наблюдается крупное тело с низкой скоростью распространения сейсмических волн (рис. 30). Эта глубинная структура связана с более малоглубинной областью под Авачей на глубине 10–20 км, и, возможно, с аналогичной областью под Жупановским вулканом. Глубинное тело также связано с зоной пониженной скорости под вулканом Вилучинский на глубине 10–20 км, которая, в свою очередь, соединяется с другой под Мутновским на глубине менее 10 км. В настоящее время Вилучинский считается неактивным, но наблюдаемая низкоскоростная область может свидетельствовать о сохранении потенциально активной магматической системы, что важно для оценки вулканической опасности. Аномалия пониженной скорости, наблюдаемая под МПЗ, может представлять собой верхнюю часть более крупной области пониженной скорости, интерпретируемой в работе [Koulakov et al., 2025] как область поднятия астеносферы, связанная с отсутствием субдуцирующей плиты под Авачинским трансформным разломом. В качестве альтернативы, она может отражать зону повышенного частичного плавления на границе между плитами разного возраста, как предположили Мороз и Гонтовая [2018]. В любом случае, зона МПЗ, по-видимому, является областью образования и

переноса флюидов, что согласуется с повышенным тепловым потоком и наличием моногенного вулканизма. Эта аномалия также может соответствовать глубокому магматическому очагу, существование которого под Авачинской группой предположено Логиновым и др. [2023].

Под вулканами Авача и Корякский не обнаружено отдельных неглубоких аномалий, которые можно было бы связать с накоплением магмы (рис. 31). Их отсутствие может быть свидетельством того, что любые такие тела либо меньше разрешающей способности, либо имеют низкую долю расплава без создания сильного контраста скоростей. Аналогично, под зоной МПЗ не обнаружено неглубоких магмонасыщенных областей, как и в работе Bushenkova et al., [2023], что согласуется с преимущественно моногенным характером вулканизма в этом районе. Тем не менее, в пределах МПЗ наблюдается несколько аномалий низкой скорости, которые могут представлять собой пути миграции флюидов или интрузии силлоподобного типа (рис. 30). Отсутствие крупных долгоживущих скоплений магмы в сочетании с наличием меньших аномалий предполагает, что МПЗ характеризуется распределенной магматической системой с ограниченной вертикальной связностью, а не одним крупным очагом, питающим множество жерл.

Под вулканом Жупановский на вертикальных сечениях B1–B2 и D1–D2 (рис. 30) на глубинах до 30 км наблюдается широкая аномалия низкой скорости, при этом максимальная амплитуда аномалии приходится на глубины около 10 км. Эта аномалия интерпретируется как область, содержащая расплав, что согласуется с геохимическими данными о сложной многоуровневой магматической системе вулкана Жупановский [Плечова, Портнягин, Базанова, 2011]. Хотя построенная модель не позволяет различить отдельные аномалии, наблюдаемые в работе Egorushkin et al., [2024], местоположения максимумов аномалий низкой скорости практически идентичны тем, которые были выявлены в этом исследовании. Эта аномалия, по-видимому, связана с Авачинским разломом и может также быть связана с магматической активностью вулкана Бакенинг, расположенного к северу от границы модели (рис. 23). Если эта связь реальна, то можно предположить, что вулканические системы Жупановского и Бакенинга имеют общий глубинный источник или связаны зоной латерального переноса флюида, однако это требует дальнейшего исследования.

Аномалия низкой скорости наблюдается под Срединным хребтом (рис. 31), где ее геометрия остается практически неизменной. В изученном сегменте хребта не зафиксировано активного голоценового вулканизма, поэтому происхождение этой аномалии не очевидно. Кроме того, аномалия характеризуется большой неопределенностью (рис. 29), что может свидетельствовать, как о неучтенной анизотропии, так и о недостаточности данных. Может быть предложено несколько возможных интерпретаций. Во-первых, эта аномалия может представлять

собой остатки частично расплавленного материала, связанного с прошлой зоной субдукции. Во-вторых, она может отражать зону повышенной трещиноватости, связанную с тектоническим режимом растяжения. В-третьих, это может быть артефактом томографической инверсии, хотя эта аномалия наблюдается на нескольких сечениях и совпадает с моделью в работе Bushenkova et al., [2023]. Наличие пониженной сейсмической скорости в этой зоне указывает на то, что кора под Срединным хребтом не является равномерно жесткой, а содержит области пониженной сейсмической скорости, которые могут влиять на региональное распределение деформаций и поток флюидов. Аномалия, по-видимому, связана с низкоскоростными телами под кальдерой Карымшина и Толмачевским Долом вдоль предполагаемой зоны разлома, что может указывать на структурную связь этих особенностей.

Неглубокая аномалия под кальдерой Карымшина (рис. 32) простирается на глубину приблизительно 10 км и может соответствовать долгоживущему риолитовому очагу [Bindeman et al., 2019]. Аномалия под Толмачевским Долом, напротив, выглядит более размытой и простирается на меньшие глубины, что соответствует преимущественно базальтовому и андезитовому составу вулканических продуктов в этом районе [Bergal-Kuvikas et al., 2022]. Различные характеристики этих двух смежных областей не исключают, что в земной коре под этим регионом находятся различные магматические системы с разным составом и историей формирования. Эта изменчивость подчеркивает сложность магматических структур в земной коре Южной Камчатки и указывает на необходимость комплексных геофизических и петрологических исследований для их полной характеристики.

Под вулканами Горелый и Мутновский на глубинах до 10 км наблюдается обширная область пониженных сейсмических скоростей (рис. 32). С учетом пространственной протяженности этой аномалии и отсутствия четко выраженных отдельных структур внутри нее, она интерпретируется как насыщенный флюидами объем земной коры, содержащий различные пропорции магматических и гидротермальных флюидов, а не как единое, четко определенное скопление магмы. Отдельные скопления магмы в этом регионе нечетко различимы, что может отражать либо ограниченное разрешение модели, либо изначально распределенный характер магматической системы под этими вулканами. Однако эта неглубокая область с низкой скоростью распространения сейсмических волн соединена внизу с более широкой зоной, содержащей расплав, на глубинах 40–50 км, что согласуется с результатами предыдущих региональных исследований [Gorbatov, 1999; Bushenkova et al., 2023]. Эта вертикальная связь предполагает наличие магматической системы корового масштаба, в которой расплав генерируется или хранится на глубине и периодически поднимается на более высокие уровни, где он может накапливаться или распределяться латерально. Локализованная аномалия низкой

скорости, наблюдаемая к юго-востоку от вершины Мутновского на глубине приблизительно 5–10 км, по-видимому, пространственно связана с его геотермальным полем. Эта зона может быть интерпретирована как неглубокое внедрение магмы, отдельное от более глубокой зоны. Наличие этой неглубокой аномалии, наряду с известной геотермальной активностью на Мутновском, предполагает, что гидротермальная система, вероятно, питается комбинацией магматического тепла и флюидов из более глубокого корового резервуара.

Под вулканом Опала на глубине 30–50 км наблюдается большая аномалия низкой скорости, которая, по-видимому, связана как минимум с двумя меньшими аномалиями, расположенными на глубине приблизительно 10–15 км, другая – не глубже 5 км (рис. 33). Эта система вертикально расположенных аномалий может быть проинтерпретирована как магмосодержащая область с несколькими уровнями накопления или хранения расплава. При этом наблюдается повышение неопределенности (рис. 29) на глубине 20–30 км, что может быть проинтерпретировано как анизотропия, связанная с фракционированием магмы. Самая приповерхностная из этих структур может представлять собой зону, насыщенную флюидами, связанную с гидротермальной активностью, или небольшую линзу расплава у основания вулканического сооружения. Промежуточная аномалия, в свою очередь, может быть связана с неглубокой зоной, насыщенной флюидами, под Толмачевским Долом. Эта пространственная ассоциация, вместе с геохимическим сходством пород из извержений кратера Чаша и Бараньего амфитеатра [Дирксен, Пономарева, Сулержицкий, 2002], подтверждает гипотезу латерально протяженной магматической системы, соединяющей Опалу и Толмачевский Дол. Глубокая аномалия под Опалой также может быть связана с зоной пониженной скорости под вулканом Большая Ипелька. Эта более глубокая структура может быть зоной охлаждения магматических интрузий, что согласуется с отсутствием недавней вулканической активности на Большой Ипельке.

Под вулканами Ходутка и Асача не обнаружено отдельных магмосодержащих областей (рис. 33). Это отсутствие можно объяснить различными способами: аномалии меньше разрешающей способности модели, или доли расплава слишком низкие, чтобы создать контраст скорости.

3.3. Локальная сейсмическая модель вулканов Мутновский и Горелый

3.3.1. Результаты обработки сейсмических данных

Временная сейсмическая сеть вокруг вулканов Мутновский и Горелый была установлена в 2023 г. на один год компанией «Зарубежнефть» совместно с ИНГГ СО РАН, НГУ и ИВиС ДВО РАН. Сеть состояла как из короткопериодных, так и из широкополосных сейсмических станций. Для исследования локальных гидротермальных проявлений было установлено 2 профиля в

Жировской долине (20 короткопериодных станций) и в Вилучинской (10 короткопериодных станций) долине. Суммарно с 4 постоянными станциями КФ ФИЦ ЕГС РАН функционировало 65 сейсмических станций (рис. 34). Все короткопериодные велосиметры использовались до периода в 10 секунд. Этот подход был обусловлен использованием сенсоров Mark L-4C-3D, которые имеют номинальную угловую частоту 1 с, но успешно применялись для извлечения волн с периодами до 20 с [Jaxybulatov et al., 2014]. Кроме того, датчики СМ-3 из постоянной сети также были использованы до 10 с, как это было показано в предыдущих исследованиях Северной группы вулканов [Soubestre et al., 2019].

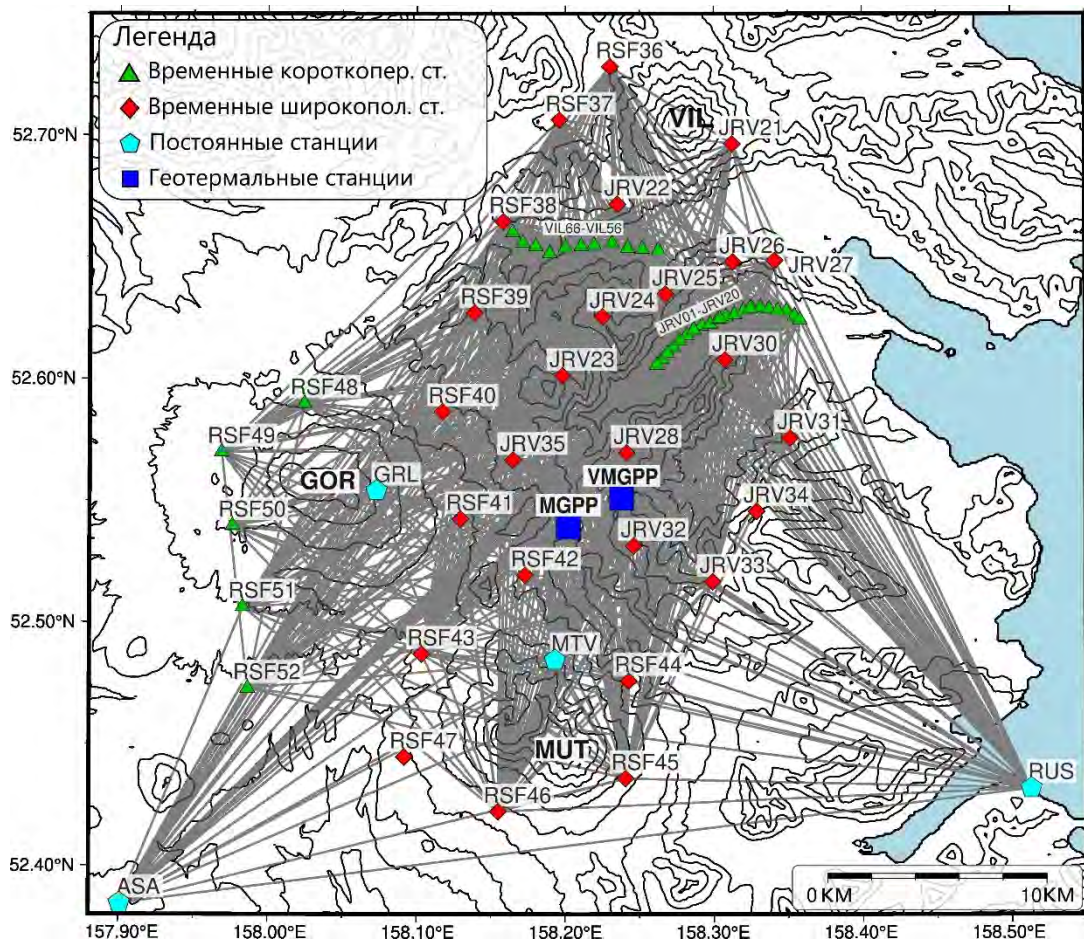


Рисунок 34. – Распределение сейсмических станций. Контуры показывают топографию с шагом 200 м. Серые линии соединяют пары станций, между которыми были построены кросс-корреляции. Сокращения для вулканов: GOR – Горелый; MUT – Мутновский; VIL – Вилучинский. MGPP и VMGPP – Мутновская и Верхне-Мутновская электростанции.

3.3.1.1. Кросс-корреляции сейсмического шума

Процесс предварительной обработки включал в себя:

1. Полосовую фильтрацию в окне 0,033–4 Гц для широкополосных станций и 0,1–4 Гц для короткопериодных станций;
2. Внесение инструментальной поправки;
3. Удаление трендов и повторная фильтрация в выбранном окне частот;

4. Понижение частоты дискретизации до 25 Гц;
5. Разделение записей на окна длиной 1 час с 50% перекрытием;
6. Спектральное отбеливание сглаженным спектром в окне частот;
7. Временная нормализация сглаженным абсолютным значением.

В суточных кросс-корреляциях наблюдалось сильное изменение волновых форм с начала февраля (рис. 35а), что указывало на наличие сейсмовулканического тремора [Green et al., 2020]. Путем построения ковариационной матрицы сети было определено [Seydoux et al., 2016], что сейсмический тремор имеет частотный диапазон 1.5–5 Гц. Поэтому для удаления влияния тремора к суточным кросс-корреляциям был применен фильтр нижних частот с частотой 1 Гц (рис. 35б).

Далее для повышения SNR к суточным кросс-корреляциям была применена проверка на наличие ошибок часов, фильтрация с помощью усечения спектра сингулярных значений и фильтрация Винера (рис. 35в) с параметрами 4 дня и 1.1 секунды [Moreau et al., 2017]. Суммарные кросс-корреляции рассчитывались с помощью фазово-взвешенного суммирования кросс-корреляций с SNR больше 7.

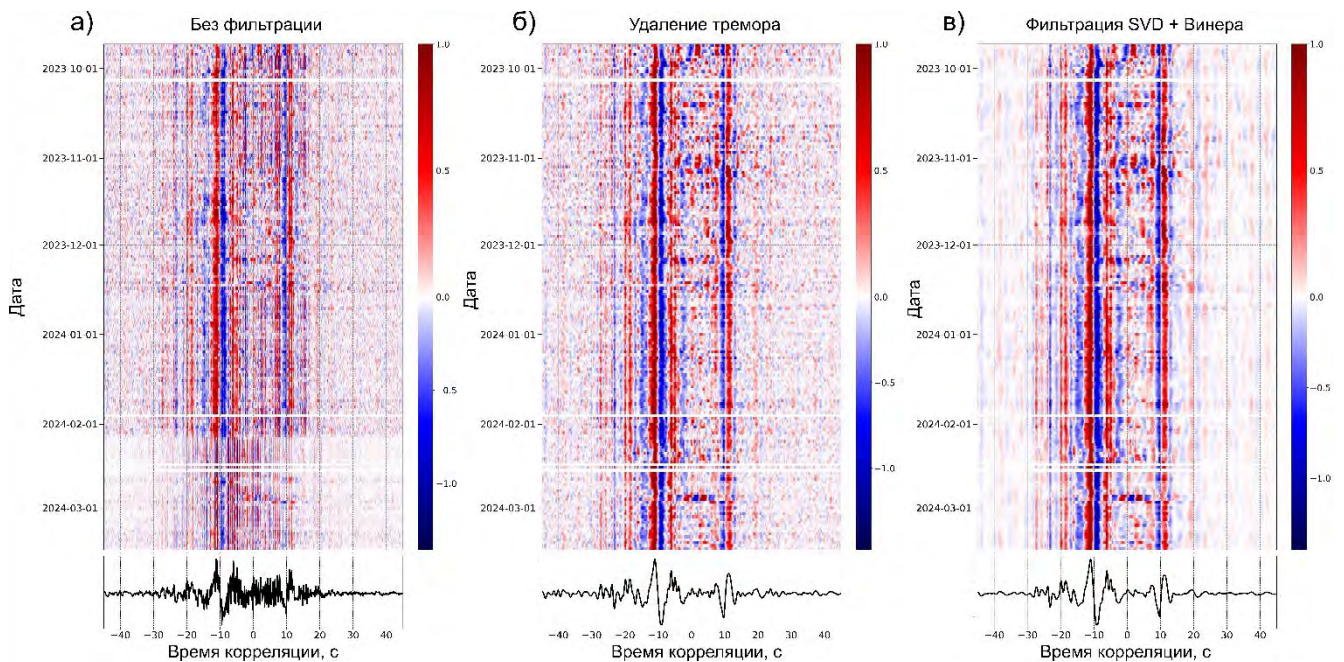


Рисунок 35. – Примеры кросс-корреляций: (а) без обработки; (б) после фильтрации для удаления сигналов тремора; и (в) после применения фильтрации.

3.3.1.2. Дисперсионные кривые поверхностных волн

Дисперсионные кривые групповой скорости волны Рэля были извлечены с помощью алгоритма СВАН [Levshin, Pisarenko, Pogrebinsky, 1972]. Для каждой пары станций СВАН применялся к положительной, отрицательной и симметрично усредненной частям кросс-

корреляционной функции. В итоге вручную было выделено более 1000 дисперсионных кривых (рис. 36).

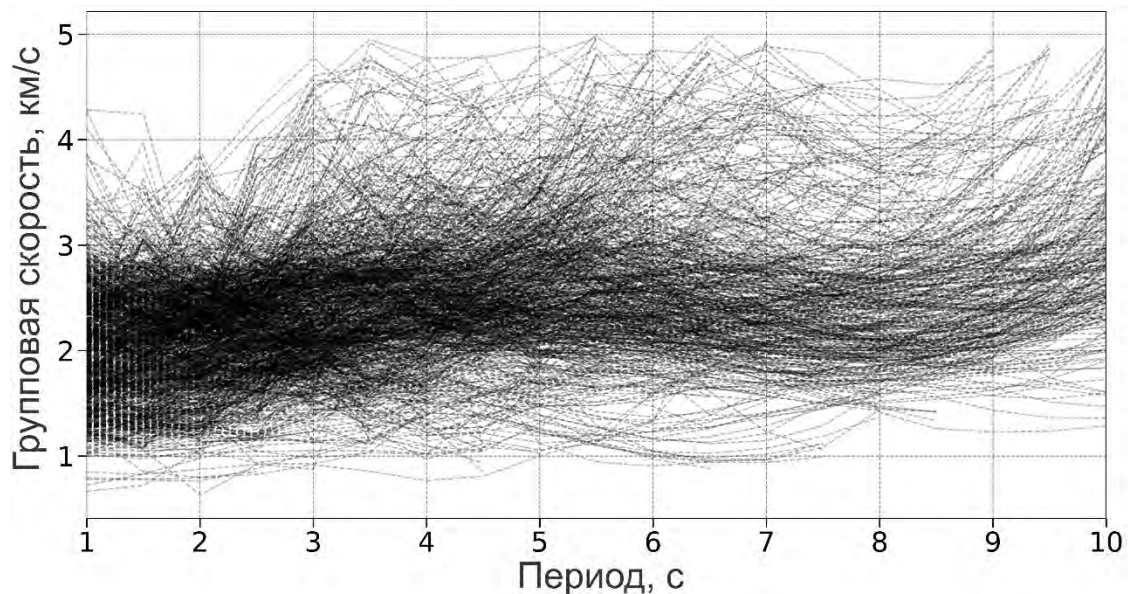


Рисунок 36. – Все выделенные дисперсионные кривые групповой скорости поверхностной волны Рэлея.

3.3.1.3. Реализация томографической инверсии

В данном исследовании к дисперсионным кривым был применен алгоритм поверхностно-волновой томографии SURF_TOMO [Koulakov et al., 2016], являющийся двухстадийным методом на основе линейаризованной, итеративной инверсии. Этот алгоритм был выбран потому, что в отличие от многих других программных пакетов в нем учитывается влияние рельефа.

Процесс оптимизации одномерной модели скорости поперечной волны на основе заданной дисперсионной кривой показан на рис. 37. Одномерное распределение скорости V_s было определено таким образом, чтобы обеспечить наилучшее соответствие между рассчитанными и наблюдаемыми средними кривыми групповой скорости. Модель скорости корректировалась итеративно на основе решения системы линейных уравнений. Для этого были рассчитаны ядра чувствительности, то есть изменения рассчитанной групповой скорости поверхностной волны на определенной частоте (периоде) из-за единичного изменения V_s на определенной глубине. Расчет групповой скорости для заданных одномерных распределений V_p , V_s и ρ был выполнен с использованием алгоритма Herrmann, [2013]. Рассчитанные ядра чувствительности для групповой скорости волн Рэлея с периодами от 0,5 до 10 с показаны на рис. 37б. На основе этих ядер чувствительности построена система линейных уравнений, где вектор данных состоит из разницы между наблюдаемыми и рассчитанными групповыми скоростями, а неизвестными переменными являются отклонения скорости S-волн на разных глубинах. Эта система решалась с использованием алгоритма LSQR [Paige, Saunders, 1982]. После инверсии модель скорости обновлялась, вычислялись новые ядра чувствительности, и выполнялась новая

инверсия. В данной работе было выполнено три итерации для определения средней модели скорости V_s . Полученная одномерная модель показана на рис. 37в (зеленая линия). Соответствующая дисперсионная кривая представлена на рис. 37а (зеленая линия).

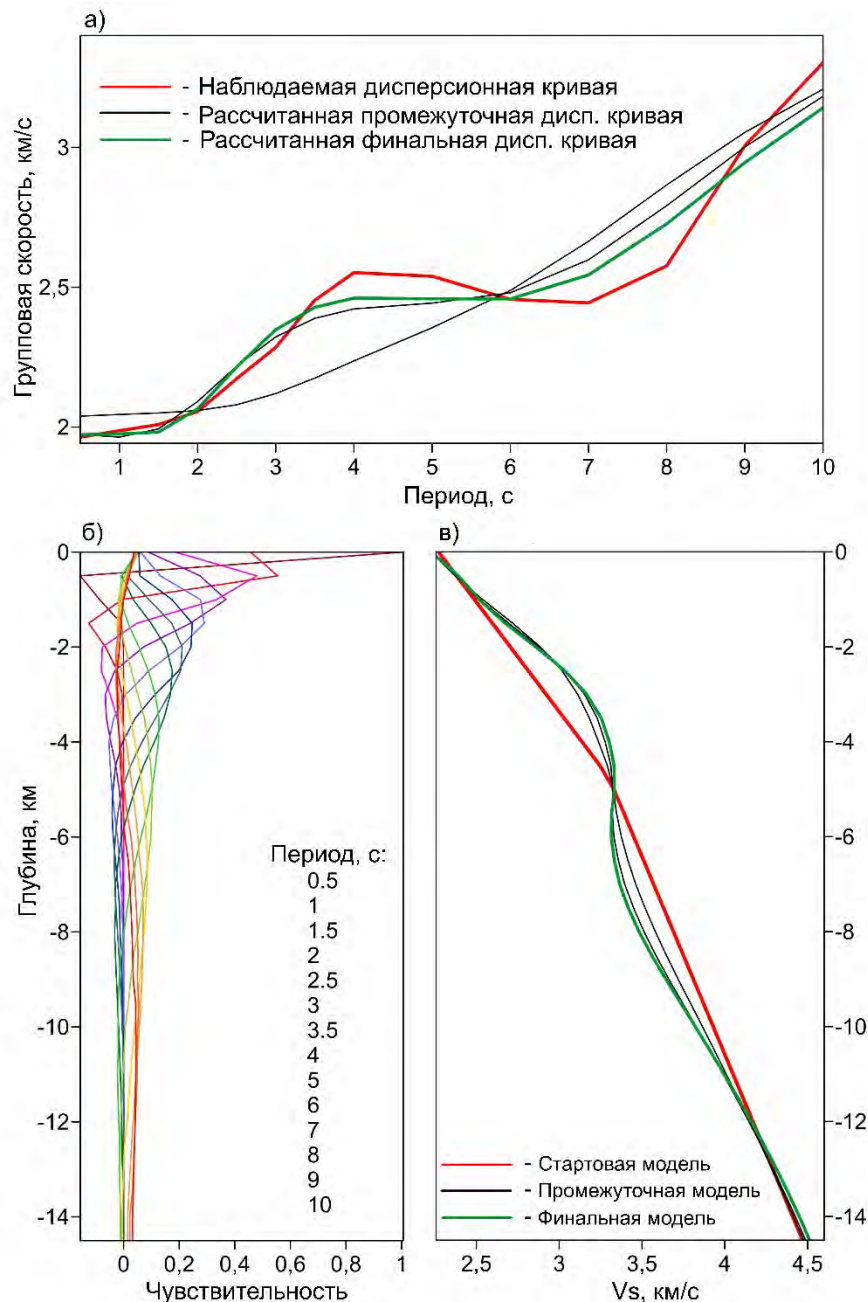


Рисунок 37. – Оптимизация одномерной модели. а) Подбор средней дисперсионной кривой. б) Ядра чувствительности. Кривые разных цветов обозначают разные периоды. в) Итеративное определение одномерной модели скорости.

Далее алгоритм состоял из двух этапов. На первом этапе рассчитывались двумерные карты групповых скоростей волн Рэлея на различных частотах. Для этого выбирались все пары станций с доступными данными о групповой скорости на каждой частоте, и траектории лучей строились с использованием метода изгиба, основанного на принципе Ферма. В ходе первой

итерации использовалась постоянная скорость, но учитывались некоторые отклонения волн, обусловленные топографией. Модель параметризовалась узлами, распределенными в областях с достаточным покрытием лучей с регулярным интервалом ($1,5 \times 1,5$ км в этом исследовании). Система линейных уравнений была дополнена двумя дополнительными блоками уравнений, управляющими амплитудой и гладкостью модели. Коэффициенты сглаживания и затухания амплитуды (0,4 и 7 соответственно), а также количество итераций (5) были определены в соответствии с результатами синтетического моделирования, чтобы обеспечить максимальное сходство исходной и восстановленной моделей. Следует отметить, что изменение этих коэффициентов влияло только на амплитуды аномалий, тогда как их формы оставались стабильными в широком диапазоне изменяемых параметров. После выполнения инверсии методом LSQR получалось двумерное распределение скоростей, и новые лучи строились в обновленных двумерных распределениях групповых скоростей с использованием метода изгиба. Для построения карт было рассчитано пять итераций. Для отбора данных (рис. 38а) на первой итерации были исключены данные с отклонениями, превышающими 35% от среднего. На последующих итерациях этот порог был снижен до 20% для фильтрации выбросов и повышения устойчивости модели. Примеры двумерных распределений аномалий групповой скорости после пяти итераций для различных периодов показаны на рис. 39. Значения средних абсолютных невязок (в норме L1) и уменьшения дисперсии для каждого периода представлены в Приложении 1. Распределение невязок, вычисленных в исходной плоской и конечной двумерных моделях групповых скоростей, показаны на рис. 38б.

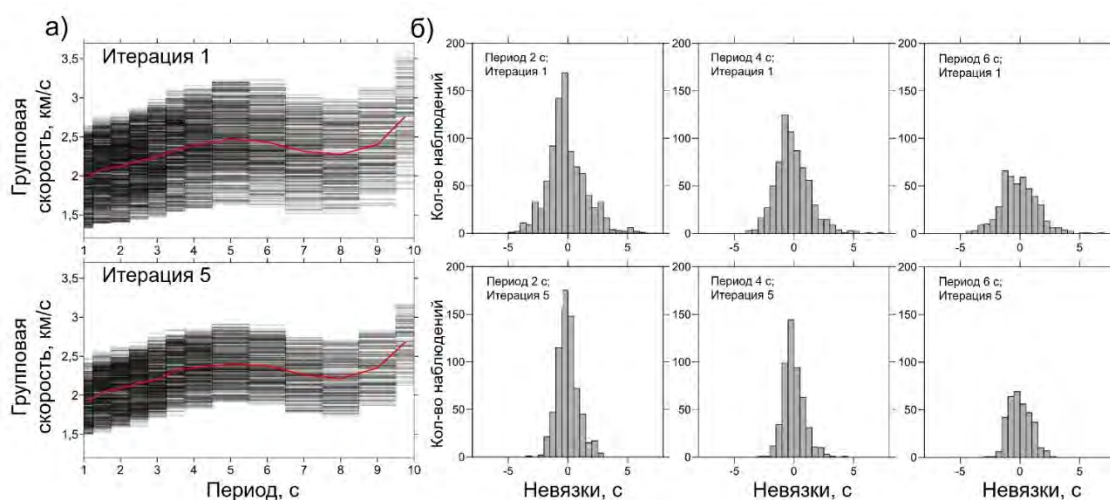


Рисунок 38. – а) Распределения групповых скоростей волн Рэлея на первой итерации томографической инверсии (верхняя панель) и на последней итерации (нижняя панель). Красными линиями показаны средние дисперсионные кривые. б) Гистограммы невязок на разных периодах в начальной модели скорости (верхние панели) и в конечной модели (нижние панели).

С использованием рассчитанных распределений групповой скорости в каждой точке исследуемой области были построены локальные дисперсионные кривые $U(x, y, T)$. Используя одномерный алгоритм прямого моделирования [Herrmann, 2013], в каждой точке (x, y) исследуемой области рассчитывалась матрица чувствительности, аналогичная показанной в левой нижней части рис. 37. После этого выполнялась одновременная инверсия для всего исследуемого объема с дополнительными ограничениями, наложенными на сглаживание распределения скорости и демпфирование амплитуды аномалий. После получения трехмерной модели скорости в каждой точке (x, y) вычислялись новые ядра чувствительности, и выполнялась новая инверсия. В работе было использовано две итерации для получения окончательной трехмерной модели V_s . В Приложении 1 представлены среднеквадратичные значения невязок групповой скорости и их уменьшение в процессе инверсии после двух итераций. Видно, что средние отклонения наблюдаемых и вычисленных групповых скоростей на локальных дисперсионных кривых варьируются от 0,0991 км/сек в одномерной модели V_s до 0,0325 км/сек в окончательной трехмерной модели V_s , что дает уменьшение дисперсии на 67,2%.

На больших глубинах влияние топографии постепенно затухало, становясь пренебрежимо малым ниже заданной глубины в 3 км. Такой подход отражает физическую реальность, согласно которой высокочастотные волны Рэлея чувствительны к топографическим изменениям, тогда как низкочастотные волны в значительной степени не подвержены влиянию топографии.

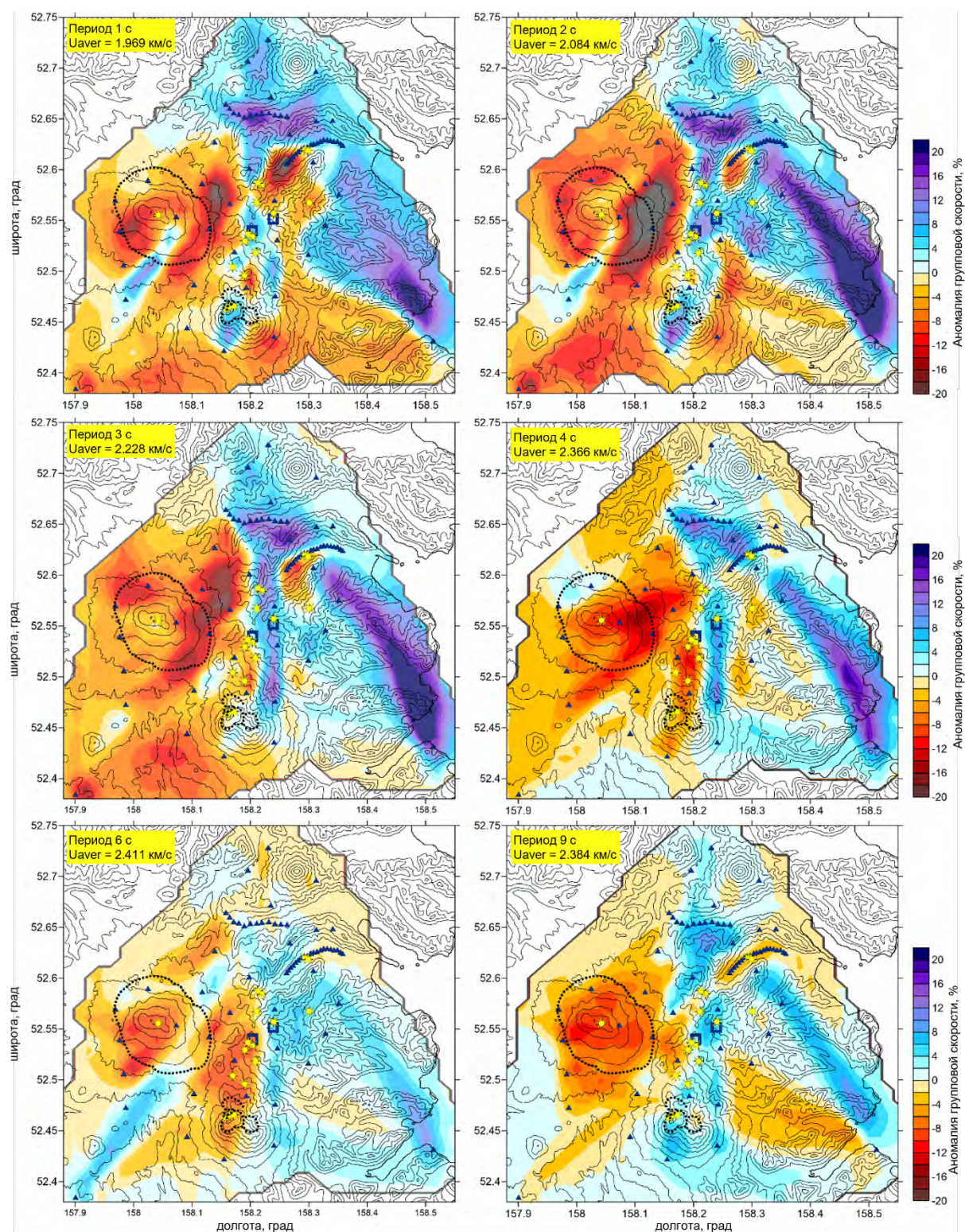


Рисунок 39. – Двумерное распределение групповых скоростей волн Рэлея на разных периодах. На каждом рисунке указаны средние групповые скорости (U_{aver}). Треугольники обозначают сейсмические станции, желтыми символами обозначены места гидротермальных проявлений (фумаролы и горячие источники), пунктирными линиями выделены кальдера вулкана Горелый и вулканические центры Мутновского. Черными линиями отмечена топография с интервалом 200 м.

3.3.1.4. Результаты синтетического моделирования

Для оценки разрешения полученной модели были проведены синтетические тесты. При этом использовались различные распределения аномалий сейсмической скорости: шахматная доска с чередующимися положительными и отрицательными аномалиями, а также аномалии свободной формы, определенные в горизонтальных и вертикальных сечениях. Во всех случаях аномалии, выраженные в процентах отклонений, накладывались на одномерную модель скорости S-волн. Затем была выполнена инверсия трехмерной структуры с использованием отдельной одномерной эталонной модели, которая была определена в процессе инверсии на основе восстановленных средних групповых скоростей.

На основе синтетической модели были рассчитаны групповые скорости волн Рэлея на определенных периодах в каждой точке (x, y) исследуемой области. Затем в полученных двумерных моделях групповых скоростей были рассчитаны времена распространения для всех доступных пар станций с использованием двумерного алгоритма трассирования лучей методом изгиба. Эти времена распространения послужили синтетическим набором данных, который использовался для реконструкции синтетической модели с теми же шагами и с теми же свободными параметрами, что и при инверсии экспериментальных данных. Аномалии, полученные в результате инверсии, сопоставлялись с исходными синтетическими, и на основе этого были сделаны выводы о разрешении модели.

В первом тесте в качестве синтетического распределения скоростей использовалась шахматная модель, в которой во всех трех измерениях были определены периодические прямоугольные аномалии с чередующимися знаками. На рис. 40 эти аномалии показаны пунктирными линиями на двух горизонтальных и двух вертикальных поперечных сечениях. Также на рис. 40 представлены результаты восстановления трехмерной шахматной модели с размером горизонтальной аномалии 7 км и вертикальным шагом 4 км, свидетельствующие о том, что в целом периодическая структура аномалий корректно восстанавливается как по горизонтали, так и по вертикали. На горизонтальных разрезах на глубинах 0,2 и 4,5 км наблюдается устойчивое восстановление аномалий, как положительных, так и отрицательных – в зависимости от разных скоростей модели. Однако в некоторых частях области наблюдается значительное размытие аномалий в диагональном направлении, что связано с преобладанием лучей вдоль соответствующих азимутов. Такое размытие приводит к некоторой деформации аномалий, вызывая смещение границ реконструированных моделей относительно истинных границ. Также наблюдается некоторое отклонение горизонтальных границ от их истинного положения, что видно на вертикальных поперечных сечениях. Такие артефакты были учтены при интерпретации результатов инверсии экспериментальных данных.

Для оценки влияния на модель лучей от удаленных постоянных станций был проведен дополнительный тест, в котором были исключены станции ASA и RUS (рис. 41). Этот тест подтвердил, что выраженные артефакты диагонального размытия в периферийных областях исчезают при удалении этих станций, но из-за уменьшения плотности зондирования лучами теряется разрешение в центральной части модели. Для окончательной модели был использован полный набор данных. Поэтому результаты в краевых частях модели, особенно в тех областях, которые лежат вдоль лучей к удаленным станциям, следует интерпретировать с осторожностью.

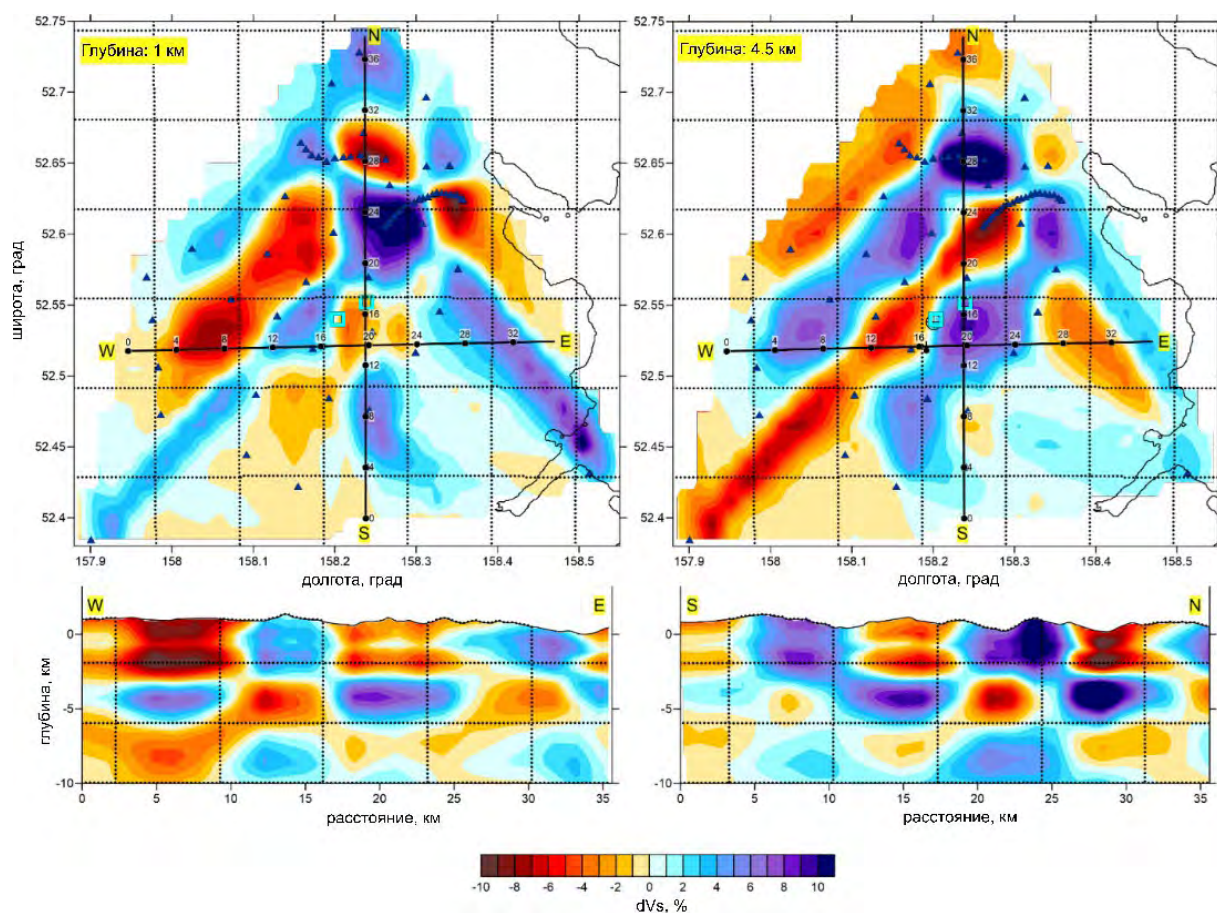


Рисунок 40. – Тест «шахматная доска» для оценки пространственного разрешения. Результаты показаны в двух горизонтальных и двух вертикальных сечениях. Исходные синтетические модели выделены пунктирными линиями. Синие треугольники обозначают сейсмические станции.

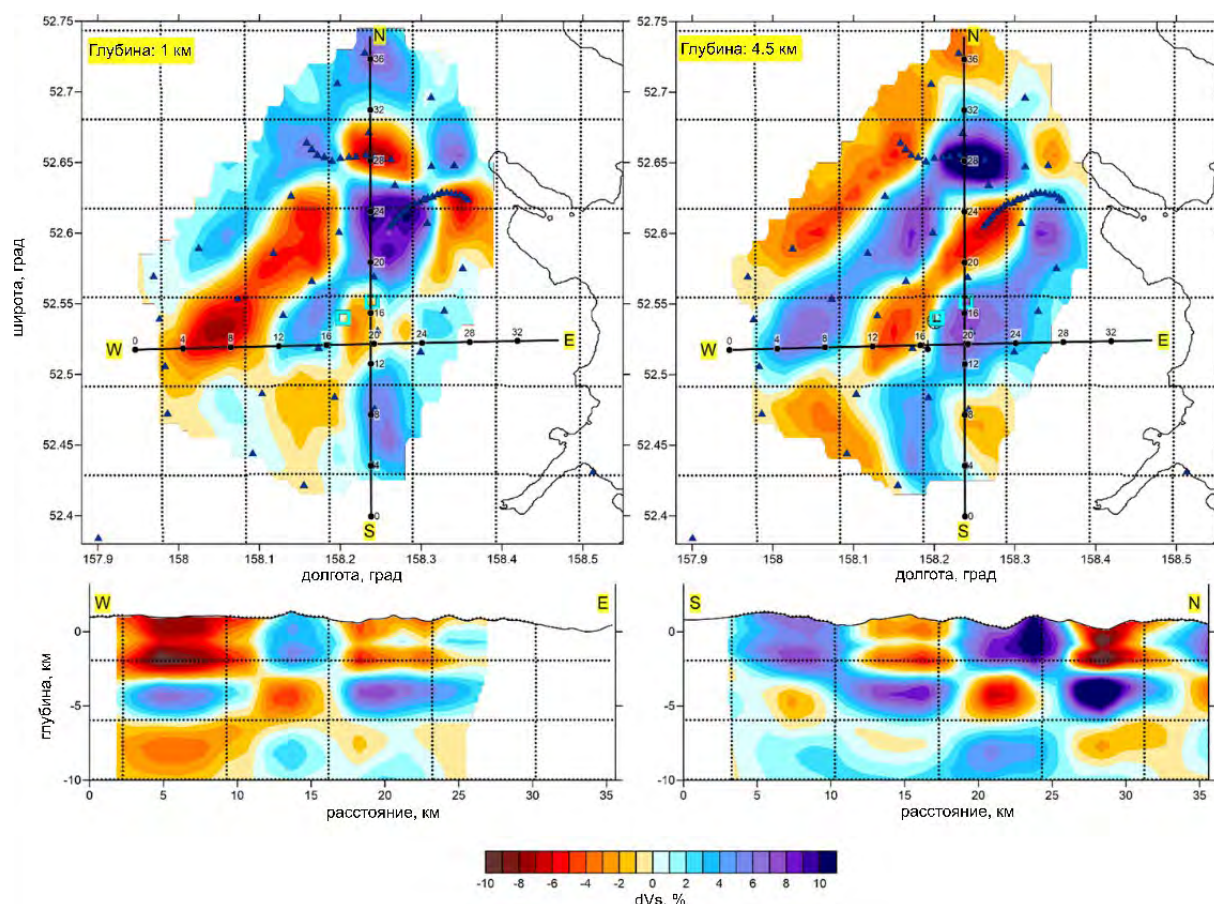


Рисунок 41. – Тест «шахматная доска» для оценки пространственного разрешения с исключением данных со станций ASA и RUS. Результаты показаны в двух горизонтальных и двух вертикальных сечениях. Исходные синтетические модели выделены пунктирными линиями. Синие треугольники обозначают сейсмические станции.

В тесте, показанном на рис. 42, синтетические аномалии с реалистичными формами были определены многоугольными блоками произвольной формы в двух интервалах глубины. Амплитуды аномалий даны на картах с исходными синтетическими моделями (верхний ряд на рис. 42). Результаты восстановления показывают в целом те же структуры, что и в модели, которые аналогичны результатам инверсии экспериментальных данных. Однако некоторые детали кажутся размытыми из-за ограниченного горизонтального разрешения. Кроме того, в юго-восточной части исследуемой области на глубине 6 км наблюдается нереалистичная аномалия низкой скорости, расположенная в районе, где в исходной модели была определена плоская аномалия высокой скорости. Та же структура наблюдается и в результатах экспериментальных данных (рис. 44), поэтому ее следует воспринимать скорее как артефакт инверсии.

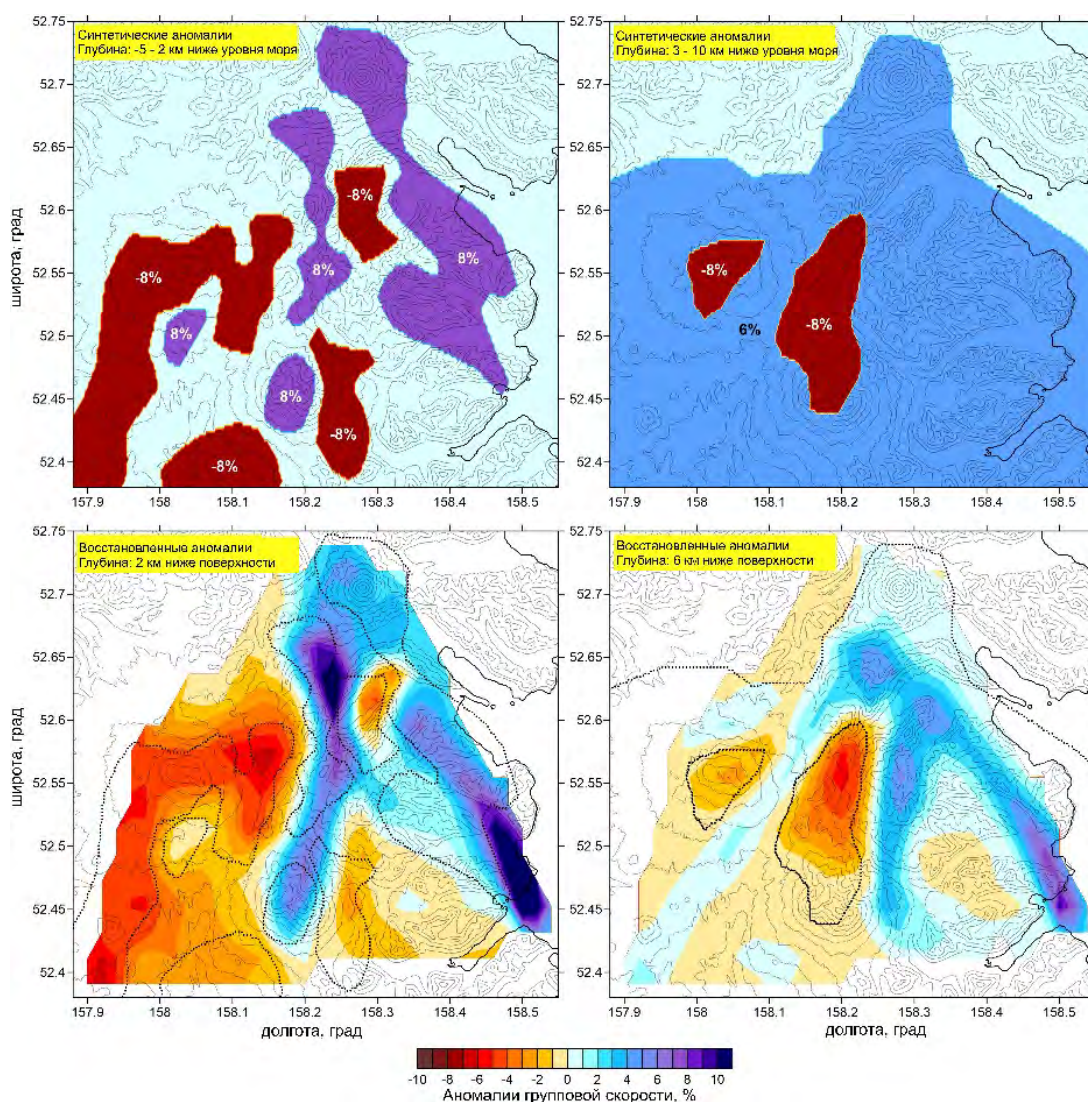


Рисунок 42. – Синтетический тест с реалистичными аномалиями произвольной формы, определенными в двух интервалах глубины (верхний ряд). Указаны значения исходных синтетических аномалий. Нижний ряд представляет результаты восстановления на двух уровнях глубины. Формы исходных синтетических аномалий изображены пунктирными линиями. Контурные линии показывают топографию.

Для оценки вертикального разрешения и возможности разделения аномалий под Мутновской геотермальной электростанцией был разработан еще один тест. Синтетическая модель (рис. 43) была построена на основе вертикального поперечного сечения (профиль 3А-3В), в которой аномалии размещены внутри многоугольных призм произвольной формы, определенных вдоль вертикального сечения. В перпендикулярном направлении толщина этих призм составляла 10 км. На рис. 43а представлена синтетическая модель, содержащая глубокое тело с низкой скоростью распространения сейсмических волн (представляющее собой магматическую интрузию) и отдельный, менее глубокий слой также с низкой скоростью распространения волн (представляющий собой насыщенный жидкостью резервуар). Результат инверсии демонстрирует, что использованный алгоритм в данных условиях способен разделять

две близко расположенные по глубине низкоскоростные области. Это повышает обоснованность интерпретации полученной модели. Восстановленные аномалии на рис. 43б кажутся немного глубже, чем заданные исходно. Это незначительное смещение по глубине является известным эффектом ограничений сглаживания, применяемого в процессе инверсии. Регуляризация, необходимая для устойчивости в некорректно поставленной задаче, имеет тенденцию размывать границы аномалий по вертикали, что может привести к смещению в сторону уменьшения восстановленной глубины неглубоких структур. Проведенный тест позволяет сделать вывод, что в реальной модели истинные положения приповерхностных аномалий, вероятно, немного меньше, чем они кажутся на вертикальных разрезах.

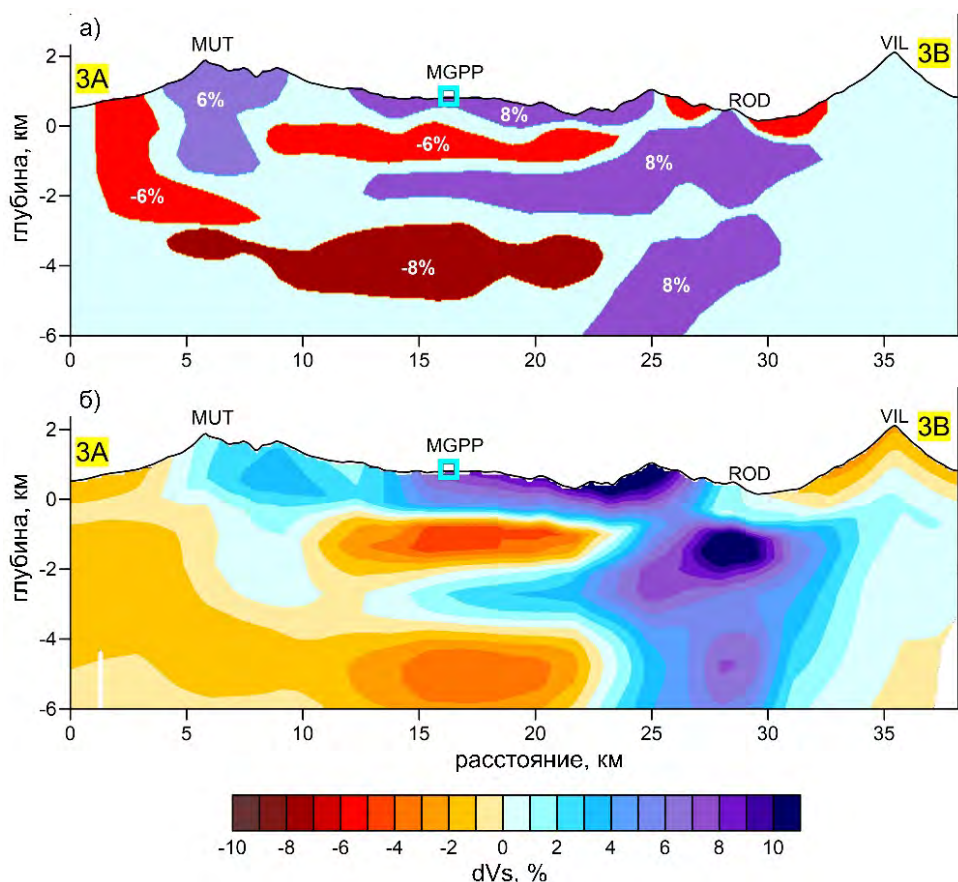


Рисунок 43. – Синтетический тест с аномалиями свободной формы для вертикального поперечного сечения 3А-3В. (а) Исходная синтетическая модель скорости поперечной волны. Аномалии определяются как процентные отклонения от одномерной эталонной модели. (б) Модель, восстановленная в результате полной процедуры инверсии. Аббревиатуры: MUT – Мутновский, VIL – Вилючинский, MGPP - Мутновская электростанция, ROD - Родниковая.

3.3.2. Трехмерная скоростная модель вулканов Мутновский и Горелый и ее обсуждение

Результаты инверсии дисперсионных кривых групповой скорости волны Рэлея представлены в виде аномалий скорости поперечных волн на четырех горизонтальных (рис. 44) и семи вертикальных сечениях на рис. 45. Абсолютные скорости V_s показаны на вертикальных сечениях на рис. 46.

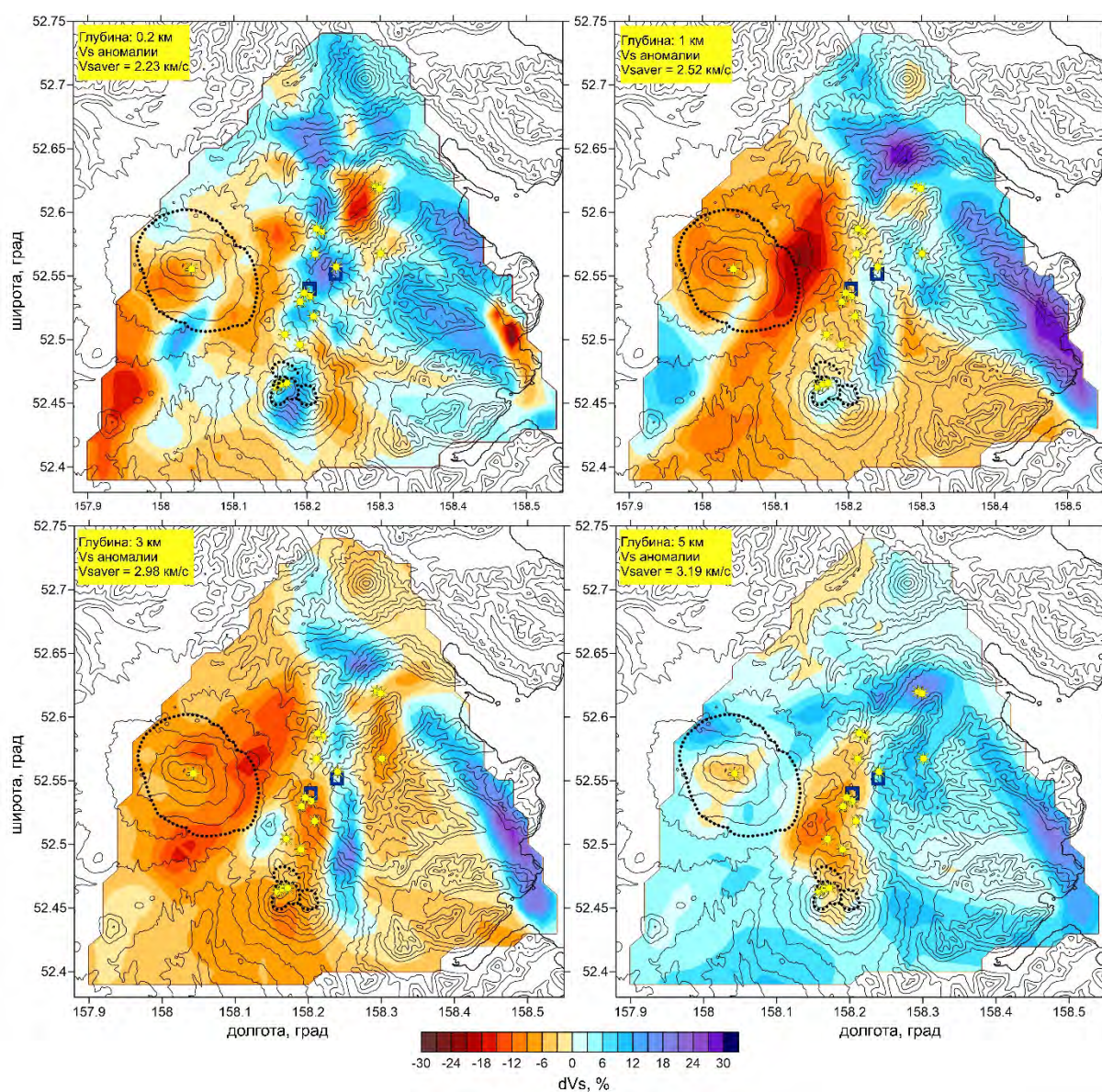


Рисунок 44. – Горизонтальные сечения трехмерного распределения аномалий скорости поперечной волны на разных глубинах. На каждом рисунке указаны средние скорости (V_{saver}). Желтыми символами обозначены места гидротермальных проявлений (фумаролы и горячие источники), пунктирными линиями выделены кальдера вулкана Горелый и вулканические центры Мутновского. Черными линиями отмечена топография с интервалом 200 м.

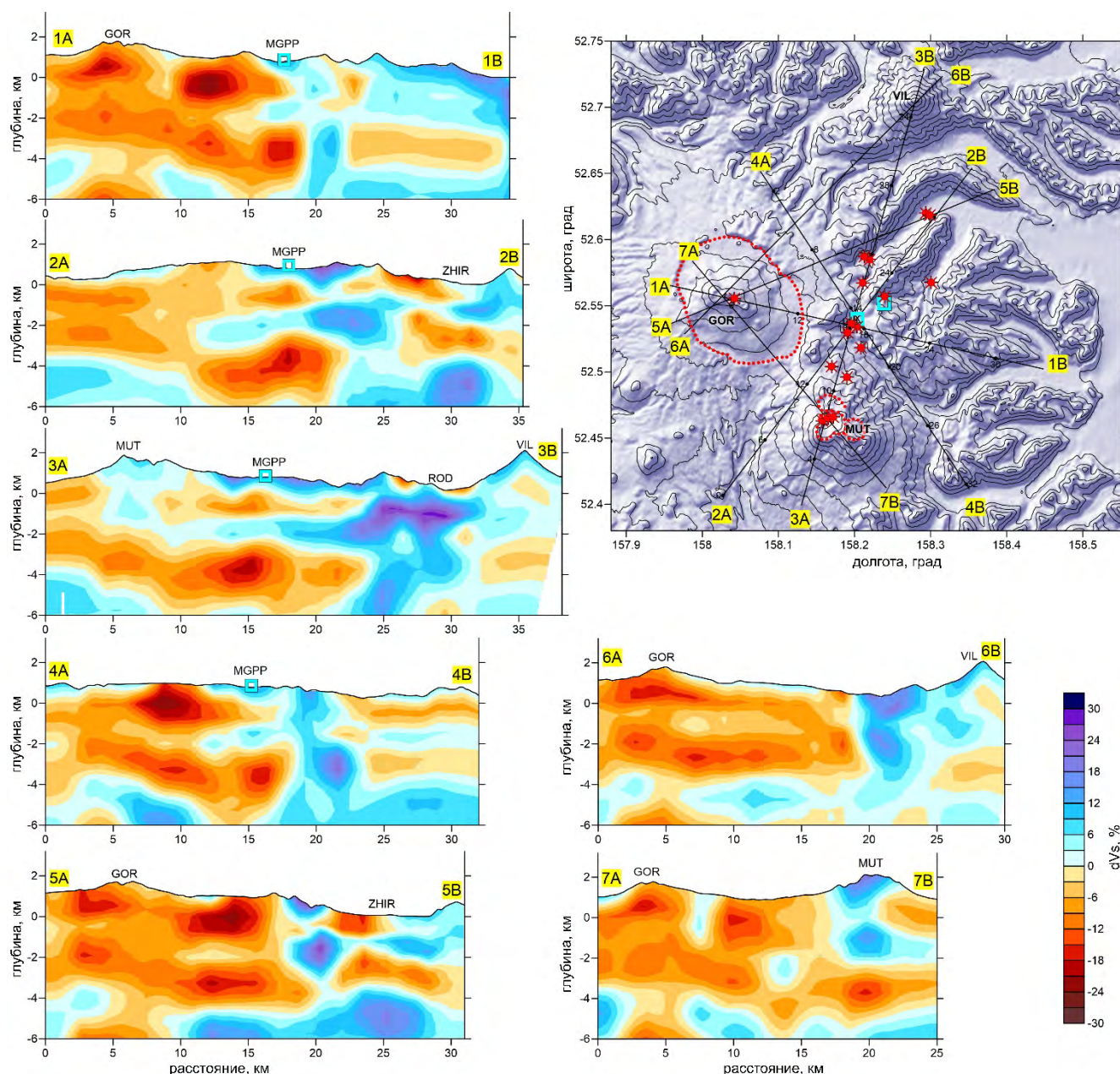


Рисунок 45. – Вертикальные сечения трехмерного распределения аномалий скорости поперечной волны. Расположение сечений показано на карте. Красными символами на карте обозначены места гидротермальных проявлений (фумаролы и горячие источники), красными пунктирными линиями выделены кальдера вулкана Горелый и вулканические центры Мутновского. Черными линиями отмечена топография с интервалом 200 м. Сокращения для вулканов: GOR - Горелый; MUT - Мутновский; VIL – Вилючинский. MGPP - Мутновская электростанция. ZHIR - Жировская долина; ROD - Родниковая.

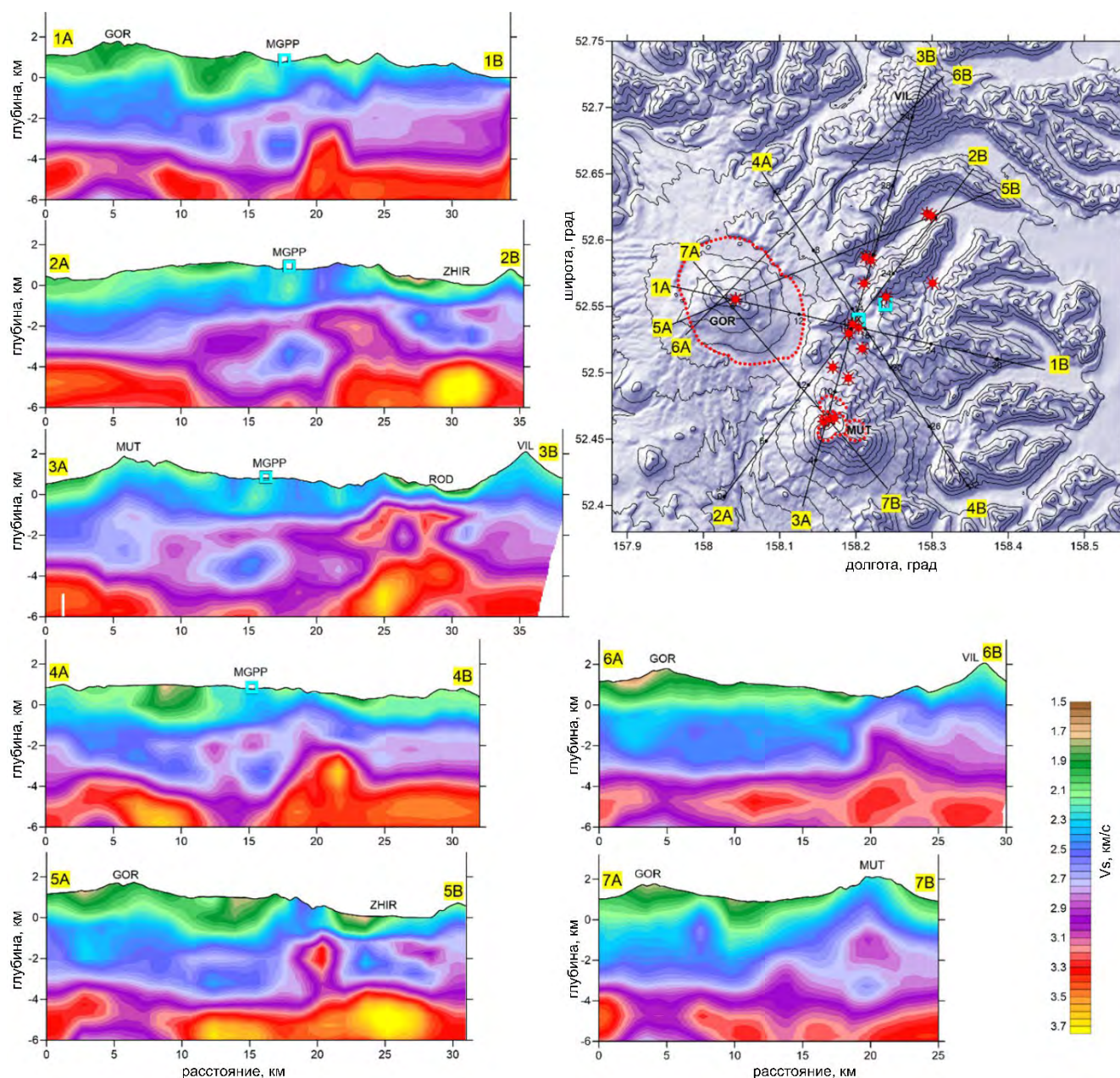


Рисунок 46. – Вертикальные сечения трехмерного распределения скорости поперечной волны. Расположение сечений показано на карте. Красными символами на карте обозначены места гидротермальных проявлений (фумаролы и горячие источники), красными пунктирными линиями выделены кальдера вулкана Горелый и вулканические центры Мутновского. Черными линиями отмечена топография с интервалом 200 м. Сокращения для вулканов: GOR - Горелый; MUT - Мутновский; VIL – Вилучинский. MGPP - Мутновская электростанция. ZHIR - Жировская долина; ROD - Родниковая.

На горизонтальных сечениях – на глубинах 0,2 и 1 км наиболее заметной структурой является большая аномалия низкой скорости вокруг вулкана Горелый с амплитудой, превышающей 20%. Можно предположить, что эта аномалия связана с наличием кальдеры вокруг вулкана, заполненной толстым слоем слабоконсолидированных отложений, образовавшихся после извержений. Поскольку эта кальдера представляет собой большую впадину в рельефе местности, в ней накапливается значительное количество метеорных вод,

которые могут просачиваться на большие глубины из-за высокой пористости заполняющих ее пород. Плохая консолидация осадочных пород и высокое содержание воды, вероятно, являются причиной аномально низких скоростей S-волн.

На вертикальных сечениях 5 и 6 (рис. 45) видно, что аномалия низких скоростей под вулканом Горелый имеет отчетливую слоистость. На глубинах до 2 км наблюдается наиболее интенсивная аномалия низких скоростей, которая может быть связана с отложениями кальдеры. Глубже, до 4 км ниже поверхности, наблюдается еще одна аномалия низких скоростей, но она имеет меньшую интенсивность и, по-видимому, отделена от верхней аномалии. Эта часть может иметь другое происхождение, например, быть связана с силлом.

Под центром вулкана Мутновский, на глубине до 1 км ниже уровня моря наблюдается контрастная аномалия высоких скоростей, которая может представлять собой магматические породы высокой плотности, являющиеся застывшей магмой андезит-базальтового состава. Как видно на сечениях 3 и 7, непосредственно под кратером вулкана Мутновский, в диапазоне глубин от 2 до 5 км ниже уровня моря наблюдается изометрическая аномалия низких скоростей, которая может отражать расположение приповерхностного вулканического очага. Эта аномалия также отчетливо видна на горизонтальном сечении на глубине 5 км.

Под Мутновской геотермальной электростанцией обнаружена заметная аномалия низких скоростей. На вертикальных сечениях 1–4 ее геометрию можно детально проследить вдоль нескольких азимутов. Эта область низких скоростей на глубинах 2–5 км, вероятно, представляет собой магматическую интрузию, содержащую частичный расплав. Эта глубинная аномалия может действовать как источник тепла, приводящий в движение циркуляцию метеорных флюидов в верхней части земной коры. Существование этой интрузии подтверждается данными анализа фумарольных газов [Зеленский и др., 2012].

Было проведено сравнение результатов сейсмической томографии с существующими оценками температуры для Мутновского геотермального поля, полученными на основе ~450 измерений в скважинах и данных о температуре горячих источников [Kiryukhin et al., 2018]. На рис. 47 контурные линии распределения температуры на высоте 250 м над уровнем моря (что соответствует глубинам 500–1000 м ниже поверхности) наложены на аномалии скорости на глубине 3 км ниже поверхности. Можно наблюдать корреляцию: аномалия низкой скорости к югу от Мутновской геостанции совпадает с зоной высоких температур ($>220^{\circ}\text{C}$). Эта аномалия также охватывает большинство проявлений гидротермальной активности. Примечательно, что ее центр соответствует геотермальному полю «Новый-2003».

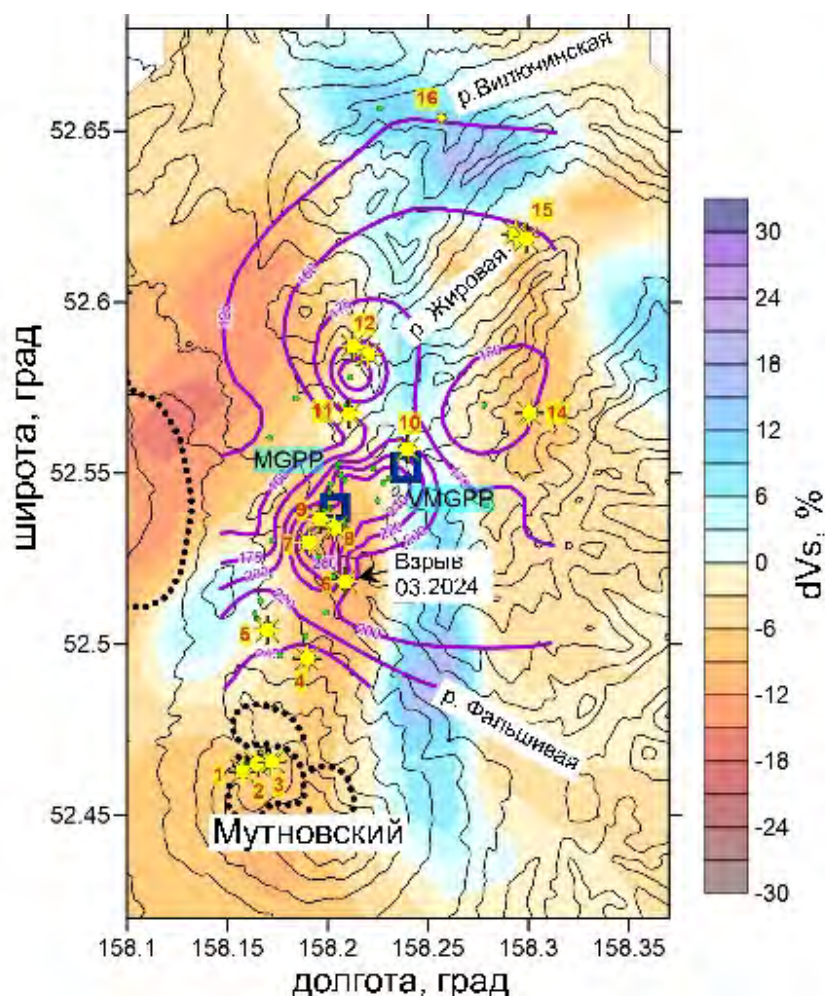


Рисунок 47. – Распределение скорости поперечной волны на глубине 3 км ниже поверхности с наложенным распределением температуры на уровне 0,25 км выше уровня моря, изображенным фиолетовыми линиями [Kiryukhin et al., 2018]. Пунктирными линиями выделены кальдера вулкана Горелый и вулканические центры Мутновского. Черными линиями отмечена топография с интервалом 200 м. Желтыми символами обозначены места гидротермальных проявлений (фумаролы и горячие источники): (1) активный кратер Мутновского; (2, 3) Донное и Верхнее фумарольные поля; (4, 5) Северо-Мутновское поле; (6) Новый-2003; (7) Дачные; (8) Радоновые; (9) Медвежье; (10) В. Мутновские; (11) Пиратовские горячие источники; (12) В. Жировские; (14) Войновские источники.

На рис. 48 сейсмические скорости вертикального сечения 3А–3В объединены с дополнительными данными для того же профиля, включая трехмерный поперечный разрез модели температуры, интерпретированные геологические структуры и продуктивные скважины [Kiryukhin et al., 2018]. Наиболее примечательной особенностью томографической модели является аномалия низкой скорости на глубине от 2,5 до 5 км ниже уровня моря, расположенная непосредственно под Мутновским геотермальным полем. Она может быть проинтерпретирована как горячее магматическое тело, которое нагревает вышележащие флюидонасыщенные слои. Также на этом сечении можно наблюдать низкоскоростную область, которая простирается к поверхности вдоль южного склона вулкана Мутновский (показана синими стрелками,

направленными вниз). Эта область может быть интерпретирована как потенциальный водоносный горизонт метеорных вод, через который происходит их миграция.

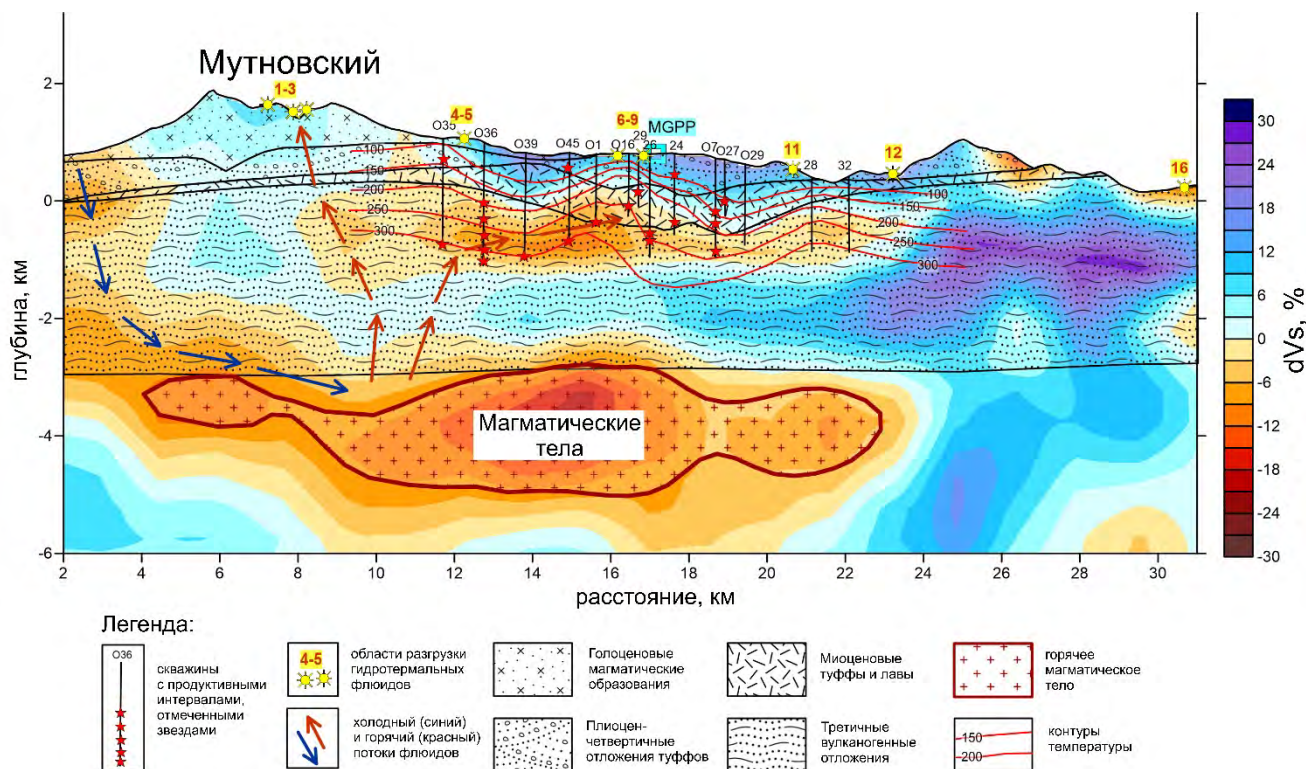


Рисунок 48. – Распределение скорости поперечной волны в вертикальном сечении 3А-3В с наложенной геологической моделью и с проекциями скважин [Kiryukhin et al., 2018]. Звездами отмечены продуктивные интервалы в скважинах. Распределение температуры оценено на основе измерений в скважинах [Kiryukhin et al., 2018]. Желтыми символами обозначены места гидротермальных проявлений (фумарол и горячих источников): (1) Мутновский активный кратер; (2, 3) Донное и Верхнее фумарольные поля; (4, 5) Северо-Мутновские поля; (6) Новый-2003; (7) Дачные; (8) Радоновые; (9) Медвежье; (11) Пиратовские горячие источники; (12) В-Жировской; (16) Вилучинский источник.

Предложенная схема интерпретации (рис. 48) предполагает, что метеорные воды могут взаимодействовать с горячим магматическим телом, производя перегретые флюиды, которые поднимаются в область, соответствующую расстоянию 10-12 км вдоль профиля, как показано красными стрелками, направленными вверх. Большая часть восходящих флюидов, по-видимому, накапливается под Мутновским геотермальным полем, образуя неглубокий резервуар, который в построенной модели выделяется как низкоскоростной слой вблизи уровня моря (глубина 500–1000 м ниже поверхности). Этот резервуар пространственно коррелирует как с продуктивными интервалами геотермальных скважин, так и с пиком интенсивности тепловой аномалии на глубине около 16 км вдоль профиля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для обнаружения и коррекции временных ошибок внутренних часов сейсмических станций был разработан и апробирован новый метод на основе использования суточных кросс-корреляций сейсмического шума как повторяющихся сигналов без использования эталона. На основе данных временных и постоянных сейсмических сетей, работавших на вулканах Камбальный (Камчатка), Эбеко (Курильские острова) и в районе вулканического Гегамского хребта (Армения), определён и апробирован оптимальный набор процедур предварительной обработки сейсмических записей для метода шумовой сейсмической томографии. Он включает в себя обнаружение и коррекцию временных сдвигов, фильтрацию Винера с усечением спектра сингулярных значений, отбрасывание по критерию соотношения сигнал-шум и фазово-взвешенное суммирование.

Был расширен метод извлечения дисперсионных кривых фазовой скорости поверхностных волн на основе преобразования Стоквелла-Бесселя и подтверждена его применимость для горизонтальных компонент тензора кросс-корреляций с помощью синтетического моделирования. С использованием улучшенного метода был создан и апробирован новый программный модуль для ручного выделения дисперсионных кривых, что показало его преимущество перед автоматическим подходом.

Для построения региональной трехмерной модели скорости поперечной волны были рассчитаны функции кросс-корреляции сейсмического шума по непрерывным записям временных и постоянных сетей, работавших в Центральной и Южной Камчатке в 2012–2024 гг. Были использованы сейсмические данные за 12 лет с 187-ми постоянных и временных станций – один из наиболее крупных наборов сейсмологических данных, использованных для построения модели методом шумовой сейсмической томографии в этом регионе. Из суммарных кросс-корреляций были извлечены дисперсионные кривые фазовых и групповых скоростей поверхностных волн Рэлея и Лява, построена модель распределения скорости методом Монте-Карло по цепям Маркова с обратимыми скачками, расширенного для использования групповых скоростей.

Для построения локальной трехмерной модели скорости поперечной волны были рассчитаны функции кросс-корреляции сейсмического шума по непрерывным записям временных и постоянных сетей, работавших в районе вулканов Горелый и Мутновский в 2023–2024 гг. Из суммарных кросс-корреляций были извлечены дисперсионные кривые групповой скорости поверхностных волн Рэлея и построена модель распределения скорости с помощью линейаризованной итеративной инверсии с учетом топографии.

Построенные модели были проинтерпретированы совместно с геологическими и геофизическими данными. Региональная модель земной коры Центральной и Южной Камчатки позволила изучить область от вулкана Ходутка на юге до Дзензур-Жупановской группы вулканов на севере и от восточного побережья на запад за Срединный хребет до глубины 55 км. Была выявлена связь низкоскоростных аномалий с региональными разломными зонами, контролирующими положение разноглубинных магматических очагов, и обнаружены ранее неизвестные магнасыщенные области под вулканами Вилучинский и Опала. Для верхней коры под вулканами Горелый и Мутновский были выделены низкоскоростные области, проинтерпретированные как водонасыщенный горизонт и магматическая интрузия, что позволило уточнить строение Мутновского месторождения парогидротерм и положение его продуктивных интервалов.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

V_s	–	скорость поперечной волны
V_p/V_s	–	отношение скорости продольной волны к скорости поперечной волны
dV_s	–	аномалия скорости поперечной волны
V_p	–	скорость продольной волны
ρ	–	плотность
S-волна	–	поперечная сейсмическая волна
P-волна	–	продольная сейсмическая волна
ИНГГ СО РАН – Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения Российской Академии наук		
ИВиС ДВО РАН – Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения наук Российской Академии наук		
КФ ФИЦ ЕГС РАН – Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба» Российской Академии наук		
ИФЗ РАН – Институт физики Земли Российской Академии наук		
ИЗК СО РАН – Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук		
НГУ – Новосибирский государственный университет		
МТЗ	–	Магнитотеллурическое зондирование
ГСЗ	–	Глубинное сейсмическое зондирование

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. – 2006. – Т. 14. № 3. С. 248–265.
2. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. – 2002. – Т. 4. С. 64–80.
3. Аверьев В.В. Особенности динамики пароводяных скважин // Труды Лаборатории Вулканологии АН СССР. – 1960. – Т. 18. С. 113–122.
4. Андреев А.А. Трансформные разломы земной коры северо-запада Тихого океана // Тихоокеанская Геология. – 1993. – Т. 3. С. 14–20.
5. Андреев В.И., Пузанков М.Ю. Вулкан Большая Ипелька - геологические и геохимические особенности // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 30-31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 85–91.
6. Апрельков С. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. – 1971. – Т. 2. С. 105–111.
7. Базанова Л.И., Дирксен О.В., Кулиш Р.В., Карташева Е.В. Эволюция новейшего вулканизма Жупанова хребта (Камчатка) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, Петропавловск-Камчатский, 22-27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 265–268.
8. Базанова Л.И., Пузанков М.Ю., Дирксен О.В., Кулиш Р.В., Карташева Е.В. Лавовые потоки Корякского вулкана в голоцене: успехи и проблемы датирования // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога (к 50-летию ИВиС ДВО РАН). Петропавловск-Камчатский, 29-30 марта 2012 г.: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 11–18.
9. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Гринь Н.Е., Сенюков С. Л. Возможности сейсмического метода при изучении зон питания современных вулканов // Вулканология и сейсмология. – 1989. – Т. 6. С. 42–54.
10. Беловежец Н., Бережнев Я., Яковлев А., Абраменков С., Абкадыров И. Выявление дрейфа часов в сейсмических записях и определение временных сдвигов для сети станций // Геофизические Технологии. – 2022. – Т. 1. С. 134–142.
11. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Крупномасштабные обрушения вулканов Авачинский и Корякский и связанные с ними катастрофические извержения – главная опасность для городов Петропавловск-Камчатский и Елизово // Вулканология и сейсмология. – Т. 6. С. 75–92.
12. Белоусов В.И., Постников А.И., Мельников Д.В., Белоусова С.П. Геотермальные ресурсы. Петропавловск-Камчатский: Издательство КГПУ, 2005. Вып. Учебно-методическое пособие. – 105 с.
13. Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 5–22.
14. Белявский В.В., Алексанова Е.Д. Трехмерная геоэлектрическая модель южной части полуострова Камчатка // Физика Земли. – 2014. – Т. 1. С. 11–11.

15. Берсенева Н.Ю., Соболевская О.В. Сейсмичность вулкана Горелый, Камчатка, в 2007-2013 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. IV регион. науч.-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН., 2013.
16. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. С. 823–861.
17. Брайцева О.А., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250-3700 14С лет назад) // Вулканология и сейсмология. – 1998. – Т. 1. С. 3–24.
18. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Сулержицкий Л.Д. Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 235–252.
19. Брайцева О.А., Певзнер М.М. О возрасте вулкана Ново-Бакенинг (Камчатка) и тефростратиграфии этого района // Вулканология и сейсмология. – 2000. – Т. 6. С. 3–12.
20. Вакин Е., Пилипенко Г., Сугробов В. Общая характеристика Мутновского месторождения и прогнозная оценка ресурсов // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М: Наука. 1986. С. 6-40.
21. Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Маневич Т.М. Спутниковые и наземные наблюдения эксплозивных извержений вулкана Жупановский (Камчатка, Россия) в 2013 и 2014-2016 гг. // Вулканология и сейсмология. – 2018. – Т. 1. С. 3–17.
22. Гирина О.А., Озеров А.Ю., Мельников Д.В., Маневич А.Г. Вулкан Авачинский: мониторинг и основные характеристики извержений // Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 11–14.
23. Гонтовая Л.И., Ефимова Е.А., Костюкевич С.А., Пийп В.Б. Сейсмический разрез вулкана Авачинский по данным КМПВ-ГСЗ // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1990. – Т. 3. С. 73–81.
24. Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2010. – Т. 4. С. 13–29.
25. Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В., Апрельков С.Е. Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой // Тихоокеанская Геология. – 2008. – Т. 27. № 2. С. 80–91.
26. Гонтовая Л.И., Ризниченко О.Ю., Нуждина И.Н., Федорченко И.А. Авачинская группа вулканов: глубинное строение и особенности сейсмичности // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога «Современный вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, 29-30 марта 2010 г.: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 50–58.
27. Гонтовая Л.И., Ризниченко О.Ю., Сеньюков С.Л., Степанова М.Ю., Ящук В.В. Об упругих свойствах земной коры в районе Авачинского вулкана на Камчатке // Вулканология и сейсмология. – 1998. – Т. 4–5. С. 79–87.
28. Гонтовая Л.И., Сеньюков С.Л. О сейсмической модели земной коры Авачинского вулкана на Камчатке // Вулканология и сейсмология. – 2000. – Т. 3. С. 57–61.

29. Горбач Н.В., Плечова А.А., Маневич Т.М., Портнягин М.В., Философова Т.М., Самойленко С.Б. Состав вулканических пеплов и динамика извержения вулкана Жупановский в 2013-2016 гг. // Вулканология и сейсмология. – 2018. – Т. 3. С. 3–20.
30. Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. – 2022. – Т. 502. № 2. С. 72–76.
31. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Сейсмотектоника полуострова Камчатка // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2005. – Т. 1. С. 24–32.
32. Гордеев Е.И., Дроздин В.А. Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 году // Доклады Академии Наук. – 2010. – Т. 430. № 3. С. 349–351.
33. Горшков Г.С., Заварицкий А.Н., Пийп Б.И. Изучение вулканов Камчатки. Издательство Академии наук СССР. 1954. – 46 с.
34. Дирксен О.В., Мелекесцев И.В. Хронология, динамика формирования и морфология эруптивных центров голоценового этапа ареального вулканизма бассейна р. Авача (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. – 1999. – Т. 1. С. 3–19.
35. Дирксен О.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Кратер Чаша (Южная Камчатка) – уникальный пример массового выброса кислой пирокластики в поле базальтового ареального вулканизма // Вулканология и сейсмология. – 2002. – Т. 5. С. 3–10.
36. 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.
37. Есин Е.И., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Пространственные корреляции особенностей рельефа, гравитационного поля и аномалий скоростей сейсмических волн центральной зоны Камчатского региона // Геология и геофизика. – 2024. – Т. 65. № 2. С. 303–318.
38. Зеленский М.Е., Таран Ю.А., Дубинина Е.О., Шапарь В.Н., Польшцева Е. А. Источники летучих компонентов для вулкана зоны субдукции: Мутновский вулкан, Камчатка // Геохимия. – 2012. – Т. 6. С. 555–575.
39. Зубин М.И. Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10–19.
40. Зубин М.И., Козырев А.И. Гравиметрическая модель строения Авачинского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. – 1989. – Т. 1. С. 81–94.
41. Иванов Б.В., Флеров Г.Б., Масуренков Ю.П., Кирьянов В.Ю., Мелекесцев И.В., Таран Ю.А., Овсянников А.А. Динамика и состав продуктов извержения Авачинского вулкана в 1991 г. // Вулканология и сейсмология. – 1995. – Т. 4–5. С. 5–27.
42. Иванов В.В. Активизация вулкана Корякский (Камчатка) в конце 2008–начале 2009 гг.: оценки выноса тепла и водного флюида, концептуальная модель подъема магмы и прогноз развития активизации // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 30-31 марта 2009 г.: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 24–38.
43. Калачева Е.Г., Волошина Е.В., Богатко Н.П., Яремчук В.П. Гидрохимический режим Налычевских термальных источников (п-ов Камчатка) // Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2020. С. 175–178.

44. Кирсанов И.Т., Медведева Г.Г., Серафимова Е.К. Фумарольная деятельность Авачинского и Корякского вулканов // Бюллетень Вулканологических Станций. – 1964. – Т. 38. С. 3–32.
45. Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. М.: Наука, 1991. С. 294–315.
46. Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А., Черных Е.В. Магматические питающие системы Корякско-Авачинской группы вулканов по данным локальной сейсмичности и режима прилегающих термальных источников // Вулканология и сейсмология. – 2017. – Т. 5. С. 3–17.
47. Кожемяко Н.В., Кепежинская П.К., Бердников Н.В. Микровключения металлов, сплавов и минералов в андезито-дацитах вулкана Бакенинг (Камчатка) // Материалы XXVII ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27-29 марта 2024 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 83–87.
48. Кожемяко Н.Н., Литасов Н.Е., Важеевская А.А. Авачинская группа вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. – 1984. – Т. 3. С. 14–24.
49. Кожурин А.И. Активные разломы Центральной Камчатки: параметры, сейсмический потенциал // Труды Седьмой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября–7 октября 2019 г. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. С. 172–176.
50. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2008. – Т. 2. С. 10–27.
51. Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки и проблема астеносферного диапиризма // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки О Земле. – 2020. – Т. 3. С. 25–57.
52. Колосков А.В., Ананьев В.В. Новые данные о возрасте, вещественном составе и геологическом строении Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Часть 2. Минералогический состав вулканических пород и мантийных ксенолитов. К петрологической модели // Вулканология и сейсмология. – 2020. – Т. 3. С. 14–33.
53. Копылова Г.П., Болдина С.В. О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008-2009 гг. и сильными ($M \geq 5$) землетрясениями // Вулканология и сейсмология. – 2012. – Т. 5. С. 41–54.
54. Кугаенко Ю.А., Нуждина И.Н., Салтыков В.А. Особенности спектральных компонент вулканических землетрясений на примере вулканов Кизимен, Корякский, Мутновский и Горелый // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2011. – Т. 2. № 18. С. 102-113.
55. Леонов В.Л. О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. – 1991. – Т. 2. С. 28–40.
56. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм / под ред. В.И. Белоусов. М.: Наука, 1989. – 104 с.
57. Леонов В.Л., Рогозин А.Н. Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. – 2007. – Т. 5. С. 14–28.
58. Леонов В.Л., Рогозин А.Н., Биндеман И.Н., Бергаль-Кувикас О.В., Кляпицкий Е.С. Выделение новой кальдеры на Камчатке: границы, возраст, комплекс внутрикальдерных отложений, нерешенные вопросы // Материалы региональной научной конференции,

- посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 30 марта - 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 53–56.
59. Литвинов А.Ф., Бурмаков Ю.А. Геологическое строение и четвертичный вулканизм Жупанова хребта (Восточная камчатка) // Вулканология и сейсмология. – 1993. – Т. 2. С. 16–26.
 60. Логинов В.А., Гонтовая Л.И., Сенюков С.Л. Авачинско-Корякская группа вулканов: геофизическая неоднородность литосферы и глубинные процессы (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. – 2023. – Т. 1. С. 32–43.
 61. Манштейн Ю.А., Бортникова С.Б., Манштейн А.К., Гавриленко Г.М., Верниковская И.В., Сезько Н.П. Особенности строения проводящих каналов термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Доклады Академии Наук. Науки о Земле. – 2008. – Т. 423. № 3. С. 383–388.
 62. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. – 212 с.
 63. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений - голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский «маар», Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. – 1996. – Т. 2. С. 3–24.
 64. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений). Ч. II (1926-1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. – 1994. – Т. 2. С. 3–23.
 65. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. Динамика активности вулканов Мутновский и Горелый в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов (по данным тефрохронологических исследований) // Вулканология и сейсмология. – 1987. – Т. 3. С. 3–18.
 66. Мелекесцев И.В., Гирина О.А., Пономарева В.В. Новый подход к определению понятия "действующий вулкан" // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 191–203.
 67. Мелекесцев И.В., Дирксен О.В., Гирина О.А. Гигантский эксплозивно-обвальный цирк и обломочная лавина на вулкане Бакенинг (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. – 1998. – Т. 3. С. 12–24.
 68. Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и масштабе катастрофических извержений типа направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене // Вулканология и сейсмология. – 1991. – Т. 2. С. 3–11.
 69. Мелекесцев И.В., Селиверстов Н.И., Сенюков С.Л. Информационное сообщение об активизации в октябре 2001 г. вулкана Авачинский на Камчатке и проведенных исследованиях // Вулканология и сейсмология. – 2002. – Т. 2. С. 79–80.
 70. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеанская Геология. – 1997. – Т. 16. № 4. С. 64–70.
 71. Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. О глубинном строении Южной Камчатки по геофизическим данным // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9. № 4. С. 1147–1161.
 72. Мороз Ю.Ф., Логинов В.А. Глубинная геоэлектрическая модель Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2019. – Т. 2. С. 9–24.

73. Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинный геоэлектрический разрез области сочленения Срединного Камчатского массива, Ганальского выступа и Центрально-Камчатского прогиба // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2016. – Т. 1. С. 17–34.
74. Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М. Глубинное строение вулканической зоны южной Камчатки по геофизическим данным // Вулканология и сейсмология. – 2013. – Т. 7. № 2. С. 12–26.
75. Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М. Результаты двумерной инверсии данных магнитотеллурического зондирования по региональному профилю «Южный» (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2017. – Т. 2. № 34. С. 14–21.
76. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д. Модель глубинного строения Южной Камчатки по результатам плотностного 3D-моделирования и комплексу геолого-геофизических данных // Тихоокеанская Геология. – 2022. – Т. 41. № 2. С. 23–43.
77. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д. Строение литосферы и её влияние на золотоносность Юго-Восточной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2023. – Т. 59. № 3. С. 20–41.
78. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д. Структурная позиция Толмачёвского активного магматического центра на юге Камчатки и его происхождение // Георесурсы. – 2025. – Т. 27. № 3. С. 139–150.
79. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. – 190 с.
80. Озеров А.Ю., Бахматова Я.А., Мельников Д.В., Нуждаев И.А., Фролов В.И. Многопараметрический мониторинг деятельности Авачинского вулкана для обеспечения безопасности густонаселенных районов Камчатского края // Материалы XXVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 24-29 марта 2025 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2025. С. 100–102.
81. Панин Г.Л., Балков Е.В. Сравнение результатов методов постоянного тока и индуктивной электроразведки на примере определения структуры приповерхностного транспорта вещества термальных полей вулканогенных объектов Камчатки и Курил. // Материалы XXVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, (г. Петропавловск-Камчатский, 24-29 марта 2025 г.). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2025. С. 301–304.
82. Пашкевич Р.И., Шадрин А.В., Чернев И.И. Численная термогидродинамическая модель теплопереноса в породах Мутновского месторождения парогидротерм до начала его промышленной разработки // Горный Информационно-Аналитический Бюллетень Научно-Технический Журнал. – 2018. – Т. S60. С. 10–23.
83. Певзнер М.М., Лебедев В.А., Кушева Ю.В., Волынец А.О., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Раннечетвертичный возраст заключительного этапа вулканической активизации в центральной части Срединного хребта Камчатки (данные К-Аг метода) // Доклады Российской Академии Наук. Науки О Земле. – 2020. – Т. 490. № 1. С. 3–6.
84. Плечова А.А., Портнягин М.В., Базанова Л.И. Происхождение и эволюция исходных магм фронтальных вулканов Камчатки по данным изучения магматических включений в оливине вулкана Жупановский // Геохимия. – 2011. – Т. 8. С. 787–812.
85. Пономарева В.В., Мелекесцев И.В., Базанова Л.И., Биндеман И.Н., Леонов В.Л., Сулержицкий Л.Д. Вулканические катастрофы на Камчатке в среднем плейстоцене-голоцене // Экстремальные природные явления и катастрофы. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 219–238.

86. Попруженко С.В., Апрельков С.Е. Строение фундамента Авачинской депрессии // Вулканология и сейсмология. – 1997. – Т. 6. С. 15–24.
87. Попруженко С.В., Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Восточно-Камчатский вулканический пояс в свете геофизических данных // Вулканология и сейсмология. – 1987. – Т. 2. С. 14–24.
88. Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Осипенко А.Б., Миронов Н.Л. Петрология" авачитов"-высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). II. Расплавные включения в оливине // Петрология. – 2005. – Т. 13. № 2. С. 115–138.
89. Пузанков М.Ю., Гонтовая Л.И., Дирксен О.В., Перепелов А.Б., Москалева С.В., Карташева Е.В. Гибридные лавы Жупановской группы вулканов (Камчатка) // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) 06-13 сентября 2021 г., г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. С. 248.
90. Рогозин А.Н., Леонов В.Л., Бергаль-Кувикас О.В. Необычные игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры (Камчатка): строение разрезов и петрохимические особенности // Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и сейсмологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии, 2011. С. 234–237.
91. Рогозин А.Н., Смирнов С.З. Содержание H₂O в расплавах, участвовавших в образовании кальдеры Карымшина (Южная Камчатка) // Материалы XXVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 24-29 марта 2025 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2025. С. 111–114.
92. Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: изд-во СО РАН. – 1997. – 144 с.
93. Селянгин О.Б. Мутновский вулкан, Камчатка: новые данные о структуре, эволюции и прогноз активности // Вулканология и сейсмология. – 1993. – Т. 1. С. 17–38.
94. Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра, Южная Камчатка // Вулканология и сейсмология. – 1999. – Т. 2. С. 3–23.
95. Сеньюков С.Л., Нуждина И.Н. Сейсмичность вулкана Корякский в 1966-2009 гг. // Труды региональной научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», 11-17 ноября 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 91–95.
96. Сеньюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В. Сейсмичность вулкана Авачинский в 1994-2020 гг. // Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием 26 сентября–2 октября 2021 г. г. Петропавловск-Камчатский: Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (Обнинск), 2021. С. 221–227.
97. Серафимова Е.К., Овсянников А.А., Муравьев Я.Д. Вулканические эксгаляции вулкана Авачинский в постэруптивном процессе после извержения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. – 2002. – Т. 4. С. 22–30.
98. Серафимова Е.К. Особенности химического состава фумарольных газов Мутновского вулкана // Бюллетень Вулканологических Станций. – 1966. – Т. 42. С. 56–65.
99. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана

- Горелый (Камчатка): данные по расплавленным и флюидным включениям // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. № 1. С. 103–133.
100. Соболевская О.В. Сейсмичность вулкана Горелый в 1984-2009 гг. // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Матер. региональн. конф. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2009. С. 382–386.
 101. Сугробов В.М., Яновский Ф.А. Глава 4. Геотермическое поле, вынос тепла вулканами и гидротермами Камчатки. // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 58–71.
 102. Таран Ю.А., Есиков А.Д., Чешко А.Л. Дейтерий и кислород-18 в термальных водах Мутновского геотермального района, Камчатка // Геохимия. – 1986. – Т. 4. С. 458–468.
 103. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гавриленко М.Г., Озеров А.Ю., Кононкова Н.Н. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов вулканического центра Горелый (Южная Камчатка) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. – 2012. – Т. 6. С. 576–606.
 104. Федоров П.И., Шапиро М.Н. Неогеновые вулканы перешейка Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника. – 1998. – Т. 2. С. 60–76.
 105. Федорченко И.А. Опыт индукционного зондирования в районе Авачинского вулкана // Теория и практика электромагнитных исследований вещества и структур Земли. Свердловск: АН СССР, 1985. С. 100–105.
 106. Федотов С.А., Масуренков Ю.П. Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. – 302 с.
 107. Федотов С.А., Сугробов В.М., Уткин И.С., Уткина Л.И. Возможности использования тепла магматического очага Авачинского вулкана и окружающих его пород для тепло-и электроснабжения. // Вулканология и сейсмология. – 2007. – Т. 1. С. 32–46.
 108. Фирстов П.П., Шакирова А.А., Максимов А.П., Черных Е.В. Активизация Авачинского вулкана в 2019 г. // Вулканология и сейсмология. – 2021. – Т. 3. С. 1–15.
 109. Флоренский И.В., Трифонов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. – 1985. – Т. 4. С. 78–87.
 110. Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеанская Геология. – 2021. – Т. 40. № 5. С. 3–15.
 111. Хритова М.А., Мордвинова В.В., Кобелева Е.А. Структура земной коры и верхов мантии восточной части полуострова Камчатка по данным приемных функций продольных волн // Геодинамика и тектонофизика. – 2025. – Т. 16. № 3. С. 0831.
 112. Чащин А.А., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Екимов Н.И., Владимирова Т.П. Физико-химические условия формирования и эволюции позднеплейстоцен-голоценовых магм вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка) // Тихоокеанская Геология. – 2011. – Т. 30. № 4. С. 87–108.
 113. Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сеньюков С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Ящук В.В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. – 2013. – Т. 2013. № 1. С. 18–40.
 114. Шакирова А.А., Ящук В.В., Остроухов С.А., Чебров В.В. Новые сейсмические станции в районе Мутновско-Горелой группы вулканов (п-ов Камчатка, Россия) // Наука и Технологические Разработки. – 2025. – Т. 104. № 4. С. 3–13.
 115. Шеймович В.С., Головин Д.И. Возраст кислых вулканических пород района Больше-Баннских источников // Вулканология и сейсмология. – 2003. – Т. 1. С. 21–25.

116. Шеймович В.С., Кожемяко Н.Н., Важеевская А.А., Литасов Н.Е. Вулкан Большая Ипелька в Южно-Камчатской вулканической зоне // Бюллетень Вулканологических Станций. – 1978. – Т. 54. С. 89–96.
117. Шеймович В.С., Сидоров М.Д. Строение фундамента вулканического пояса Юговосточная Камчатка // Вулканология и сейсмология. – 2000. – Т. 5. С. 68–75.
118. Шеймович В.С., Хацкин С.В. Риодацитовая магматическая формация юго-восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 1996. – Т. 5. С. 99–105.
119. Шеймович В.С., Патока М.Г., Камчатгеология. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра, 1989. – 207 с.
120. Abramnikov S., Shapiro N.M., Koulakov I., Abkadyrov I. Clustering of Long-Period Earthquakes Beneath Gorely Volcano (Kamchatka) during a Degassing Episode in 2013 // *Geosciences*. – 2020. – Vol. 10. № 6. P. 230.
121. Aiuppa A., Giudice G., Liuzzo M., Tamburello G., Allard P., Calabrese S., Chaplygin I., McGonigle A. J. S., Taran Y. First volatile inventory for Gorely volcano, Kamchatka // *Geophys. Res. Lett.* – 2012. – Vol. 39. № 6. P. 2012GL051177.
122. Aki K. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1980. – Vol. 21. № 1. pp. 50–60.
123. Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors // *Bull. Earthq. Res. Inst.* – 1957. – Vol. 35. pp. 415–456.
124. Ardhuin F., Gualtieri L., Stutzmann E., Nakata N., Fichtner A. Physics of ambient noise generation by ocean waves // *Seism. Ambient Noise*. – 2019. pp. 69–108.
125. Aster R.C., McNamara D.E., Bromirski P.D. Global trends in extremal microseism intensity // *Geophys. Res. Lett.* – 2010. – Vol. 37. P. L14303.
126. Baig A.M., Campillo M., Brenguier F. Denoising seismic noise cross correlations // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2009. – Vol. 114. № B8. P. 2008JB006085.
127. Belovezhets N., Berezhnev Y., Abramnikov S., Abkadyrov I., Dergach P., Khmarin E., Chebrov D., Koulakov I. Crustal Sources of Geothermal and Magmatic Activity in the Area of Mutnovsky-Gorely Volcanic Complex (Kamchatka) Inferred From Ambient Noise Tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2026. – Vol. 131. № 1. P. e2025JB032025.
128. Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abramnikov S., Smirnov S.Z., Abkadyrov I. Magma and hydrothermal sources below the northern part of Paramushir Island (Kuril Arc) inferred from ambient noise tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2023. – Vol. 443. P. 107931.
129. 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. – Vol. 169. № 3. pp. 1239–1260.
130. Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N.M., Abramnikov S., Koulakov I. Tracking Changes in the Tremor Sources Associated with a Gorely Volcano Degassing Episode in 2013 // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2025. – Vol. 468. P. 108452.
131. Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., Larionova Y., Perepelov A., Khubaeva O. Pleistocene-Holocene Monogenetic Volcanism at the Malko-Petropavlovsk Zone of Transverse Dislocations on Kamchatka: Geochemical Features and Genesis // *Pure Appl. Geophys.* – 2022. – Vol. 179. № 11. pp. 3989–4011.

132. Bergal-Kuvikas O., Leonov V., Rogozin A., Bindeman I., Kliapitskiy E., Churikova T. Stratigraphy, structure and geology of Late Miocene Verkhneavachinskaya caldera with basaltic-andesitic ignimbrites at Eastern Kamchatka // *J. Geosci.* – 2019. – Vol. 64. pp. 229–250.
133. Berteussen K.-A. Moho depth determinations based on spectral-ratio analysis of NORSAR long-period P waves // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1977. – Vol. 15. № 1. pp. 13–27.
134. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 1998. – Vol. 103. № B12. pp. 30055–30078.
135. Bindeman I.N., Leonov V.L., Colón D.P., Rogozin A.N., Shipley N., Jicha B., Loewen M.W., Gerya T.V. Isotopic and Petrologic Investigation, and a Thermomechanical Model of Genesis of Large-Volume Rhyolites in Arc Environments: Karymshina Volcanic Complex, Kamchatka, Russia // *Front. Earth Sci.* – 2019. – Vol. 6. P. 238.
136. Bindeman I. N., Leonov V. L., Izbekov P. E., Ponomareva V. V., Watts K. E., Shipley N. K., Perepelov A. B., Bazanova L. I., Jicha B. R., Singer B. S., Schmitt A. K., Portnyagin M. V., Chen C. H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2010. – Vol. 189. № 1–2. pp. 57–80.
137. Bodin T., Sambridge M. Seismic tomography with the reversible jump algorithm // *Geophys. J. Int.* – 2009. – Vol. 178. № 3. pp. 1411–1436.
138. Bodin T., Sambridge M., Rawlinson N., Arroucau P. Transdimensional tomography with unknown data noise // *Geophys. J. Int.* – 2012. – Vol. 189. № 3. pp. 1536–1556.
139. Bushenkova N., Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Shapiro N., Gordeev E.I., Chebrov D.V., Abkadyrov I., Jakovlev A., Stupina T., Novgorodova A., Droznina S., Huang H.-H. Connections between arc volcanoes in Central Kamchatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2023. – Vol. 435. pp. 107768.
140. Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S., Gordeev E.I., Huang H., El Khrepy S., Al Arifi N. Tomographic Images of Magma Chambers Beneath the Avacha and Koryaksky Volcanoes in Kamchatka // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2019. – Vol. 124. № 9. pp. 9694–9713.
141. Campillo M., Paul A. Long-range correlations in the diffuse seismic coda // *Science.* – 2003. – Vol. 299. № 5606. pp. 547–549.
142. Chouet B.A., Matoza R.S. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2013. – Vol. 252. pp. 108–175.
143. Churikov V.A., Kuzmin Yu.O. Relation between deformation and seismicity in the active fault zone of Kamchatka, Russia // *Geophys. J. Int.* – 1998. – Vol. 133. № 3. pp. 607–614.
144. Claerbout J. A summary, by illustrations, of least-squares filters with constraints // *IEEE Trans. Inf. Theory.* – 1968. – Vol. 14. № 2. pp. 269–272.
145. Dahlen F.A., Tromp J. *Theoretical Global Seismology.* Princeton University Press, 1998. – 1025 p.
146. Derode A., Larose E., Campillo M., Fink M. How to estimate the Green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors? Application to acoustic waves // *Appl. Phys. Lett.* – 2003. – Vol. 83. № 15. pp. 3054–3056.
147. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wörner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2000. – Vol. 104. № 1–4. pp. 131–151.

148. Duggen S., Portnyagin M., Baker J., Ulfbeck D., Hoernle K., Garbe-Schönberg D., Grassineau N. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2007. – Vol. 71. № 2. pp. 452–480.
149. Duvall Jr T.L., Jefferies S.M., Harvey J.W., Pomerantz M.A. Time–distance helioseismology // *Nature.* – 1993. – Vol. 362. № 6419. pp. 430–432.
150. Egorushkin I., Koulakov I., Jakovlev A., Huang H.-H., Gordeev E.I., Abkadyrov I., Chebrov D. Crustal structure beneath Central Kamchatka inferred from ambient noise tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2024. – Vol. 449. P. 108070.
151. Ekström G. Love and Rayleigh phase-velocity maps, 5–40 s, of the western and central USA from USArray data // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2014. – Vol. 402. pp. 42–49.
152. Ekström G., Abers G.A., Webb S.C. Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and Aki's spectral formulation // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – Vol. 36. № 18. P. 2009GL039131.
153. Gal M., Reading A.M., Rawlinson N., Schulte-Pelkum V. Matched field processing of three-component seismic array data applied to Rayleigh and Love microseisms // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2018. – Vol. 123. № 8. pp. 6871–6889.
154. Galetti E., Curtis A., Meles G.A., Baptie B. Uncertainty loops in travel-time tomography from nonlinear wave physics // *Phys. Rev. Lett.* – 2015. – Vol. 114. № 14. P. 148501.
155. Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P.R., Carr M.J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L. Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse // *Bull. Volcanol.* – 2016. – Vol. 78. № 7. P. 47.
156. Golos E.M., Fang H., Yao H., Zhang H., Burdick S., Vernon F., Schaeffer A., Lebedev S., Van Der Hilst R.D. Shear Wave Tomography Beneath the United States Using a Joint Inversion of Surface and Body Waves // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2018. – Vol. 123. № 6. pp. 5169–5189.
157. Gorbato A. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // *Geophys. J. Int.* – 1999. – Vol. 137. № 2. P. 269.
158. Gorbato A., Kostoglodov V., Suárez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka Subduction Zone // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 1997. – Vol. 102. № B8. pp. 17883–17898.
159. Green P.J. Reversible jump MCMC computation and Bayesian model determination: *Biometrika* // *Biometrika.* – 1995. – Vol. 82. № 4. pp. 711–732.
160. 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. Solid Earth.* – 2020. – Vol. 125. № 3. P. e2019JB018900.
161. Groos J.C., Bussat S., Ritter J.R.R. Performance of different processing schemes in seismic noise cross-correlations // *Geophys. J. Int.* – 2012. – Vol. 188. № 2. pp. 498–512.
162. Hable S., Sigloch K., Barruol G., Stähler S.C., Hadziioannou C. Clock errors in land and ocean bottom seismograms: high-accuracy estimates from multiple-component noise cross-correlations // *Geophys. J. Int.* – 2018. – Vol. 214. № 3. pp. 2014–2034.
163. Hadziioannou C., Larose E., Baig A., Roux P., Campillo M. Improving temporal resolution in ambient noise monitoring of seismic wave speed // *J. Geophys. Res.* – 2011. – Vol. 116. № B7. P. B07304.

164. Halliday D., Curtis A. Seismic interferometry, surface waves and source distribution // *Geophys. J. Int.* – 2008. – Vol. 175. № 3. pp. 1067–1087.
165. Hastings W.K. Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications // *Biometrika.* – 1970. – Vol. 57. № 1. pp. 97–109.
166. Herrmann R.B. Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research // *Seismol. Res. Lett.* – 2013. – Vol. 84. № 6. pp. 1081–1088.
167. Hu S., Luo S., Yao H. The Frequency-Bessel Spectrograms of Multicomponent Cross-Correlation Functions From Seismic Ambient Noise // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2020. – Vol. 125. № 8. P. e2020JB019630.
168. Ishimaru S., Arai S. Highly silicic glasses in peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka arc; implications for melting and metasomatism within the sub-arc mantle // *Lithos.* – 2009. – Vol. 107. № 1–2. pp. 93–106.
169. Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V.M. Melting and Multi-stage Metasomatism in the Mantle Wedge beneath a Frontal Arc Inferred from Highly Depleted Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // *J. Petrol.* – 2006. – Vol. 48. № 2. pp. 395–433.
170. Jaxybulatov K., Shapiro N.M., Koulakov I., Mordret A., Landes M., Sens-Schonfelder C. A large magmatic sill complex beneath the Toba caldera // *Science.* – 2014. – Vol. 346. № 6209. pp. 617–619.
171. Jin G., Gaherty J.B., Abers G.A., Kim Y., Eilon Z., Buck W.R. Crust and upper mantle structure associated with extension in the Woodlark Rift, Papua New Guinea from Rayleigh-wave tomography // *Geochem. Geophys. Geosystems.* – 2015. – Vol. 16. № 11. pp. 3808–3824.
172. Kästle E.D., Paffrath M., El-Sharkawy A., the AlpArray and Swath-D working groups. Alpine Crust and Mantle Structure From 3D Monte Carlo Surface- and Body-Wave Tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2025. – Vol. 130. № 2. P. e2024JB030101.
173. Kästle E.D., Soomro R., Weemstra C., Boschi L., Meier T. Two-receiver measurements of phase velocity: cross-validation of ambient-noise and earthquake-based observations // *Geophys. J. Int.* – 2016. – Vol. 207. № 3. pp. 1493–1512.
174. Kästle E.D., Tilmann F., AlpArray and Swath-D Working Groups. Anisotropic Reversible-Jump MCMC Shear-Velocity Tomography of the Eastern Alpine Crust // *Geochem. Geophys. Geosystems.* – 2024. – Vol. 25. № 3. P. e2023GC011238.
175. Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.* – 1991. – Vol. 105. № 2. pp. 429–465.
176. Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1997. – Vol. 61. № 3. pp. 577–600.
177. Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Usacheva O.O., Kiryukhin P.A. Thermal-permeability structure and recharge conditions of the Mutnovsky high temperature geothermal field (Kamchatka, Russia) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2018. – Vol. 356. pp. 36–55.
178. Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Voronin P.O., Zhuravlev N.B., Usacheva O.O., Solomatin A.V., Kiryukhin P.A. Magma fracking and production reservoirs beneath and adjacent to Mutnovsky volcano based on seismic data and hydrothermal activity // *Geothermics.* – 2022. – Vol. 105. P. 102474.

179. Kitsura E., Koulakov I., Girona T., Jakovlev A., Abkadyrov I., Bushenkova N., Chebrov D., Izbekov P., Qaysi S.I., Alajmi M.S. Seismic structure beneath the Avacha and Koryaksky volcanoes in Kamchatka based on the data of permanent and temporary networks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2023. – Vol. 443. P. 107937.
180. Koulakov I.Y., Maksotova G., Jaxybulatov K., Kasatkina E., Shapiro N. M., Luehr B., 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. Geosystems.* – 2016. – Vol. 17. № 10. pp. 4195–4211.
181. Koulakov I., Abkadyrov I., Al Arifi N., Deev E., Droznina S., Gordeev E.I., Jakovlev A., El Khrepy S., Kulakov R.I., Kugaenko Y., Novgorodova A., Senyukov S., Shapiro N., Stupina T., West M. Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2017. – Vol. 122. № 5. pp. 3852–3874.
182. Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Voronova M., Jakovlev A. Deep magma sources beneath Central Kamchatka inferred from teleseismic tomography // *Sci. Rep.* – 2025. – Vol. 15. № 1. P. 16691.
183. Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N.M., Abkadyrov I., Deev E., Jakovlev A., Kuznetsov P., Gordeev E., Chebrov V. Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2014. – Vol. 285. pp. 36–46.
184. Kozhurin A. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // *Tectonophysics.* – 2004. – Vol. 380. № 3. pp. 273–285.
185. Kozhurin A., Zelenin E. An extending island arc: The case of Kamchatka // *Tectonophysics.* – 2017. – Vol. 706–707. pp. 91–102.
186. Krashenninnikov S.P., Bazanova L.I., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V. Detailed tephrochronology and composition of major Holocene eruptions from Avachinsky, Kozelsky, and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2020. – Vol. 408. P. 107088.
187. Kuznetsov P., Koulakov I., Jakovlev A., Abkadyrov I., Deev E., Gordeev E., Senyukov S., El Khrepy S., Al Arifi N. Structure of Volatile Conduits beneath Gorely Volcano (Kamchatka) Revealed by Local Earthquake Tomography // *Geosciences.* – 2017. – Vol. 7. № 4. P. 111.
188. Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka Subduction Zone // *Geophysical Monograph Series / под ред. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara, J. Lees. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 2007. pp. 57–64.*
189. Larose E., Derode A., Clorennec D., Margerin L., Campillo M. Passive retrieval of Rayleigh waves in disordered elastic media // *Phys. Rev. E—Statistical Nonlinear Soft Matter Phys.* – 2005. – Vol. 72. № 4. P. 046607.
190. Laske G., Widmer-Schmid R. Theory and Observations: Normal Mode and Surface Wave Observations // *Treatise on Geophysics. Elsevier, 2015. pp. 117–167.*
191. Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature.* – 2002. – Vol. 418. № 6899. pp. 763–767.
192. Levshin A.L., Barmin M.P., Ritzwoller M.H. Tutorial review of seismic surface waves' phenomenology // *J. Seismol.* – 2018. – Vol. 22. № 2. pp. 519–537.
193. Levshin A.L., Ritzwoller M.H. Automated Detection, Extraction, and Measurement of Regional Surface Waves: // *Pure Appl. Geophys.* – 2001. – Vol. 158. № 8. pp. 1531–1545.

194. Levshin A., Pisarenko V.F., Pogrebinsky G.A. On a frequency-time analysis of oscillations // *Ann Geophys.* – 1972. – Vol. 28. pp. 211–218.
195. Lin F.-C., Moschetti M.P., Ritzwoller M.H. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps // *Geophys. J. Int.* – 2008. – Vol. 173. № 1. pp. 281–298.
196. Lin F.-C., Ritzwoller M.H. Empirically determined finite frequency sensitivity kernels for surface waves: Empirical sensitivity kernels for surface waves // *Geophys. J. Int.* – 2010. – Vol. 182. № 2. pp. 923–932.
197. Lin F.-C., Ritzwoller M.H. Helmholtz surface wave tomography for isotropic and azimuthally anisotropic structure: Helmholtz surface wave tomography // *Geophys. J. Int.* – 2011. – Vol. 186. № 3. pp. 1104–1120.
198. Lin F.-C., Ritzwoller M.H., Shen W. On the reliability of attenuation measurements from ambient noise cross-correlations // *Geophys. Res. Lett.* – 2011. – Vol. 38. № 11. P. L11303.
199. Luu K. disba: Numba-accelerated computation of surface wave dispersion // *Zenodo*. Available at: <https://doi.org/10.5281/zenodo.14534395>.
200. Malik N.A. A decade (2013–2023) of direct sampling from high-temperature fumaroles at Avacha Volcano, Kamchatka: Gas geochemistry, seasonal and long-term variations // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2024. – Vol. 455. P. 108179.
201. Manen D.-J. van, Curtis A., Robertsson J. A. Interferometric modeling of wave propagation in inhomogeneous elastic media using time reversal and reciprocity // *Geophysics.* – 2006. – Vol. 71. № 4. pp. SI47–SI60.
202. McNamara D.E., Boaz R.I., Nakata N., Gualtieri L., Fichtner A. Visualization of the seismic ambient noise spectrum // *Seism. Ambient Noise.* – 2019. pp. 1–29.
203. McNamara D.E., Buland R.P. Ambient noise levels in the continental United States // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2004. – Vol. 94. № 4. pp. 1517–1527.
204. Meliksetian Kh., Sargsyan L., Koulakov I., Toghramadjian N., Belovezhets N., Berezhnev Y., Navasardyan G., Grigoryan E., Vasilevsky A., Sahakyan E. Deep Sources of Recent Volcanism in Armenia Inferred From Ambient Noise Tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2026. – Vol. 131. № 1. P. e2025JB032349.
205. Metropolis N., Rosenbluth A.W., Rosenbluth M.N., Teller A.H., Teller E. Equation of State Calculations by Fast Computing Machines // *J. Chem. Phys.* – 1953. – Vol. 21. № 6. pp. 1087–1092.
206. Moreau L., Stehly L., Boué P., Lu Y., Larose E., Campillo M. Improving ambient noise correlation functions with an SVD-based Wiener filter // *Geophys. J. Int.* – 2017. – Vol. 211. № 1. pp. 418–426.
207. Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Lin F., Yang Y. Seismic evidence for widespread western-US deep-crustal deformation caused by extension // *Nature.* – 2010. – Vol. 464. № 7290. pp. 885–889.
208. Mosegaard K., Tarantola A. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 1995. – Vol. 100. № B7. pp. 12431–12447.
209. Nurmukhamedov A.G., Sidorov M.D. Deep structure and geothermal potential along the regional profile set from Opala Mountain to Vakhil' River (Southern Kamchatka) // *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* – 2019. – Vol. 249. P. 012041.

210. Paige C.C., Saunders M.A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares // *ACM Trans. Math. Softw. TOMS.* – 1982. – Vol. 8. № 1. pp. 43–71.
211. Peyton V., Levin V., Park J., Brandon M., Lees J., Gordeev E., Ozerov A. Mantle flow at a slab edge: Seismic anisotropy in the Kamchatka Region // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – Vol. 28. № 2. pp. 379–382.
212. Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene–Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2006. – Vol. 158. № 1–2. pp. 117–138.
213. Ponomareva V., Melekestsev I., Braitseva O., Churikova T., Pevzner M., Sulerzhitsky L. Late Pleistocene–Holocene volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region // *Geophysical Monograph Series* / под ред. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara, J. Lees. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 2007. pp. 165–198.
214. Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2015. – Vol. 307. pp. 133–155.
215. Rawlinson N., Sambridge M. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method // *Geophys. J. Int.* – 2004. – Vol. 156. № 3. pp. 631–647.
216. Rickett J., Claerbout J. Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring // *Lead. Edge.* – 1999. – Vol. 18. № 8. pp. 957–960.
217. Ritzwoller M.H., Lin F.-C., Shen W. Ambient noise tomography with a large seismic array // *Comptes Rendus Geosci.* – 2011. – Vol. 343. № 8–9. pp. 558–570.
218. Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Barmin M.P., Levshin A.L. Global surface wave diffraction tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2002. – Vol. 107. № B12. pp. ESE 4-1–ESE 4-13.
219. Roux P., Moreau L., Lecointre A., Hillers G., Campillo M., Ben-Zion Y., Zigone D., Vernon F. A methodological approach towards high-resolution surface wave imaging of the San Jacinto Fault Zone using ambient-noise recordings at a spatially dense array // *Geophys. J. Int.* – 2016. – Vol. 206. № 2. pp. 980–992.
220. Sabra K.G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W.A., Fehler M.C. Surface wave tomography from microseisms in Southern California // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – Vol. 32. № 14. P. 2005GL023155.
221. Sambridge M., Gallagher K., Jackson A., Rickwood P. Trans-dimensional inverse problems, model comparison and the evidence // *Geophys. J. Int.* – 2006. – Vol. 167. № 2. pp. 528–542.
222. Sánchez-Sesma F.J., Campillo M. Retrieval of the Green's function from cross correlation: the canonical elastic problem // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2006. T. 96. № 3. pp. 1182–1191.
223. Schimmel M., Gallart J. Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2007. – Vol. 112. P. B04303.
224. Seligman A., Bindeman I., Jicha B., Ellis B., Ponomareva V., Leonov V. Multi-Cyclic and Isotopically Diverse Silicic Magma Generation in an Arc Volcano: Gorely Eruptive Center, Kamchatka, Russia // *J. Petrol.* – 2014. – Vol. 55. № 8. pp. 1561–1594.
225. Selyangin O. B. Location and Regimes of Activity of Near-Surface Magmatic Chambers of the Volcanoes Mutnovsky and Gorely, Mutnovsky Geothermal Region, Kamchatka: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2019b. pp. 23–30.

226. Selyangin O.B. Structure, substance and near-surface magmatic chambers of Mutnovsky and Gorely volcanoes (Mutnovsky geothermal region, Kamchatka). II. Mutnovsky volcano // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing, 2019a. P. 012020.
227. Sens-Schönfelder C. Synchronizing seismic networks with ambient noise // *Geophys. J. Int.* – 2008. – Vol. 174. № 3. pp. 966–970.
228. Sens-Schönfelder C., Pomponi E., Peltier A. Dynamics of Piton de la Fournaise volcano observed by passive image interferometry with multiple references // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2014. – Vol. 276. pp. 32–45.
229. Seydoux L., Shapiro N.M., De Rosny J., Brenguier F., Landès M. Detecting seismic activity with a covariance matrix analysis of data recorded on seismic arrays // *Geophys. J. Int.* – 2016. – Vol. 204. № 3. pp. 1430–1442.
230. Shapiro N.M., Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise // *Geophys. Res. Lett.* – 2004. – Vol. 31. № 7. P. 2004GL019491.
231. Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H. High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise // *Science*. – 2005. – Vol. 307. № 5715. pp. 1615–1618.
232. Shapiro N.M., Ritzwoller M.H., Bensen G.D. Source location of the 26 sec microseism from cross-correlations of ambient seismic noise // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33. № 18. P. L18310.
233. Sieminski A., Lévêque J., Debayle E. Can finite-frequency effects be accounted for in ray theory surface wave tomography? // *Geophys. Res. Lett.* – 2004. – Vol. 31. № 24. P. 2004GL021402.
234. Simon A., Yogodzinski G.M., Robertson K., Smith E., Selyangin O., Kiryukhin A., Mulcahy S.R., Walker J.D. Evolution and genesis of volcanic rocks from Mutnovsky Volcano, Kamchatka // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2014. – Vol. 286. pp. 116–137.
235. Snieder R. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase // *Phys. Rev. E*. – 2004. – Vol. 69. № 4. pp. 046610.
236. Soomro R.A., Weidle C., Cristiano L., Lebedev S., Meier T., PASSEQ Working Group. Phase velocities of Rayleigh and Love waves in central and northern Europe from automated, broadband, interstation measurements // *Geophys. J. Int.* – 2016. – Vol. 204. № 1. pp. 517–534.
237. Soubestre J., Seydoux L., Shapiro N.M., De Rosny J., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Senyukov S.L., Gordeev E.I. Depth Migration of Seismovolcanic Tremor Sources Below the Klyuchevskoy Volcanic Group (Kamchatka) Determined From a Network-Based Analysis // *Geophys. Res. Lett.* – 2019. – Vol. 46. № 14. pp. 8018–8030.
238. Spichak V., Schwartz Ya., Nurmukhamedov A. Conceptual Model of the Mutnovsky Geothermal Deposit (Kamchatka) Based on electromagnetic, gravity and magnetic data. European Association of Geoscientists & Engineers, 2007. P. 166.
239. Stehly L., Campillo M., Shapiro N.M. Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts // *Geophys. J. Int.* – 2007. – Vol. 171. № 1. pp. 223–230.
240. Stehly L., Froment B., Campillo M., Liu Q.Y., Chen J.H. Monitoring seismic wave velocity changes associated with the Mw 7.9 Wenchuan earthquake: increasing the temporal resolution using curvelet filters // *Geophys. J. Int.* – 2015. – Vol. 201. № 3. pp. 1939–1949.
241. Stockwell R.G., Mansinha L., Lowe R.P. Localization of the complex spectrum: the S transform // *IEEE Trans. Signal Process.* – 2002. – Vol. 44. № 4. pp. 998–1001.

242. Sun R., Li J., Yan Y., Liu H., Bai L., Chen Y. Three-Dimensional Urban Subsurface Space Tomography with Dense Ambient Noise Seismic Array // *Surv. Geophys.* – 2024. – Vol. 45. № 3. pp. 819–843.
243. Syracuse E.M., Abers G.A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // *Geochem. Geophys. Geosystems.* – 2006. – Vol. 7. № 5. P. 2005GC001045.
244. Tarantola A., Valette B. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion // *Rev. Geophys.* – 1982. – Vol. 20. № 2. pp. 219–232.
245. Taylor G., Hillers G. Estimating temporal changes in seismic velocity using a Markov chain Monte Carlo approach // *Geophys. J. Int.* – 2020. – Vol. 220. № 3. pp. 1791–1803.
246. Tilmann F.J., Sadeghisorkhani H., Mauerberger A. Another look at the treatment of data uncertainty in Markov chain Monte Carlo inversion and other probabilistic methods // *Geophys. J. Int.* – 2020. – Vol. 222. № 1. pp. 388–405.
247. Ushakov S.V., Muravyev Ya.D., Ovsyannikov A.A., Senyukov S.L., Dvigalo V.N., Timofeeva I.F. Gas monitoring in 1994–2005 and recent activity at Avachinsky volcano // *Proceedings of the 5th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP-2006).* Hokkaido, Japan, 2006. pp. 67–169.
248. Ventosa S., Schimmel M., Stutzmann E. Extracting surface waves, hum and normal modes: time-scale phase-weighted stack and beyond // *Geophys. J. Int.* – 2017. – Vol. 211. № 1. pp. 30–44.
249. Viccaro M., Giuffrida M., Nicotra E., Ozerov A.Yu. Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry // *Lithos.* – 2012. – Vol. 140–141. pp. 11–24.
250. Volynets O.N. Geochemical Types, Petrology, and Genesis of Late Cenozoic Volcanic Rocks from the Kurile-Kamchatka Island-Arc System // *Int. Geol. Rev.* – 1994. – Vol. 36. № 4. pp. 373–405.
251. Waltham T. A guide to the volcanoes of southern Kamchatka, Russia // *Proc. Geol. Assoc.* – 2001. – Vol. 112. № 1. pp. 67–78.
252. Wang Y., Allam A., Lin F. Imaging the Fault Damage Zone of the San Jacinto Fault Near Anza With Ambient Noise Tomography Using a Dense Nodal Array // *Geophys. Res. Lett.* – 2019. – Vol. 46. № 22. pp. 12938–12948.
253. Wapenaar K., Fokkema J. Green's function representations for seismic interferometry // *Geophysics.* – 2006. – Vol. 71. № 4. pp. SI33–SI46.
254. Weaver R.L., Hadziioannou C., Larose E., Campillo M. On the precision of noise correlation interferometry: Precision of noise correlation interferometry // *Geophys. J. Int.* – 2011. – Vol. 185. № 3. pp. 1384–1392.
255. Weaver R.L. Information from Seismic Noise // *Science.* – 2005. – Vol. 307. pp. 1568–156.
256. Weaver R.L., Lobkis O.I. Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlations at MHz frequencies // *Phys. Rev. Lett.* – 2001. – Vol. 87. № 13. P. 134301.
257. Webb S.C. The Earth's 'hum' is driven by ocean waves over the continental shelves // *Nature.* – 2007. – Vol. 445. № 7129. pp. 754–756.
258. Withers M.M., Aster R.C., Young C.J., Chael E.P. High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1996. – Vol. 86. № 5. pp. 1507–1515.

259. Woodhouse J.H. Surface waves in a laterally varying layered structure // *Geophys. J. Int.* – 1974. – Vol. 37. № 3. pp. 461–490.
260. Wu W.-J., Su C.-M., Chen C.-H. The Investigation of Shallow Structures at the Meishan Fault Zone with Ambient Noise Tomography Using a Dense Array Data // *Appl. Sci.* – 2022. – Vol. 12. № 12. P. 5847.
261. Zelenski M.E., Bortnikova S.B. Sublimate speciation at Mutnovsky volcano, Kamchatka // *Eur. J. Mineral.* – 2005. – Vol. 17. P. 107–118.
262. Zhang G., Chen X., Yu C., Feng X., Liu Q., Gao L., Song W. A Stockwell-Bessel Transform Based Method for Extracting Broadband Dispersion Curve From Seismic Ambient Noise Data // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2025. – Vol. 130. № 7. P. e2024JB030311.
263. Zhang X., Curtis A., Galetti E., de Ridder S. 3-D Monte Carlo surface wave tomography // *Geophys. J. Int.* – 2018. – Vol. 215. № 3. pp. 1644–1658.
264. Zhang X., Hansteen F., Curtis A., De Ridder S. 1-D, 2-D, and 3-D Monte Carlo Ambient Noise Tomography Using a Dense Passive Seismic Array Installed on the North Sea Seabed // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* – 2020. – Vol. 125. № 2. P. e2019JB018552.
265. Zhdanov M.S. Geophysical inverse theory and regularization problems // *Methods in geochemistry and geophysics.* Elsevier, 2002. – 609 p.
266. Zhou L., Xie J., Shen W., Zheng Y., Yang Y., Shi H., Ritzwoller M.H. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography: Crust and uppermost mantle beneath S China // *Geophys. J. Int.* – 2012. – Vol. 189. № 3. pp. 1565–1583.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1. Используемые сейсмические станции и их характеристики.

Имя станции	Тип сенсора	Мин. частота (Гц)	Макс. частота (Гц)	Широта, град	Долгота, град	Высота, м	Дата установки	Дата снятия
AV01G	Güralp CMG-6T широкополосный велосиметр (30 с период)	0.033	0.4	53,37 059	158,7 345	1095	22.08.2018	02.10.2018
AV02G				53,39 09	158,8 313	898	22.08.2018	01.06.2019
AV03G				53,32 547	158,8 377	769	22.08.2018	18.05.2019
AV04G				53,31 541	159,0 092	403	22.08.2018	01.06.2019
AV05G				53,24 573	159,0 119	447	22.08.2018	01.06.2019
AV06G				53,19 98	158,9 231	725	16.08.2018	05.10.2018
AV07G				53,15 234	158,7 549	397	16.08.2018	26.05.2019
D0.AVH				53.26 4	158.7 4	942	-	-
D0.SPN				53.11	160.0 1	95	-	-
D0.PAU				51.47	156.8 2	130	2013-07-17	-

Продолжение Таблицы №1.

D0.KDT				51.81	158.0 8	22	-	-
D0.DAL				53.03	158.7 5	57	-	-
JRV21				52.69 6555)	158.3 12371	1012	30.07.2023	07.09.2023
JRV22				52.67 1742	158.2 35098	794	30.07.2023	04.10.2023
JRV24				52.62 5529	158.2 25211	935	30.07.2023	03.10.2023
JRV25				52.63 4803	158.2 67455	767	26.07.2023	04.10.2023
JRV27				52.64 8634	158.3 41065	804	26.07.2023	20.09.2023
JRV28				52.56 9692	158.2 41330	981	26.07.2023	05.10.2023
JRV30				52.60 7788	158.3 07693	797	26.07.2023	05.10.2023
JRV32				52.53 1389	158.2 46152	1154	26.07.2023	04.10.2023
RSF43				52.48 6880	158.1 03345	847	30.07.2023	13.04.2024
RSF46				52.42 2189	158.1 54787	904	30.07.2023	13.04.2024
CR01				53,46 732	158,1 3965	452	16.08.2019	11.09.2019

Продолжение Таблицы №1.

CR02				53,28 359	158,4 9167	207	16.08.2019	25.05.2020
CR03				53,27 196	158,2 0042	92	11.08.2019	20.05.2020
CR04				53,15 419	158,5 3816	150	16.08.2019	06.07.2020
EH02				53,27 051	159,7 2339	445	31.08.2019	13.10.2019
EH04				53,45 255	159,4 6460	213	31.08.2019	27.09.2019
EH05				53,66 828	159,5 0627	46	30.08.2019	13.12.2019
EH08				53,38 580	158,9 7618	359	30.08.2019	08.06.2020
EH09				53,14 653	159,0 9673	29	16.08.2019	25.05.2020
EH10				53,65 254	158,4 4545	385	30.08.2019	13.12.2019
EH11				53,89 414	158,4 6268	944	30.08.2019	13.12.2019
WH02				53,60 647	157,2 8946	933	05.09.2019	14.06.2020
WH04				53,18 066	157,1 5796	151	05.09.2019	12.06.2020
WR01				53,08 653	156,8 8306	119	07.08.2019	16.05.2020

Продолжение Таблицы №1.

WR03				53,54 508	156,6 8481	250	09.08.2019	18.06.2020
WR04				53,85 114	156,4 4637	186	09.08.2019	06.05.2020
WR05				52,92 777	156,5 5057	36	07.08.2019	03.11.2019
AV11B	R- sensors CME- 4211 широкоп олосный велосим етр (60 с период)	0.033	0.4	53,34 599	158,5 585	589	22.08.2018	16.07.2019
AV12B				53,40 737	158,5 911	1362	22.08.2018	17.03.2019
AV13B				53,44 311	158,6 994	718	22.08.2018	07.10.2018
AV18B				53,16 33	159,0 351	150	16.08.2018	13.03.2019
A1				52.60 4	158.0 95	1028	26.08.2013	02.05.2014
A2				52.58 9	158.0 62	1030	26.08.2013	28.02.2014
A3				52.58 6	158.1 17	1047	26.08.2013	01.01.2014
A4				52.57 3	158.0 68	1303	26.08.2013	07.08.2014
A5				52.57 2	158.0 99	1016	26.08.2013	11.06.2014
A6				52.56 9	158.1 46	1039	26.08.2013	21.12.2013

Продолжение Таблицы №1.

AVH01				53.19 4825	158.9 20436	712.9	23.09.2012	28.10.2012
AVH02				53.30 8067	158.8 02054	836.1	26.09.2012	27.12.2012
AVH03				53.37 5288	158.7 38316	1028. 1	27.09.2012	26.10.2012
AVH04				53.17 7431	158.7 66954	570.0	01.10.2012	22.10.2012
AVH06				53.33 6643	158.7 93380	960.1	27.09.2012	27.10.2012
AVH07				53.22 8126	158.7 39019	864.1	26.09.2012	17.10.2012
AVH08				53.23 1031	158.6 74165	548.0	02.10.2012	13.08.2013
AVH09				53.42 7090	158.7 23039	714.1	27.09.2012	02.11.2012
AVH10				53.33 1286	158.8 47420	729.1	28.09.2012	01.08.2013
AVH11				53.22 2328	158.9 59491	712.9	23.09.2012	10.07.2013
B1				52.53 4	158.0 76	1289	26.08.2013	06.08.2014
B2				52.53 5	158.1 26	979	27.08.2013	06.08.2014
B3				52.50 3	158.0 58	935	26.08.2013	31.10.2013

Продолжение Таблицы №1.

B4				52.51 4	158.1 07	923	26.08.2013	23.02.2014
B6				52.53 3	158.0 46	1296	26.08.2013	03.01.2014
C1				52.54 0	157.9 66	1228	26.08.2013	21.05.2014
C2				52.54 7	158.0 12	1402	17.09.2013	05.12.2013
C4				52.51 9	158.0 17	1002	26.08.2013	17.04.2014
D1				52.58 5	157.9 49	1075	26.08.2013	10.05.2014
D2				52.58 3	157.9 88	1042	26.08.2013	07.08.2014
D3				52.60 4	158.0 17	1006	26.08.2013	09.06.2014
D4				52.56 5	157.9 59	1162	26.08.2013	05.04.2014
D5				52.56 2	158.0 05	1548	26.07.2013	07.08.2014
JRV31				52.57 5721	158.3 51365	771	26.07.2023	17.04.2024
JRV35				52.56 6638	158.1 64846	965	27.07.2023	19.04.2024
RSF36				52.72 8263	158.2 30165	356	28.07.2023	31.10.2023

Продолжение Таблицы №1.

RSF37				52.70 6322	158.1 96062	207	28.07.2023	15.01.2024
RSF38				52.66 4639	158.1 58205	609	28.07.2023	31.01.2024
RSF39				52.62 7103)	158.1 38956	835	27.07.2023	18.05.2024
RSF40				52.58 6467	158.1 17361	1035	27.07.2023	06.09.2023
RSF41				52.54 2422	158.1 29397	951	27.07.2023	16.05.2024
RSF42				52.51 9324	158.1 72953	1006	26.07.2023	15.09.2023
RSF44				52.47 5880	158.2 42663	970	26.07.2023	27.11.2023
RSF45				52.43 5794	158.2 40543	1120	26.07.2023	15.11.2023
BSP08	Geospace GS-One LF 5 Hz коротко периодн ый велосим етр (0.2 с период)	0.1	0.4	52.85 7584	157.7 93741	406	31.07.2024	05.10.2024
BSP09				52.86 2715	157.7 94384	385	31.07.2024	05.10.2024
BSP10				52.86 7630)	157.7 95277	377	31.07.2024	05.10.2024
BSP11				52.86 0364	157.7 98994	411	31.07.2024	05.10.2024
BSP12				52.86 0895	157.8 05446	405	31.07.2024	05.10.2024

Продолжение Таблицы №1.

BSP13				52.86 1348	157.8 12514	388	31.07.2024	05.10.2024
BSP14				52.86 1549	157.8 17868	385	28.07.2024	05.10.2024
BSP16				52.86 3355	157.8 28386	408	28.07.2024	05.10.2024
BSP18				52.86 4159	157.8 33418	429	28.07.2024	05.10.2024
BSP19				52.85 9862	157.8 37654	456	28.07.2024	05.10.2024
BSP20				52.86 3950	157.8 40490	429	28.07.2024	05.10.2024
BSP23				52.86 0433	157.8 48821	443	28.07.2024	05.10.2024
BSP24				52.86 1843	157.8 50218	453	30.07.2024	05.10.2024
BSP26				52.86 0494	157.8 60078	457	29.07.2024	06.10.2024
BSP27				52.86 4265	157.8 67188	453	29.07.2024	21.08.2024
BSP28				52.86 5708	157.8 71656	455	29.07.2024	06.10.2024
BSP29				52.86 5446	157.8 78192	465	29.07.2024	06.10.2024
BSP30				52.86 7758	157.8 82937	476	29.07.2024	06.10.2024

Продолжение Таблицы №1.

BSP31				52.86 9052	157.8 90077	511	29.07.2024	06.10.2024
BSP32				52.87 2446	157.8 95773	489	29.07.2024	06.10.2024
JRV01				52.60 5682	158.2 61768	145	23.07.2023	23.07.2023
JRV03				52.61 0551	158.2 68878	152	23.07.2023	14.08.2023
JRV04				158.2 73012	158.2 73012	122	22.07.2023	06.09.2023
JRV05				52.61 5580	158.2 77263	89	21.07.2023	24.08.2023
JRV06				52.61 7962	158.2 81822	73	21.07.2023	20.08.2023
JRV07				52.62 0130	158.2 86560	63	22.07.2023	22.09.2023
JRV08				52.62 1788	158.2 91833	54	25.07.2023	14.08.2023
JRV09				52.62 2454	158.2 97599	45	22.07.2023	17.08.2023
JRV10				52.62 4426	158.3 02687	38	22.07.2023	10.08.2023
JRV11				52.62 5617	158.3 08410	34	22.07.2023	15.08.2023
JRV12				52.62 6475	158.3 14105	29	23.07.2023	13.08.2023

Продолжение Таблицы №1.

JRV13				52.62 7987	158.3 19943	22	23.07.2023	09.08.2023
JRV17				52.62 8020	158.3 43090	12	24.07.2023	22.09.2023
JRV18				52.62 7855	158.3 49076	9	24.07.2023	20.08.2023
JRV20				52.62 4209	158.3 57984	10	24.07.2023	20.08.2023
VIL56				52.65 2785	158.2 62941	189	26.09.2023	07.07.2024
VIL57				52.65 3241	158.2 51952	175	25.09.2023	10.10.2023
VIL58				52.65 3736	158.2 42072	194	25.09.2023	01.05.2024
VIL60				52.65 5644	158.2 21180	194	26.09.2023	31.12.2023
VIL61				52.65 4140	158.2 10360	328	26.09.2023	01.08.2024
VIL62				52.65 3837	158.2 00140	413	26.09.2023	18.11.2023
VIL63				52.65 1639	158.1 90093	498	26.09.2023	01.08.2024
VIL64				52.65 4458	158.1 80182	563	26.09.2023	01.08.2024
VIL66				52.66 0222	158.1 64674	587	26.09.2023	19.04.2024

Продолжение Таблицы №1.

JRV54				52.62 4828	158.3 03459	36	24.09.2023	25.07.2024
JRV55				52.62 8822	158.3 24588	25	24.09.2023	26.10.2023
RSF48				52.58 9922	158.0 24550	979	21.09.2023	14.11.2023
RSF49				52.56 9742	157.9 69613	1080	21.09.2023	30.03.2024
RSF50				52.54 0172	157.9 75977	1248	22.09.2023	15.03.2024
RSF51				52.50 6282	157.9 83149	1003	22.09.2023	30.01.2024
RSF52				52.47 2829	157.9 86511	763	22.09.2023	19.04.2024
D0.APC	OKB IFZ SM3 коротко периодн ый велосим етр (~0.8 Гц угловая частота)	0.05	0.4	52.93	157.1 3	120	-	-
P0.UGL				53.21	158.8 3	1200	-	2013-06-01
P0.SPN				53.11	160.0 1	95	-	2013-06-01
P0.SMA				53.27	158.8 1	2050	-	2013-06-01
P0.SDL				53.28	158.8 9	1230	-	2013-06-01
P0.RUS				52.43	158.5 1	125	-	2013-06-01

Продолжение Таблицы №1.

P0.PET				53.02	158.6 5	100	-	2013-06-01
P0.MTV				52.48	158.1 9	1390	-	2013-06-01
P0.MIP				52.28	156.7 6	370	-	2013-06-01
P0.KRY				54.04	159.4 5	900	-	2013-06-01
P0.KRX				53.36	158.6 5	1410	-	2013-06-01
P0.KRK				53.30	158.6 4	1050	-	2013-06-01
P0.KRE				53.30	158.7 5	1845	-	2013-06-01
P0.GRL				52.55	158.0 7	1400	-	2013-06-01
P0.GNL				53.70	157.9 4	1200	-	2013-06-01
P0.AVH				53.26	158.7 4	942	-	2013-06-01
P0.ASA				52.38	157.9 0	920	-	2013-06-01
D0.RUS				52.43	158.5 1	125	-	2013-06-01
D0.GRL				52.55	158.0 7	1400	-	2013-06-01

Продолжение Таблицы №1.

P0.GRL				52.55	158.0 7	1400	-	2013-06-01
YY.ASA				52.38	157.9 0	920	2013-06-01	-
YY.AV H				53.26	158.7 4	942	2013-06-01	-
YY.GNL				53.70	157.9 4	1200	2013-06-01	-
YY.GRL				52.55	158.0 7	1400	2013-06-01	-
YY.KRE				53.30	158.7 5	1845	2013-06-01	-
YY.KRK				53.30	158.6 4	1050	2013-06-01	-
YY.KRX				53.36	158.6 5	1410	2013-06-01	-
YY.KRY				54.04	159.4 5	900	2013-06-01	-
YY.MIP				52.28	156.7 6	370	2013-06-01	-
YY.MT V				52.48	158.1 9	1390	2013-06-01	-
YY.PET				53.02	158.6 5	100	2013-06-01	-
YY.RUS				52.43	158.5 1	125	2013-06-01	-

Продолжение Таблицы №1.

YY.SDL				53.28	158.8 9	1230	2013-06-01	-
YY.SM A				53.27	158.8 1	2050	2013-06-01	-
YY.SPN				53.11	160.0 1	95	2013-06-01	-
YY.UGL				53.21	158.8 3	1200	2013-06-01	-
D0.UBL	Nanomet rics			52.82	156.2 8	57	2018-12-20	-
D0.SBL V	Trillium 120QA- SV1 широкоп олосный велосим етр (120 с период)	0.008 3	0.4	54.30	155.9 6	44	2018-11-30	-
D0.KRM	Güralp CMG- 3TB			52.83	158.1 3	75	2013-07-12	-
D0.IVS	широкоп олосный велосим етр (120 с период)	0.008 3	0.4	53.07	158.6 1	140	-	-

Продолжение Таблицы №1.

JRV23	Nanomet rics Trillium PH широкоп олосный велосим етр (120 с период)	0.008 3	0.4	52.60 1282	158.1 98163	1045	26.07.2023	04.10.2023
JRV33				52.51 6634	158.2 99179	1202	26.07.2023	28.01.2024
CR06				53,07 058	157,8 1938	366	10.08.2019	18.06.2020
CR07				52,88 415	157,8 6186	751	31.08.2019	25.09.2019
CR08				52,80 581	158,1 7136	89	02.09.2019	06.11.2019
CR09				52,70 307	157,9 9481	1001	31.08.2019	06.07.2020
CR10				53,11 71	157,4 0833	255	10.08.2019	22.11.2019
CR11				53,29 016	157,4 7107	273	11.08.2019	14.03.2020
CR12				53,46 615	157,5 8023	307	11.08.2019	27.11.2019
CR13				53,72 099	157,6 416	342	11.08.2019	27.02.2020
CR14				53,89 643	157,7 058	423	11.08.2019	24.10.2019
WH03				53,44 530	157,0 0695	882	05.09.2019	06.02.2020
WR02				53,27 075	156,8 3784	274	09.08.2019	17.09.2019

Таблица 2. Параметры для моделирования шума.

Н, км	V_p , км/с	V_s км/с	ρ , г/см ³	Q_p	Q_s
1.9	3.4065	2.0089	2.2150	10000	5000
6.1	5.5445	3.2953	2.6089	10000	5000
13	6.2708	3.7396	2.7812	10000	5000
19	6.4075	3.7680	2.8223	10000	5000
∞	7.9000	4.6200	3.2760	10000	5000

Таблица 3. Количество лучей и среднеквадратичное отклонение невязок времени распространения для 1-й и 5-й итераций двумерной инверсии групповой скорости.

Период, с	Кол-во лучей (первая итерация)	Средняя абсолютная невязка, с (первая итерация)	Кол-во лучей (пятая итерация)	Средняя абсолютная невязка, с (пятая итерация)	Сокращение невязок, %
1	876	1.2630	561	0.7071	44.01
1.5	893	1.1705	641	0.6391	45.39
2	893	1.2274	662	0.6704	45.37
2.5	920	1.1367	690	0.6283	44.72
3	847	1.1568	612	0.6548	43.39
3.5	755	1.1625	541	0.6418	44.78
4	700	1.1140	505	0.6661	40.20
5	576	1.1440	412	0.7097	37.96
6	454	1.2141	341	0.7571	37.63
7	380	1.3594	283	0.8345	38.61
8	325	1.5341	239	0.8660	43.54
9	262	1.3902	202	0.8960	35.54
10	189	1.2733	140	0.8421	33.86

Таблица 4. Среднеквадратичное значение (RMS) невязок групповой скорости в исходной модели после 1-й и 2-й итераций трехмерной инверсии скорости поперечной волны.

	RMS невязок групповой скорости, км/с	Сокращение невязок, %
Стартовая модель	0.0991	-
Первая итерация	0.0387	60.91
Вторая итерация	0.0325	67.20