

ISSN 0203-0306

Номер 3

Май–Июнь 2024

# ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



НАУКА

— 1727 —

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 3, 2024

---

---

Вулканические цеолиты Ягоднинского месторождения (Камчатский край) <i>П. Е. Белоусов, А. О. Румянцева, П. Э. Кайлачаков</i>	3
Сера в тефре извержения вулкана Опала ~1500 л. н. на Камчатке <i>С. Б. Фелицын, В. Ю. Кирьянов</i>	18
Геохимическая специфика магматических расплавов Восточного вулканического пояса и Срединного хребта Камчатки: анализ результатов изучения расплавных включений <i>М. Л. Толстых, В. Б. Наумов, А. В. Гирнис</i>	27
Тепловой поток континентальных рифтовых зон – новый подход к интерпретации данных <i>М. Д. Хуторской, Е. А. Тевелева</i>	44
Развитие методов комплексного морфометрического анализа рельефа для оценки тектонической раздробленности недр <i>А. Л. Собисевич, А. О. Агибалов, О. В. Бергаль-Кувикас, В. А. Зайцев, Д. С. Зыков, В. М. Макеев, А. В. Полещук, А. А. Сенцов, А. В. Шевченко</i>	59
Моделирование потенциального обвала на вулкане Корякский и оценка вулканопасности для Елизовско-Петропавловской агломерации (Камчатка) <i>А. А. Долгая, О. В. Бергаль-Кувикас</i>	70
Автоматическое удаление низкочастотного шума из сейсмограмм с помощью двоичных отпечатков: алгоритмы, свойства, ограничения <i>К. Ю. Силкин</i>	86
Памяти члена Редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” члена-корреспондента РАН Геннадия Александровича Соболева	103
Памяти Кирсановой Тамары Петровны	106

---

---

# CONTENTS

---

---

No. 3, 2024

---

---

Volcanic Zeolites from the Yagodninskoe Deposit (Kamchatka Krai) <i>P. E. Belousov, A. O. Rumyantseva, P. E. Kailachakov</i>	3
Sulfur in Tephra of Opala Volcano Eruption ca. 1500 years ago, Kamchatka <i>S. B. Felitsyn, V. Yu. Kirianov</i>	18
Geochemical Characteristics of Melts from the Eastern Volcanic Belt and Sredinny Range of Kamchatka: Analysis of Evidence from Melt Inclusions <i>M. L. Tolstykh, V. B. Naumov, A. V. Girnis</i>	27
Heat Flow of Continental Rift Zones: A New Approach to Data Evaluation <i>M. D. Khutorskoy, E. A. Teveleva</i>	44
Development of Methods for Integrated Morphometric Relief Analysis for Assessment of Tectonic Fragmentation of the Subsoil <i>A. L. Sobisevich, A. O. Agibalov, O. V. Bergal-Kuvikas, V. A. Zaitsev, D. S. Zykov, V. M. Makeev, A. V. Poleshchuk, A. A. Sentsov, A. V. Shevchenko</i>	59
Simulation of a Potential Sector Collapse on the Koryaksky Volcano and Volcanic Hazard Assessment for the Yelizovo–Petropavlovsk Agglomeration (Kamchatka) <i>A. A. Dolgaya, O. V. Bergal-Kuvikas</i>	70
Automatic Denoising of Seismograms using Fingerprints: Algorithms, Properties, Limitations <i>K. Yu. Silkin</i>	86
In memory of Gennady Alexandrovich Sobolev, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Member of the Editorial Board of the Journal Volcanology and Seismology	103
In memory of Tamara Petrovna Kirsanova	106

---

---

УДК 551.217 (552.12)

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕОЛИТЫ ЯГОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАМЧАТСКИЙ КРАЙ)

© 2024 г. П. Е. Белоусов<sup>а, \*</sup>, А. О. Румянцева<sup>а</sup>, П. Э. Кайлачаков<sup>а, б</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>Российский университет дружбы народов, Инженерная академия (РУДН),  
ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

\*e-mail: pitbl@mail.ru

Поступила в редакцию 25.09.2023 г.

После доработки 10.10.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

Данная работа посвящена типизации, изучению особенностей состава и свойств гидротермальных цеолитов Ягоднинского месторождения (Камчатский край), образовавшихся по вулканическим породам. Для проведения исследований были использованы рентгенофазовый и рентгенофлуоресцентный анализы, оптическая и сканирующая электронная микроскопия, определена величина удельной поверхности, распределение пор по размерам, а также емкость катионного обмена цеолитов. В результате исследований выделено 4 основных типа пород: исходные не измененные перлиты, собственно цеолиты, цеолитизированные туфы, а также слабоцеолитизированные туфобрекчии. Содержание минералов группы цеолита достигает 70%, и в основном представлены клиноптилолитом и в меньшей степени морденитом, стильбитом и гейландитом. Цеолиты относятся к щелочному типу, емкость катионного обмена которых составляет 205.9 мг-экв/100 г. Установлено, что образование цеолитов происходило в основном по перлитам и туфобрекчиям. Отмечено, что цеолиты Ягоднинского месторождения обладают высоким качеством сырья и являются перспективным объектом для дальнейшей разработки.

*Ключевые слова:* Камчатка, вулканические породы, Ягоднинское месторождение, цеолит, перлит, клиноптилолит, природные сорбенты, гидротермальный генезис

DOI: 10.31857/S0203030624030011, EDN: JRAVLI

### ВВЕДЕНИЕ

Цеолиты – ценное индустриальное сырье: помимо сорбентов, цеолиты используются в нефтехимии, строительстве, сельском хозяйстве, животноводстве, пищевой промышленности и медицине. Цеолиты представляют собой группу минералов, таких как клиноптилолит, морденит, гейландит, шабазит и ряд др. За счет изоморфных замещений и специфической структуры цеолиты обладают высокой емкостью катионного обмена, чем и обусловлена их эффективность в качестве сорбента при сорбции тяжелых металлов и некоторых органических соединений.

На территории России выявлено около 120 месторождений и проявлений цеолитов, однако государственным балансом запасов учитываются всего 18 месторождений цеолитов с запасами категории  $A+B+C_1$  – 594 млн т и категории  $C_2$  – 799 млн т [Государственный баланс, 2019]. Из них разрабатывается только 3 месторождения: Хотынецкое (Орловская область), Хонгуруу (Республика Саха) и Холинское (Забайкальский край). Всего же в мире добывают порядка 944 тыс. т цеолита ежегодно. Россия занимает 10 место, с годовой добычей цеолитового сырья порядка 60–80 тыс. т. Также несколько тысяч тонн цеолитового сырья ежегодно импортируются Россией из стран ближнего зарубежья.

В России цеолиты в основном применяются в качестве наполнителей в бетон, при производстве пеностекла, как пищевая добавка для людей и животных, конденсатор влаги и грунт для растений, а также в качестве гигиенических подстилок для животных. Использование вулканических цеолитов с целью очистки бытовых и производственных вод весьма ограничено. Основными требованиями к качеству цеолитового сырья являются емкость катионного обмена, содержание минералов группы цеолита, прочностные свойства породы, а также отсутствие вредных примесей, тяжелых металлов и радионуклидов.

Столь незначительная степень освоения цеолитового сырья в России в основном связана с тем, что высококачественные вулканические цеолиты приурочены к дальневосточному региону и имеют сложную логистику.

Рассматривая условия образования цеолитов, можно выделить их основные генетические типы: вулканогенно-осадочные, гидротермально-метасоматические и осадочные [Дистанов, 2000]. В России выявлены все три типа.

1. Для **осадочного типа** месторождений цеолитов характерно образование в морских, платформенных бассейнах со спокойной гидродинамической обстановкой, в условиях гумидного или полуаридного климата. Материалом для образования служат алюмосиликатные гели, глинистые минералы и аморфный биогенный кремнезем (диатомовые водоросли, трепел). Этот материал поступает с речными стоками в морские и озерные бассейны. Для данного типа характерны месторождения, так называемого цеолитсодержащего трепела, диатомита и опоки, в которых содержание цеолитов не превышает 30–35% [Белоусов, 2023]. Месторождения этого типа широко распространены в центральной России и Сибири.
2. Цеолиты **вулканогенно-осадочного типа** образуются в условиях морских и озерных бассейнов в аридном или гумидном климате. Необходимое условие для их образования – высокий рН среды осадконакопления ( $>7.5$ ), замкнутый тип бассейна седиментации или наличие стоячих вод, низкое соотношение вода/вулканический

пепел, избыток свободного кремнезема и достаточное количество щелочей в растворе. Процесс цеолитообразования связан с девитрификацией вулканического пепла и туфов в щелочных растворах. Окончательное формирование цеолитизированной залежи происходит на стадии диагенеза. В плане тектонической позиции, данный тип месторождений приурочен к областям мезозойско-кайнозойской складчатости и активизации, окраинно-континентальным и рифтогенным структурам: зоны краевых платформ, межгорных впадин и областям активного тектонического режима. Зачастую, цеолиты данного генетического типа, как и бентонитовые глины [Белоусов, Румянцева, 2023], образуются в пространственной связи с угольными бассейнами, но в отличие от бентонитов расположены по их периферии. Цеолиты представлены клиноптилолитом, гейландитом, филлипситом и т.д.

3. Ягоднинское месторождение относится к **гидротермальному типу**, процесс образования которого схож с вулканогенно-осадочным типом – метасоматическое замещение туфов и вулканических пород кислого состава в результате низкотемпературного выщелачивания. Данный тип месторождений приурочен к вулканическим поясам, когда месторождения формируются на склонах палеовулканов, и иногда располагаются вблизи зон глубинных разломов. Цеолиты гидротермального генезиса зачастую залегают в одной геологической структуре с месторождениями перлитов и бентонитов, а иногда находятся и в пределах одного комплексного месторождения. Для данного типа характерно высокое качество сырья.

Основные исследования геологического строения и минерального состава пород Ягоднинского месторождения пришлись на 1980–1990 гг. и отображены в работе В.В. Наседкина

[Наседкин, 1985] и отчетах<sup>1</sup> Л.П. Жданова и А.В. Маханько. Современные исследования посвящены петрофизическим свойствам цеолитов [Demina, 2015] и изменениям физико-механических свойств перлитов [Фролова, 2017].

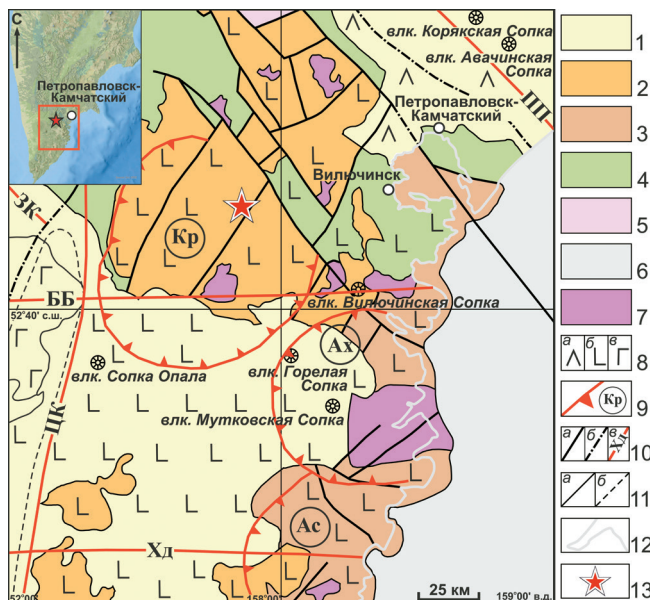
Основная цель данной статьи – проведение типизации гидротермальных цеолитов Ягоднинского месторождения на основе детальных минералогических исследований, выявление структурно-текстурных особенностей пород, а также в изучение их свойств.

### ГЕОЛОГИЯ ЯГОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ягоднинское месторождение расположено на юге п-ова Камчатка в Елизовском районе, в 60 км к западу от г. Петропавловска-Камчатского, в 5 км к северу от Больше-Баннхих термальных источников и находится вблизи одноименного месторождения перлитов. Район представляет горно-вулканическую область с абсолютными отметками 900–1200 м.

В геологическом отношении район приурочен к Верхнекарымшинской вулканотектонической структуре, входящей в Южно-Камчатский антиклинорий. Верхнекарымшинская структура характеризуется сложным тектоническим строением, она разбита системой субширотных, северо-восточных и кольцевых разломов (рис. 1). Вдоль одного из таких крупных разломов субширотного простирания происходит разгрузка термальных вод современной Больше-Банной гидротермальной системы [Наседкин, 1985].

По возрасту, характеру дислокаций в структурном плане, образования района месторождения отнесены к одному структурному ярусу, где выделено три подъяруса: нижний структурный подъярус сложен образованиями паратунской и березовской свит; средний – вулканогенными

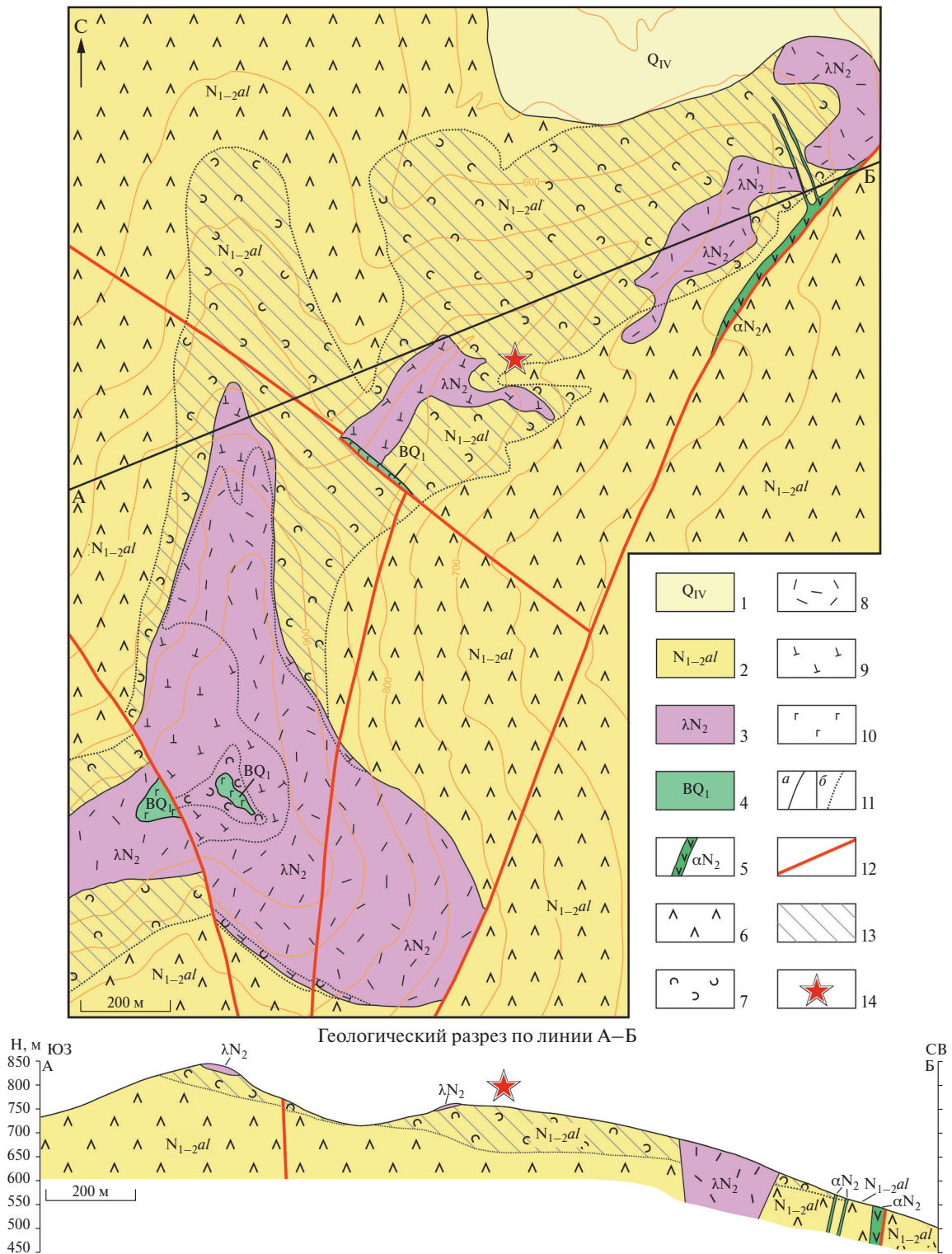


**Рис. 1.** Тектоническая схема района работ, по [Сляднев и др., 2006] с изменениями и дополнениями (на врезке звездой – позиция месторождения).

1, 2 – среднемиоцен-четвертичный структурный ярус: 1 – прибрежно-морские и вулканические образования плиоцен-четвертичного подъяруса, 2 – осадочные отложения и вулканические образования среднемиоцен-плиоценового подъяруса; 3 – осадочные отложения и вулканические образования среднеэоцен-нижнемиоценового структурного яруса; 4 – метаморфизованные терригенные отложения, терригенно-вулканогенные и вулканические образования нижнемел-нижнеэоценового структурного яруса; 5 – метаморфические образования домезозойского структурного яруса; 6 – третично-четвертичные нерасчлененные терригенно-кремнисто-вулканогенные образования (в пределах акватории); 7 – интрузивные образования эоцен-плиоценового возраста разного состава; 8 – наложенные вулканические пояса и зоны (а – Восточно-Камчатский пояс; б – Южно-Камчатский пояс; в – Толбачикско-Ключевская рифтогенная вулканическая зона); 9 – вулканотектонические структуры (Кр – Карымшинская, Ах – Ахотенская, Ас – Асачинская); 10 – разломы (а – главные структурообразующие, выходящие на дневную поверхность; б – скрытые под вышележащими образованиями; в – глубинные разломы по геофизическим данным (ББ – Больше-Банной, ЗК – Западно-Камчатский, ЦК – Центрально-Камчатский, ПП – Петропавловский, Хд – Ходуткинский)); 11 – границы (а – ярусов, подъярусов, наложенных вулканических поясов и зон, интрузивных тел; б – грабенных и горстов); 12 – граница континентального склона; 13 – Ягоднинское месторождение.

<sup>1</sup> Жданов Л.П., Козовая Т.В., Мурахтова Е.М. и др. Отчет о результатах поисков цеолитового сырья на перспективных площадях в районе Ягоднинского месторождения активных добавок и бассейнах рек Банной,левой Быстрой, Карымшиной, Плотниковой в 1987–1989 гг. Камчатская обл. Петропавловск-Камчатский: Камчатгеология, 1989. 110 с.

Маханько А.В., Козовая Т.В. Отчет о результатах предварительной разведки Ягоднинского месторождения цеолитового сырья и активных минеральных добавок. Петропавловск-Камчатский: ОАО “Камчатцемент”, 1998. 110 с.



**Рис. 2.** Геологическая карта Ягоднинского месторождения, по [Наседкин, 1985] с изменениями и дополнениями. 1 – пролювиальные отложения четвертичных отложений (глыбы, щебень, дресва, супесь); 2 – миоцен-плиоценовые дациты, цеолитизированные туфы кислого состава; 3 – плиоценовые экструзии липаритов; 4 – нижнечетвертичные штокообразные тела базальтов и дайки; 5 – дайки андезитов плиоценовые; 6 – дациты; 7 – туфы кислого (липаритового) и кисло-среднего состава; 8 – липариты тонкоплитчатые, сферолитсодержащие и их лавобрекчи; 9 – вулканические стекла (перлиты); 10 – базальты; 11 – геологические границы: *a* – установившиеся, *b* – одновозрастные литологических подразделений; 12 – тектонические нарушения; 13 – продуктивная толща цеолитизированных туфов Ягоднинского месторождения; 14 – место отбора проб.

образованиями алнейской серии и нижнечетвертичными вулканитами; верхний структурный подъярус отнесен к рыхлым четвертичным отложениям и вулканитам.

В центральной части района расположен кислый вулканический массив верхнемиоцен-плиоценового возраста, с которым непосредственно связано месторождение перлита и цеолитов. Вулкан представляет собой сложную систему лавовых потоков, пирокластических отложений и экструзивных тел (рис. 2). Кратерная выемка выполнена туфами и туффитами, прорванными базальтовыми телами изометричной формы. Туфогенные породы представлены грубообломочными образованиями [Наседкин, 1985].

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканиты кислого состава верхнемиоцен-плиоценового возраста, перекрытые современными элювиально-делювиально-пролювиальными отложениями. На данной площади преимущественно распространены разнообломочные цеолитизированные туфы кислого состава, а также перлиты.

Подстилающие туфы породы на месторождении представлены дацитами алнейской серии. Они имеют брекчиевидную, пористую, субпараллельную текстуру и слабо затронуты вторичными процессами. На дацитах залегает толща разнообломочных интенсивно цеолитизированных туфов кислого состава. Она повторяет палеорельеф дацитов, имея полого-наклонное залегание к северо-северо-западу под углами до 30°. Мощность туфовой толщи колеблется от 5 до 100 м.

Продуктивная толща представлена несколькими разновидностями туфов: разнообломочными витрокластическими, литовитрокластическими, пемзокластическими, пепловыми. Они не выдержаны по простиранию, контакты между ними не четкие, присутствует значительная гидротермальная проработка пород с образованием вторичных минералов. В данной туфовой толще выделено четыре горизонта:

Нижний горизонт туфовой толщи представлен переслаиванием литовитрокластических разнообломочных цеолитизированных туфов кисло-среднего и кислого составов. Туфы кисло-среднего состава обычно приурочены

к подошве горизонта, максимальная мощность которых достигает 6 м. Породы интенсивно переработаны гидротермальными растворами, содержание цеолитов варьирует в пределах 27–80%, при среднем содержании 50%.

Второй горизонт представлен витрокластическими цеолитизированными туфами со средней мощностью в 14 м. Породы плотные, крепкие, монолитные светло-зеленого и белесоватого цветов. Содержание цеолитов по данному горизонту туфов колеблется в пределах 34–98%, среднее – 72%.

Третий горизонт состоит из туфов с преобладанием лито-витрокластических разнообломочных разностей. Он прослежен по всему месторождению. Мощность данного горизонта выдержанна и колеблется в пределах 31–47.6 м. Распределение обломочного материала в туфах неравномерное, цветовая гамма разнообразна: зеленоватые, сероватые, коричневатые, розоватые расцветки. Литовитрокластические туфы имеют псефитовую и псаммитовую структуры. Вторичные изменения в туфах выражены в интенсивной цеолитизации. Содержание цеолитов по горизонту составляет от 20 до 100%, в среднем – 65%.

Верхний горизонт представлен преимущественно витрокластическими туфами. Его средняя мощность составляет 17 м. Витрокластические туфы плотные крепкие породы зеленоватого, участками, розоватого цвета. Для них характерна крупноглыбовая отдельность. Туфы интенсивно цеолитизированы и аргилизированы. Содержание цеолитов в туфах колеблется в пределах 30–92%, при среднем – 73%. К данному горизонту и приурочено место проведения полевых работ и отбора проб.

Стоит отметить, что цеолитизация туфов кислого состава носит на месторождении площадной характер. Туфовая толща кислого состава в пределах участка разведки прорвана небольшими экструзивными телами, приуроченными к тектоническим нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания и сложена перлитами и флюидальными риолитами. В пределах месторождения фиксируется серия разломов западного, северо-западного, северо-восточного простирания и зоны интенсивной трещиноватости пород.





Рис. 3. Вскрытая толща цеолитовой породы на Ягоднинском месторождении.

Образование цеолитов связано с воздействием гидротермальных растворов на первичные туфы кислого состава и перлиты, что привело к образованию цеолитов по вулканическому стеклу.

В 1990-х гг. на месторождении велась незначительная добыча цеолитов с подготовленной промышленной площадки (рис. 3). В настоящее время месторождение числится на балансе, но не разрабатывается. Запасы цеолитового сырья составляют 7.2 млн т категории A+B+C<sub>1</sub> и 12.4 млн т категории C<sub>2</sub>.

Помимо цеолитового сырья в районе исследований расположено одноименное месторождение перлита и активных минеральных добавок, однако добыча на данный момент не ведется.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для исследования послужили более 30 кг образцов, представленных цеолитами, перлитами и вулканическими породами различной степени цеолитизации отобранных отрядом ИГЕМ РАН на Ягоднинском месторождении в 2022 г.

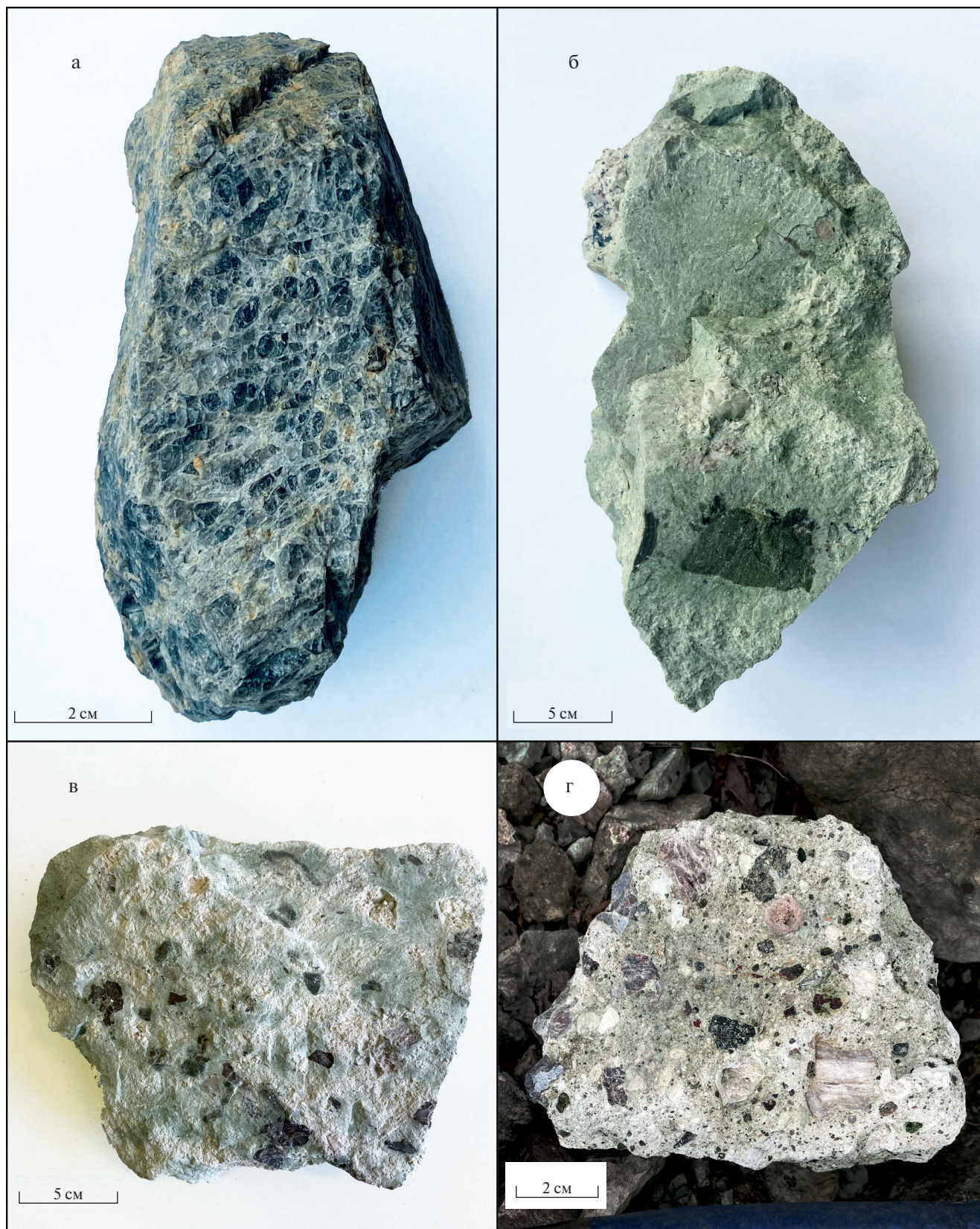
Минеральный состав определен методом рентгеновской дифракции на дифрактометре ULTIMA-IV компании Rigaku, Япония;

рабочий режим – 40 кВ, 40 мА, медное излучение, никелевый фильтр, диапазон измерений – 3–65°2θ с шагом 0.02°2θ; полупроводниковый детектор нового поколения – DTex/Ultra, скорость сканирования 5°2θ/минуту. Анализ результатов проводили согласно рекомендациям, описанным в работах [Дриц, Коссовская, 1990; Moore, Reynolds, 1997].

Количественный минералогический анализ осуществляли методом Ритвельда в программном пакете PROFEX GUI для BGMN.

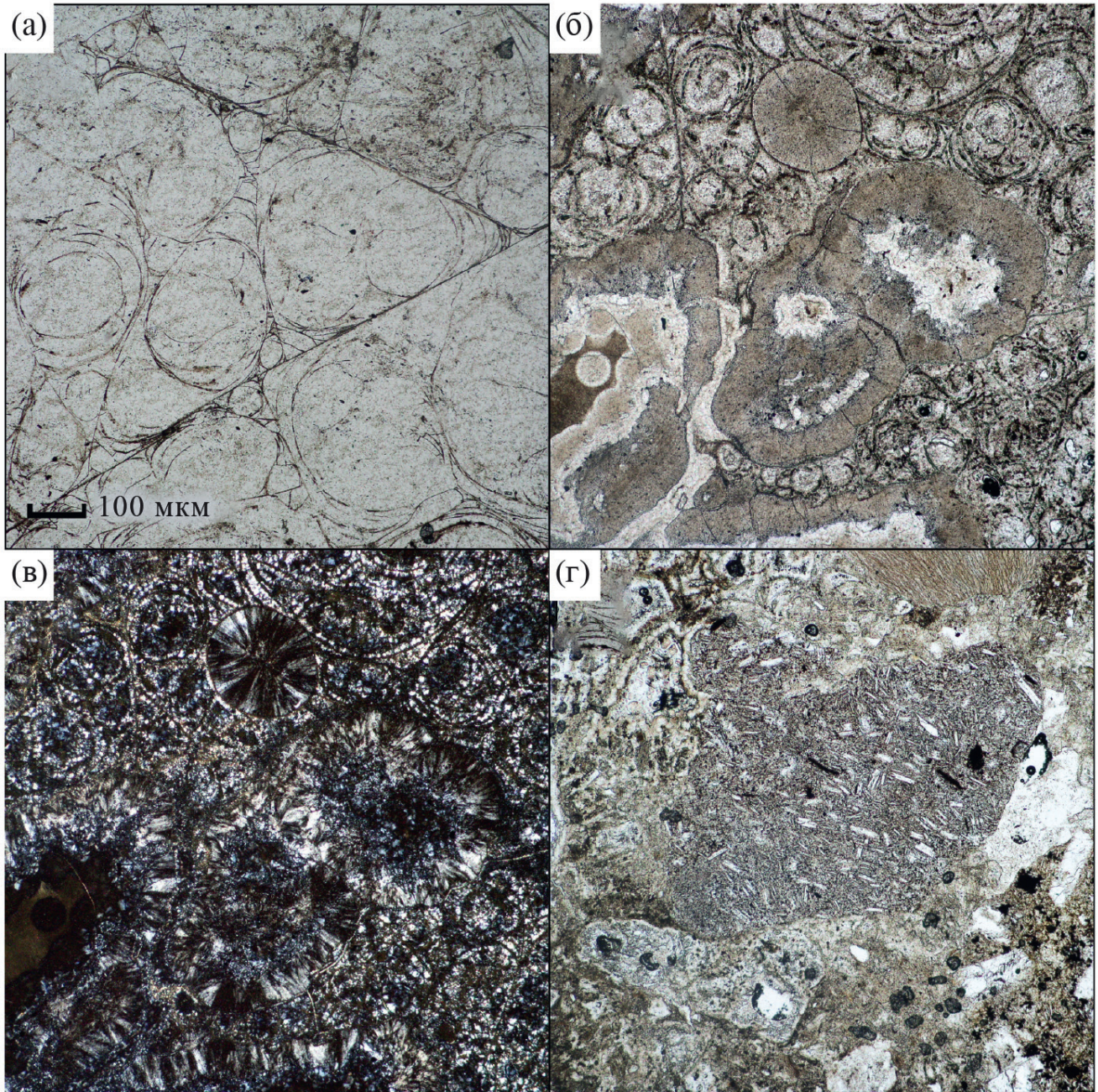
Определение концентрации порообразующих химических элементов в пробах выполняли методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) на спектрометре последовательного действия Axios Advanced производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh анодом. Максимальное напряжение на трубке – 60 кВ; максимальный анодный ток – 160 мА. Потери при прокаливании определялись при 1000°С, в атмосфере воздуха до установления постоянной массы образца.

Площадь удельной поверхности определяли на установке Quadrasorb SI/Kr. Адсорбцию проводили при температуре жидкого азота (77.35 К). Адсорбатом служил азот с чистотой 99.999%,



**Рис. 4.** Макрофотографии образцов Ягоднинского месторождения.

а – неизменный перлит; б – цеолитовая порода; в – цеолитизированные туфы; г – слабоцеолитизированные туфы с брекчиевой структурой.



**Рис. 5.** Микрофотографии прозрачных шлифов образцов Ягоднинского месторождения.

а – неизменный перлит; б – цеолитовая порода; в – цеолитовая порода (в скрещенных николях); г – обломок породы, замещенный кристаллами клиноптилолита в цеолитизированной брекчии.

для калибровки объема измерительных ячеек использовали гелий марки 6.0 (99.9999%). Расчет поверхности проводили методом БЭТ по нескольким точкам изотермы в диапазоне  $P/P_s$  от 0.05 до 0.30. Образцы предварительно высушивали в вакуумной установке при  $100^\circ\text{C}$  в течение определенного времени (5–24 ч) в зависимости от свойств исходных образцов.

Определение емкости катионного обмена (ЕКО) проводили методом многократного замещения обменных катионов хлоридом аммония. Состав обменных катионов в растворе определяли методом ICP-MS.

Сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) проводили на покрытом углеродом (15 нм) образце с использованием микроскопа

**Таблица 1.** Минеральный состав пород Ягоднинского месторождения, мас. %

Образец	Цеолит	Смектит	Иллит	Кварц	Опал-кristобалит	Микроклин	Альбит
Перлит	–	–	–	5	90	5	–
Цеолитовая порода	69.3	–	14.1	–	7.8	8.8	–
Цеолитизированный туф	40.7	14.8	4.0	2.9	4.2	18.1	15.3
Гнездо смектита	23.4	34.2	–	1	5.1	26.4	9.8

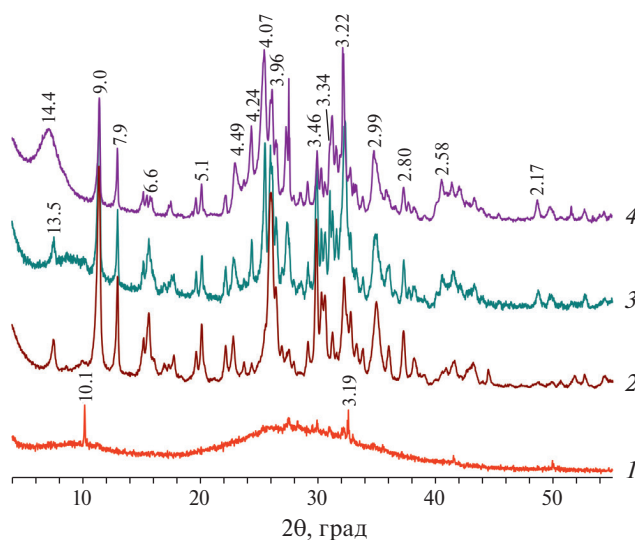
TESCAN VEGA 3 SBU, оснащенного рентгенофлуоресцентным энергодисперсионным детектором OXFORD X-Max 50, с кристаллическим детектором Si/Li. Ускоряющее напряжение составило 20 кВ при силе тока в диапазоне 3.5–12.2 нА.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате полевых и аналитических работ на Ягоднинском месторождении были выделены основные типы цеолитов.

К первому типу относятся неизменные перлиты (рис. 4а). Данные породы темно-коричневого до черного цвета, характеризуются ярко выраженной перлитовой структурой, поверхность покрыта серией концентрических и радиальных трещин, образовавшихся в результате гидратации вулканического стекла (рис. 5а). По минеральному составу эти породы в основном состоят из опал-кristобалитовой фазы с примесью полевых шпатов и кварца (табл. 1, рис. 6).

Собственно, цеолиты или сильноцеолитизированные туфы с содержанием минералов группы цеолита 60–70%, представлены однородными скальными породами зеленоватого и серо-зеленоватого цвета с массивной текстурой и реликтами литокластов величиной до 5–10 см в длину (см. рис. 4). Они имеют высокую механическую прочность. Из минералов группы цеолитов в основном присутствует клиноптилолит и в меньшей степени морденит и стильбит (см. табл. 1, рис. 6). В виде примеси присутствуют иллит, кристобалит и микроклин – типичная ассоциация для цеолитов гидротермального генезиса. Для данных пород

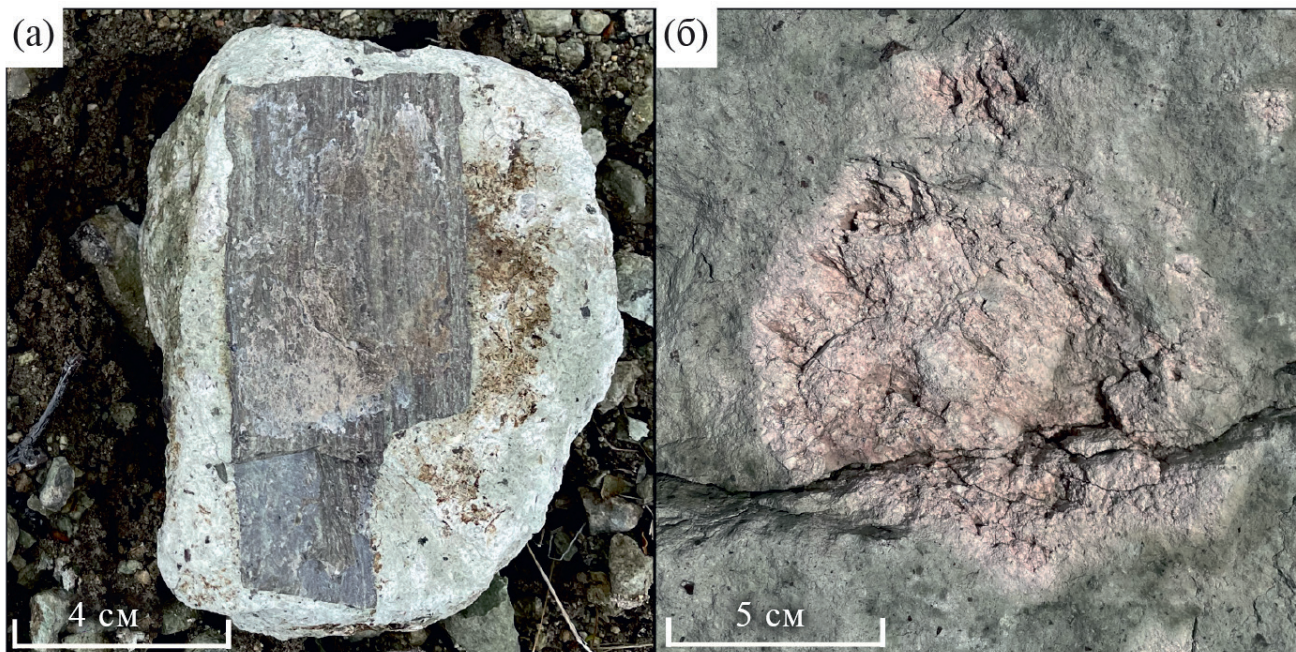


**Рис. 6.** Рентгеновская дифрактограмма образцов цеолита.

1 – перлит; 2 – цеолитовая порода; 3 – цеолитизированный туф; 4 – гнездо смектита.

также характерна перлитовая микроструктура, однако, основная их масса представлена скрытокристаллическим веществом, по-видимому, состоящим из клиноптилолита (см. рис. 4).

В цеолитах и перлитах широко развиты сферолиты (стяжения радиального строения) и выделения в виде корок. Размер этих образований колеблется в широких пределах, от 200 мкм до 1–2 см (см. рис. 5б, 5в). Однако, если в исходных перлитах встречаются крупные разновидности, то в цеолитовой породе в основном микровключения. Макроскопически сферолиты имеют темно-коричневый цвет, имеют волокнистое, радиальное строение (см. рис. 5в). Природа подобных сферолитов рассматривалась в работах Ю.В. Фроловой с соавторами [Фролова и др., 2017], в которых было показано, что



**Рис. 7.** Макрофотографии образцов цеолитов.

а – цеолит с включением крупного литокласта; б – гнездо смектита в цеолитовой породе.

подобные стяжения сложены агрегатами калиевого или калий-натрового полевого шпата и микрокристаллического кварца с включениями ильменита, гематита, а их образование связано с раскристаллизацией кислого, калийсодержащего гидратированного вулканического стекла в постмагматический период.

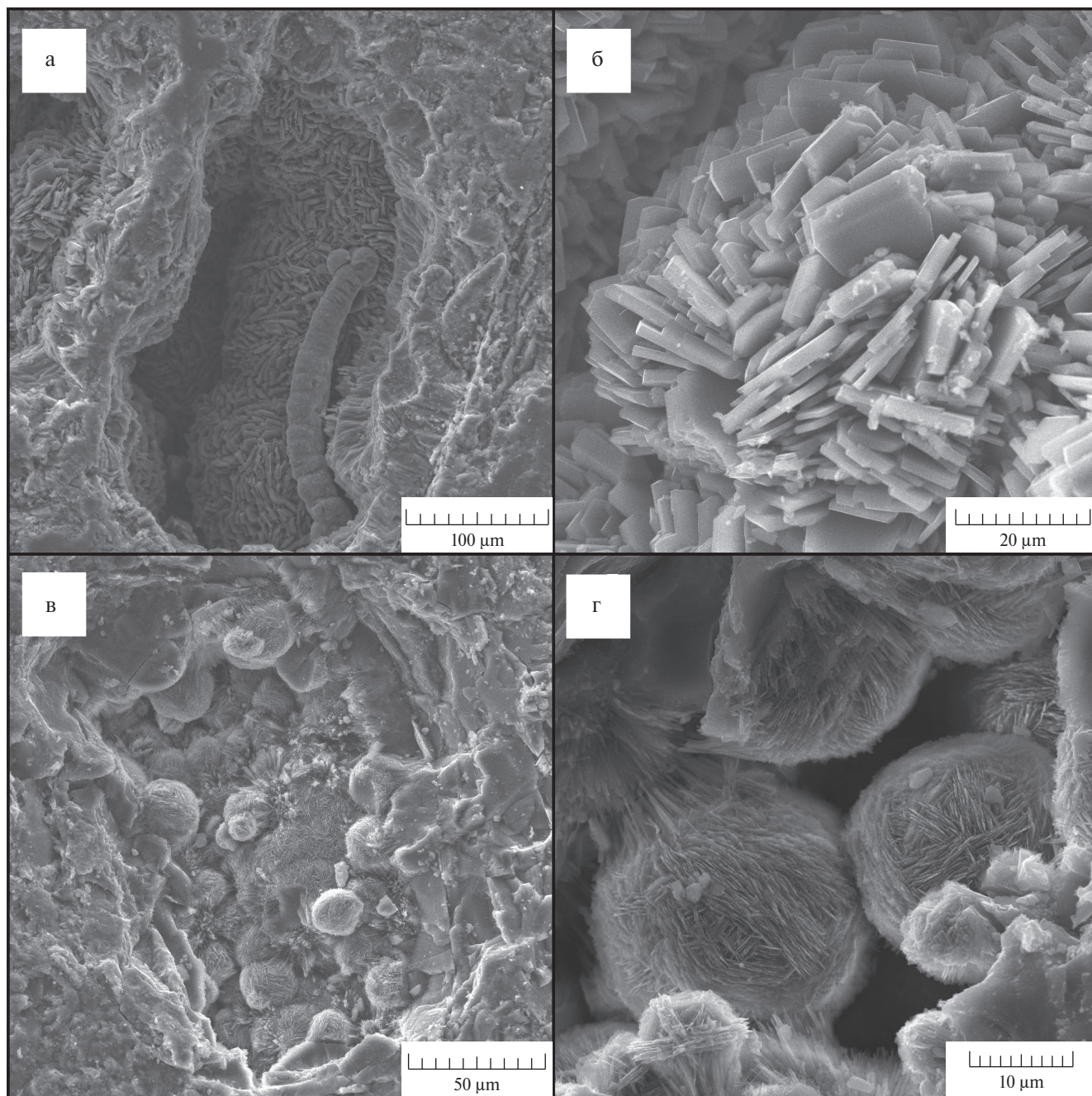
К третьему типу пород относятся цеолитизированные туфы, в которых содержание минералов группы цеолита составляет 30–60%. Визуально они схожи с цеолитовой породой – имеют бледно зеленоватый оттенок, содержат большое количество включений литокластов и угловатых обломков различного цвета до 2–3 см в диаметре. В некоторых случаях породы данного типа имеют брекчиевую текстуру, где основная цементирующая масса – цеолит. Последний, в основном представлен смесью клиноптилолита и гейландита, и в меньшей степени морденитом. В виде примеси присутствуют смектит, полевые шпаты, а также иллит, опал-кристобалит и кварц.

Слабоцеолитизированные туфобрекчии в основном сложены грубообломочным материалом, состоящим из классических туфов, в которых процессы цеолитизации проходили менее активно, в связи с чем их содержание не превышает 20–30% (см. рис. 4г). Зачастую породы

унаследовали брекчиевую текстуру, а цеолитизация исходного материала прошла выборочно. На микрофотографиях (см. рис. 5г) видно, что зачастую некоторые обломки материнского вещества полностью замещаются хорошо раскристаллизовавшимися агрегатами цеолита размером до 80 мкм в длину.

Кроме четырех типов пород, перечисленных выше, встречаются разновидности цеолитов с крупными реликтами литокластов до 10–15 см в длину, в основном коричневого цвета (рис. 7а), а также породы с гнездами розового цвета до 10 см в диаметре (см. рис. 7б). Результаты рентгенофазового анализа показали, что состав этих гнезд соответствует смектиту с примесью цеолитов, полевого шпата и кварца.

Основная масса цеолитовой породы представлена плотными агрегатами со скрытокристаллической структурой. Однако в порах и пустотах наблюдаются хорошо раскристаллизованные цеолиты различной морфологии. Данные структурно-текстурные особенности характерны для всех вышеописанных типов пород. Встречаются как призматические, так и таблитчатые кристаллы размером до 20 мкм (рис. 8а, 8б), а также сферические агрегаты до 20–30 мкм в диаметре, которые в свою очередь состоят из тонкопластинчатых кристаллов



**Рис. 8.** Микрофотографии образца цеолитовой породы.

а – пора, заполненная кристаллами цеолита; б – таблитчатые кристаллы цеолита; в – сферические агрегаты цеолита; г – тонкопластинчатые кристаллы субмикронной размерности, слагающие сферический агрегат.

микронной и субмикронной размерности (см. рис. 8в, 8г).

Все 4 типа пород отличаются высоким содержанием кремнезема (67–72%) и низким содержанием глинозема (12–14%). Титановый модуль  $TiO_2/Al_2O_3$  всех проб составил менее 0.02, что соответствует кислым породам (табл. 2). Максимальное содержание кремнезема установлено

в исходных перлитах. Также для последних характерно высокое содержание калия ~5.1%, его содержание в цеолитах составляет 4.5% (см. табл. 2).

Соотношение породообразующих и микро-элементов, в соответствии с диаграммой Винчестера–Флойда [Winchester, Floyd, 1977; Spears, Kanaris-Sotiriou, 1979], позволило отнести

**Таблица 2.** Химический состав породообразующих элементов, мас. %

Образец	ППП	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>
Перлит	4.77	3.63	0.10	12.30	72.38	5.10	0.62	0.14	0.075	0.80	0.01	
Цеолит	6.29	1.66	0.33	11.85	71.81	4.54	2.27	0.14	0.052	0.91	0.01	<0.01
Цеолитизированный туф	7.47	2.42	0.47	14.03	67.47	4.51	1.78	0.28	0.064	1.48	0.01	<0.01
Гнездо смектита	3.15	1.42	1.11	15.09	70.94	5.16	1.04	0.28	0.141	1.56	0.02	

**Таблица 3.** Химический состав микроэлементов, г/т

Образец	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Y	Nb	Pb	As	Cl	Mo	La	W
Перлит	193	18	53	3	6	34	115	48	165	695	9	8	14	8	14	<10	757	<5	–	<5
Цеолит	9	37	7	6	13	39	63	86	149	821	<5	8	24	7	11	<10	85	<5	–	<5
Цеолитизированный туф	27	31	<5	10	9	43	104	91	152	719	<5	9	17	8	14	<5	20	<5	24	<5
Гнездо смектита	15	37	<5	6	18	43	63	96	134	946	<5	<5	24	7	16	<5	47	<5	58	<5

**Таблица 4.** Емкость катионного обмена некоторых месторождений цеолита России, мг-экв/100 г

Месторождение	ЕКО <sub>NH<sub>4</sub>Cl</sub>				
	Всего	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>
Хотынецкое (Орловская обл.)	78.1	12.2	18.7	40.1	7.1
Ягоднинское (Камчатка)	205.9	43.5	71.3	81.0	10.1
Хонгуруу (Республика Саха)	203.4	74.3	7.4	90.4	31.3

**Таблица 5.** Величина удельной поверхности и распределение пор по размеру некоторых месторождений цеолита России

Образец	Удельная поверхность, м <sup>2</sup> /г	Объем пор, нм	Средний диаметр, нм	Объем микропор, см <sup>3</sup> /г	Распределение пор по размеру, %	
					микропоры	мезо-макропоры
Хотынецкое (Орловская обл.)	26.8	0.089	3.77	<0.001	14	86
Ягоднинское (Камчатка)	25.3	0.068	8.14	0.002	16	84
Хонгуруу (Республика Саха)	13.3	0.042	8.46	<0.001	<1	100

исходные материнские породы к кислым риодацитам и дацитам, что не противоречит геологическим данным (табл. 3).

В результате изучения свойств было установлено, что емкость катионного обмена

цеолитовой породы составляет 205.9 мг-экв/100 г, в основном обменные катионы представлены катионами щелочных металлов – калия и натрия (табл. 4). Сравнивая Ягоднинские цеолиты с другими разрабатываемыми месторождениями

России можно сказать, что данное сырье обладает высокими емкостными свойствами и в отличие от остальных относится к наиболее ценному щелочному типу.

Величина удельной поверхности цеолитов Ягоднинского месторождения составила  $25.3 \text{ м}^2/\text{г}$  (табл. 5). Стоит отметить, что метод измерения удельной поверхности по адсорбции азота способен охарактеризовать только внешнюю поверхность частиц и поровое пространство между ними, тогда как внутренние каналы цеолитов остаются недоступны для молекулы азота. Основная поверхность приходится на мезо- ( $>50 \text{ нм}$ ) и макропоры ( $50\text{--}2 \text{ нм}$ ), а их суммарный объем составляет 84% от общей пористости. Микропоры ( $<2 \text{ нм}$ ) занимают всего 16% от общего объема. Средний диаметр пор составляет  $8.14 \text{ нм}$ . Данные свойства поверхности сопоставимы с другими разрабатываемыми месторождениями цеолита России (см. табл. 5).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, установлено, что образование цеолитов Ягоднинского месторождения происходило в основном по перлитам и туфобрекчиям. Выделяются 4 основных типа пород: 1) неизмененные перлиты с характерной перлитовой структурой; 2) собственно цеолитовые породы зеленоватого и серо-зеленоватого цвета с массивной текстурой и с содержанием минералов группы цеолита порядка 60–70%; 3) цеолитизированные туфы бледно-зеленого цвета с массивной текстурой и содержанием минералов группы цеолита 30–60%; 4) слабоцеолитизированные туфобрекчии, состоящие из грубообломочного материала, и содержанием цеолитов 20–30%.

Для изучаемых пород характерны включения сферолитов темно-коричневого цвета с волокнистым и радиальным строением размером от  $200 \text{ мкм}$  до  $2\text{--}3 \text{ см}$ , реликтов, хорошо сохранившихся литокластов коричневого цвета до  $10\text{--}15 \text{ см}$  в длину, а также гнезд розового цвета до  $10 \text{ см}$  в диаметре, преимущественно смектитового состава, с примесью цеолитов, полевого шпата и кварца.

Цеолиты в основном представлены клиноптилолитом и в меньшей степени гейландитом, морденитом и стильбитом. Основная масса

цеолитовой породы сложена плотными агрегатами со скрытокристаллической структурой. В порах и пустотах наблюдаются хорошо раскристаллизованные цеолиты призматической и таблитчатой формы размером от субмикронного размера до  $20 \text{ мкм}$  (см. рис. 1а, 1б), которые, в некоторых случаях, образуют сферические агрегаты до  $20\text{--}30 \text{ мкм}$  в диаметре.

Емкость катионного обмена цеолитовой породы составляет  $205.9 \text{ мг-экв}/100 \text{ г}$ , а состав обменного комплекса в основном представлен катионами щелочных металлов, что позволяет отнести изученные цеолиты к наиболее ценному щелочному типу. Величина удельной поверхности цеолитовой породы составляет  $25.3 \text{ м}^2/\text{г}$ . Основная часть поверхности приходится на мезо- и макропоры. Средний диаметр пор составляет  $8.14 \text{ нм}$ .

Полученные результаты позволяют отнести цеолиты Ягоднинского месторождения к высококачественному сырью, разработка которого позволит не только покрыть существующий дефицит данного сырья в России, но и развивать новые высокотехнологические направления промышленности.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность к. г.-м. н. В.В. Крупской и Т.А. Королевой за помощь в проведении исследований методами рентгеновской дифракции, к. т. н. Е.А. Тюпиной за проведенные измерения удельной поверхности и пористости, генеральному директору ООО “Стройизделия” В.В. Боброву за помощь в проведении полевых работ на Ягоднинском месторождении.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Полевые работы на Ягоднинском месторождении были проведены при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-77-10050.

Аналитические работы по изучению образцов цеолитов были проведены в рамках базовой темы ИГЕМ РАН.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов П.Е., Румянцева А.О.* Особенности минерального состава, свойств и условий образования цеолитов различного генезиса: материалы Всероссийской научной конференции “Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов (Литол 2023)”. М., 2023. С. 16–19.
- Белоусов П.Е., Карелина Н.Д., Морозов И.А., Рудмин М.А., Милютин В.В., Некрасова Н.А., Румянцева А.О., Крупская В.В.* Особенности условий образования, минерального состава и сорбционных свойств цеолитосодержащего трепела Хотынецкого месторождения (Орловская обл.) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 5. С. 70–84. <https://doi.org/10.18799/24131830/2023/5/4001>
- Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации: “Цеолиты”. М., 2019.
- Дриц В.А., Косовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные минералы. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Дистанов У.Г., Аксенов Е.М., Сабитов А.А. и др.* Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов. М.: Геоинформатика, 2000. 400 с.
- Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Магер А.В. и др.* Комплексное изучение сырьевой базы и физико-механических свойств вулканических пород (пемз, шлаков, туфов, перлитов) Дальнего Востока и Камчатки. М.: Наука, 1985. 425 с.
- Сляднев В.И., Хасанов Ш.Г., Крикун Н.Ф.* Государственная геологическая карта масштаба 1:1000000 лист N-57. СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУГП Камчатгеология, 2006.
- Фролова Ю.В., Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Большаков И.Е.* Изменение физико-механических свойств перлитов под действием гидротермальных процессов (Ягоднинское месторождение, Южная Камчатка) // Инженерная геология. 2017. Т. 12. № 5. С. 26–38.
- Demina Y., Frolova J., Rychagov S.* Hydrothermal Alterations and Petrophysical Properties: A Case Study of Yagodninskoe Zeolite Deposit, Kamchatka Peninsula // Proceedings World Geothermal Congress. Melbourne, Australia, 2015.
- Moore D.M., Reynolds R.C.* X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford: Univ. Press, 1997. 378 p.
- Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R.* A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins // Sedimentology. 1979. V. 26. P. 407–425.
- Mineral Commodity Summaries, U.S. Geological Survey, USA, 2022. <https://pubs.usgs.gov/publication/mcs2022>
- Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

## Volcanic Zeolites from the Yagodninskoe Deposit (Kamchatka Krai)

P. E. Belousov<sup>1, \*</sup>, A. O. Rumyantseva<sup>1</sup>, P. E. Kailachakov<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (IGEM RAS), Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*Peoples' Friendship University of Russia, Academy of Engineering (RUDN University), Miklouho-Maklaya str., 6, Moscow, 117198 Russia*

*\*e-mail: pitbl@mail.ru*

This work is devoted to typification, study of the compositional features and properties of hydrothermal zeolites of the Yagodninskoe deposit (Kamchatka Krai), formed over volcanic rocks. To carry out the research, X-ray phase and X-ray fluorescence analyses, optical and scanning electron microscopy were used; the specific surface area, pore size distribution, and cation exchange capacity of zeolites were determined. As a result of the research, 4 main types of rocks found at the deposit were identified: original unaltered perlites, zeolites themselves, zeolitized tuffs, and weakly zeolitized tuff breccias. The content of zeolite group minerals reaches 70%, and are mainly represented by clinoptilolite and to a lesser extent mordenite, stilbite and heulandite. Zeolites are of the alkaline type, the cation exchange capacity of which is 205.9 mEq/100 g. It was established that the formation of zeolites occurred mainly in perlites and tuff breccias. It is noted that the zeolites of the Yagodninskoye deposit have high quality raw materials and are the promising object for further development.

**Keywords:** Kamchatka, volcanic rocks, Yagodninskoe deposit, zeolite, perlite, clinoptilolite, natural sorbents, hydrothermal genesis

УДК 555.21

## СЕРА В ТЕФРЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ОПАЛА ~1500 л. н. НА КАМЧАТКЕ

© 2024 г. С. Б. Фелицын<sup>а</sup>, \*, В. Ю. Кирьянов<sup>б</sup>, \*\*

<sup>а</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>б</sup>ООО “АЛСИ НОРД”, ул. Беринга, 38, Санкт-Петербург, 199397 Россия

\*e-mail: felitsynsergey@gmail.com

\*\*e-mail: vladimir.kiryanov@alcinord.com

Поступила в редакцию 15.06.2023 г.

После доработки 03.11.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

Содержащие серу продукты вулканических извержений плинианского типа могут переноситься на значительное расстояние в газовых порах пепловых частиц. В риолитовой тефре извержения вулкана Опала ~1500 лет назад среднее содержание серы составляет 310 г/т при максимальной концентрации до 800 г/т. Обнаружена связь между содержанием серы в валовых пробах и гранулометрическим составом: сера преимущественно содержится во фракции 0.25–0.50 мм, представленной удлинёнными частицами пепла с вытянутыми газовыми порами диаметром 1.0–10.0 мкм. Наиболее вероятной причиной зависимости содержания серы от текстуры пепловых частиц является сохранность соединений серы водорастворимого комплекса внутри газовых пор; сорбированные на поверхности пепловых частиц серосодержащие соединения были удалены атмосферными осадками в процессе нахождения тефры в континентальных обстановках. Попадание в донные осадки содержащих соединения серы на внутренней поверхности газовых пор пепловых частиц при извержениях плинианского типа, подобных извержению вулкана Опала ~1500 лет назад, может оказать влияние на геохимию литогенеза и привести к перераспределению чувствительных к наличию кислотообразующих агентов в толще осадка на стадии диагенеза.

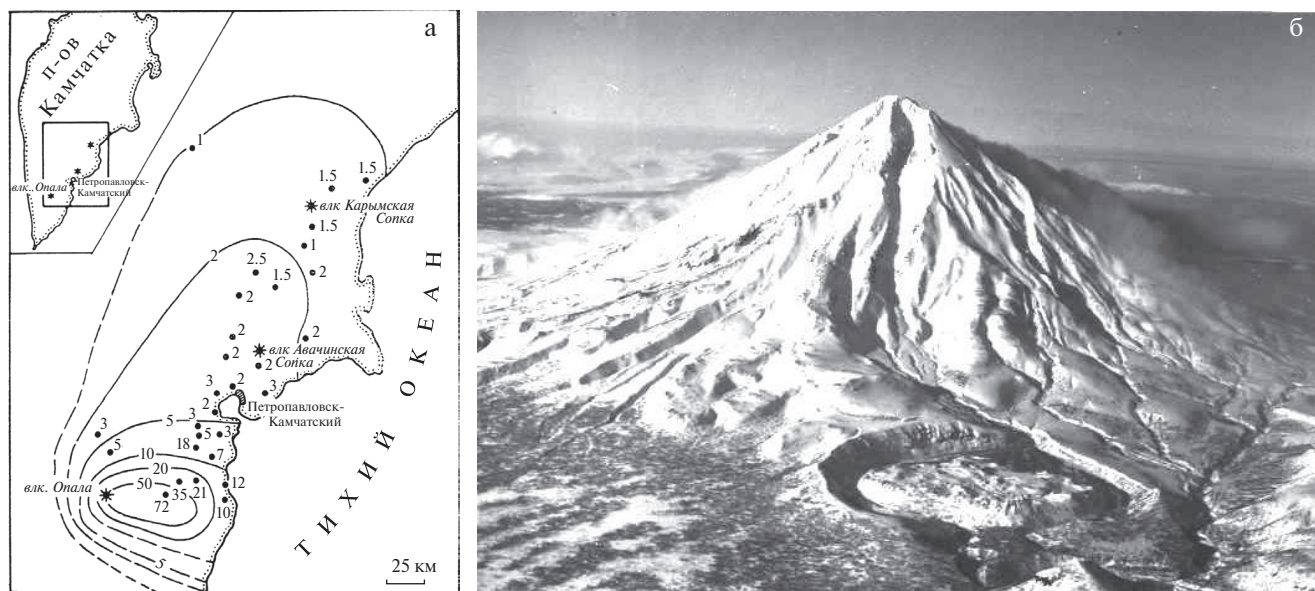
*Ключевые слова:* извержение вулкана Опала ~1500 лет назад, вулканический пепел, сера, газовые поры, текстура тефры

DOI: 10.31857/S0203030624030029, EDN: JRASZQ

### ВВЕДЕНИЕ

Для крупнейших исторических извержений (Тамбора, 1815 г., Катмаи-Новарупта, 1912 г., Пинатубо, 1991 г.) количество эмитированных сульфатных аэрозолей может достигать сотен миллионов тонн, составляя до 1% извергнутого материала (например, [Self, 2006]). Последствия попадания кислотообразующих агентов вулканического происхождения в атмосферу Земли являются значительными как для климата [Асатуров и др., 1986], так и для геохимии зоны гипергенеза в зоне выпадения кислотных осадков [Израэль и др., 1989]. Взаимодействие магматических летучих и пеплового материала при эксплозивных

извержениях различного типа имеет следствием формирование водорастворимого комплекса на поверхности твердых взвешенных частиц. Главными компонентами подобного комплекса традиционно рассматриваются сульфаты и хлориды, количество которых может составлять  $n \times 10^3$  мкг/г пеплового материала [Малик, 2019]. В некоторых случаях содержание серы в водорастворимом комплексе тефры является экстремально высоким – в пепле извержения мексиканского вулкана Эль-Чичон (март–апрель 1982 г.) содержание сульфата кальция достигает 2 вес. % [Luhr et al., 1984]. При сильных эксплозивных извержениях плинианского типа дистальная



**Рис. 1.** Карта изопахит (в см) пеплового горизонта ОП-1500 (а) и вид вулкана Опала (б). На переднем плане Бараний Амфитеатр, образованный при извержении ~1500 лет назад.

тефра распространяется на сотни—тысячи километров от вулкана. Для исторических извержений подобные пепловые отложения являются основным источником информации о характере извержения и масштабе выноса магматических продуктов, включая элементы, обогащающие газовую фазу. В процессе транспортировки пеплового материала и его отложении в континентальных обстановках и/или в морских бассейнах следует ожидать удаление большей части водорастворимого комплекса за счет взаимодействия с атмосферными осадками или в колонне воды. По этой причине затруднена оценка масштабов выноса кислотообразующих агентов с вулканическими пеплами древних извержений, а также степень влияния дистальной тefры на геохимию осадконакопления.

В настоящей работе приведены данные по распределению серы в тefре извержения вулкана Опала, целью работы является определение связи между содержанием серы и гранулометрическим составом частиц тefры извержения вулкана Опала ~1500 л. н. (далее ОП-1500) для оценки сохранности соединений водорастворимого комплекса в пепловых частицах исторических извержений.

### ОБЪЕКТЫ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования являются образцы из пеплового горизонта побочного извержения

вулкана Опала ~1500 л. н. на восточном побережье Камчатки. У подножия юго-восточного склона вулкана на краю кальдеры находится крупный кратер (Бараний Амфитеатр) размером 1.3 на 2.0 км, и высотой внутренних стенок до 200 м, извержение которого рассматривается в данной работе (рис. 1). Оно было одним из крупнейших на Камчатке за последние 2000 лет. В разрезе, изученном в 50 км от вулкана Опала, тefра имеет трехчленное строение: верхние 2 см — среднезернистый и крупнозернистый песок, в средней части — 2 см вулканический гравий (до 1 см в диаметре), нижние 2 см — среднезернистый и крупнозернистый песок. Эти три подгоризонта разной крупности отвечают отдельным стадиям извержения в процессе формирования Бараньего Амфитеатра, образование которого имеет общие черты с формированием кратера Новарупта (вулкан Катмаи) на Аляске в 1912 г. Подгоризонты разной крупности пепла были обнаружены и при детальном изучении выбросов при формировании кратера Новарупта, расположенного в 10 км от вулкана Катмаи (Аляска) при катастрофическом извержении 1912 г., которое продолжалось 60 часов, а высота эруптивной колонны достигала 20 км. На о. Кадьяк, расположенном в 260 км от центра извержения, выпало 30 см вулканического пепла и, по воспоминаниям местных жителей: "...Были три различных слоя пепла. Первый слой был груб

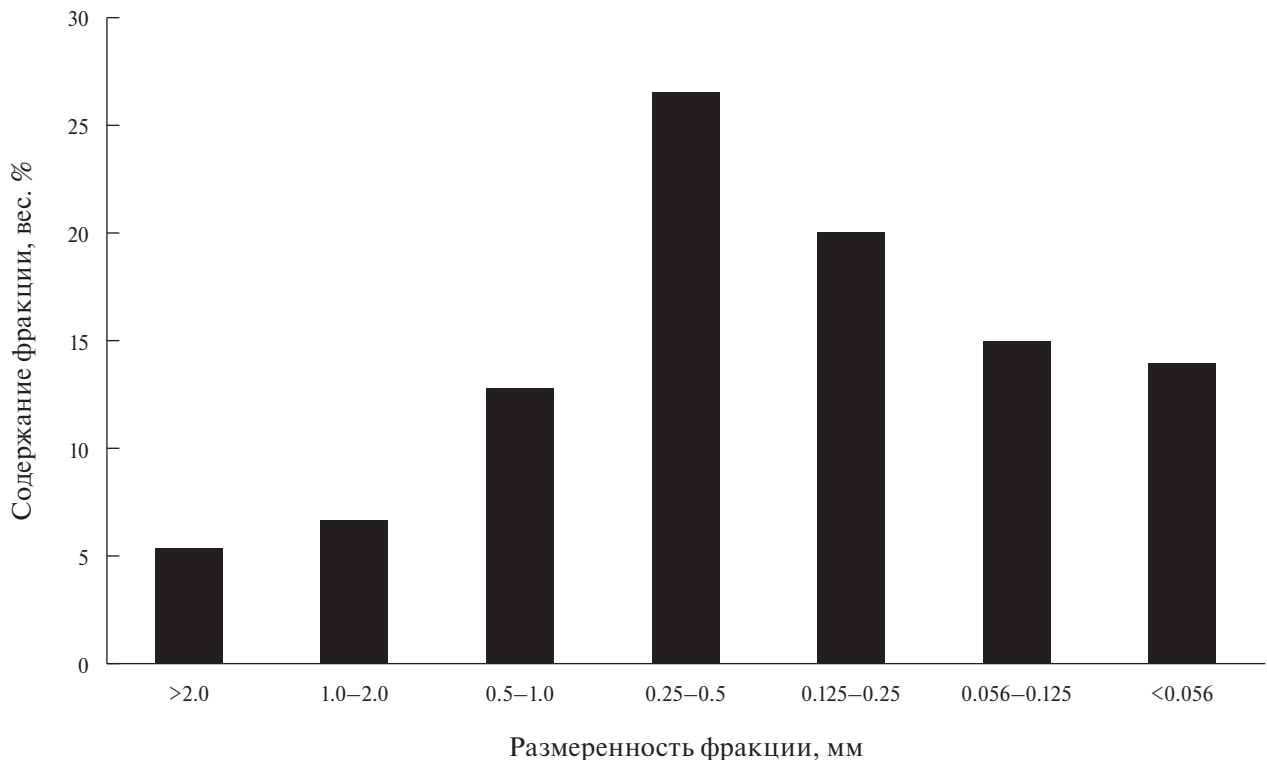


Рис. 2. Гранулометрический состав пеплового горизонта извержения вулкана Опала ~1500 лет назад.

и кофейного цвета, второй слой не был таким темным и грубым, последний слой пепла был как порошок...” [Bruce et al., 2003].

Главная масса крупных фракций тефры, связанная с извержением побочного прорыва на склоне вулкана Опала (Бараньего Амфитеатра), выпала к востоку от вулкана – на побережье и в акватории Тихого океана. Мощность грубой тефры (грубозернистый пемзовый песок с примесью мелкого гравия пемзы) в 75 км к востоку от Бараньего амфитеатра (в районе бухты Фальшивая) достигает 12–15 см. К северо-востоку от вулкана вулканический пепел прослежен до Кроноцкого озера, на расстоянии более 300 км [Кирьянов, Соловьева, 1990]. Объем выброшенной тефры составляет более 10 км<sup>3</sup> по данным изучения ареала ее распространения по изопакитам. Ювенильная тефра (более 90%) представлена вулканическим стеклом риолитового состава с подчиненным количеством плагиоклаза и биотита, резургентный материал состоит из обломков пород дацитового состава старой вулканической постройки. Детальные материалы по составу тефры извержения и положение точек пробоотбора ОП-1500

представлены в работах [Фелицын и др., 1990; Мелекесцев и др., 1991].

Гранулометрический состав пепла получен сухим просеиванием навески 50 г в течение 15 мин на вибрационном электромагнитном ротате Analysette 3 PRO, Fritsch (Germany) на семь фракций – >2.0, 1.0–2.0, 0.5–1.0, 0.25–0.5, 0.125–0.25, 0.056–0.125 и <0.056 мм. Перед рассевом проводилась ультразвуковая отмывка пепловых частиц с последующим высушиванием, взвешивание осуществлено на весах ВЛТКА-500.

Содержание серы определено методом объемной иодометрии по методике НСАМ 1-Х в Опытно-методической экспедиции ПГО “Севзапгеология” в г. Санкт-Петербург, нижний предел определения 0.0015 вес. %, средняя относительная погрешность определения – менее 8 отн. % при содержании серы менее 500 г/т и менее 6% при содержании серы более 500 г/т. Для получения изображений и данных по составу использован растровый электронный микроскоп JSM-6510LA (Japan), оснащенный спектрометром JED-2200 (JEOL), измерения проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург.

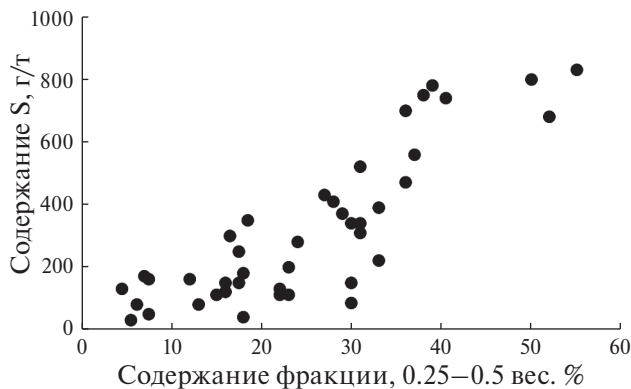


Рис. 3. Зависимость концентрации серы в валовых пробах пепла ОП-1500 от содержания в них фракции 0.25–0.50 мм.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исключения влияния эоловой гравитационной дифференциации на распределение по размеру пепловых частиц проведена рандомизация результатов по гранулометрическому составу, полученных на различном расстоянии от центра извержения – от 5 до 250 км, всего 45 единичных определений гранулометрии на площади пеплопада ОП-1500. На основе полученной случайной выборки (15 определений) построена гистограмма содержания различных фракций в пепле извержения ~1500 л. н. (рис. 2), показывающая, что в пепловом материале преобладает фракция 0.25–0.50 мм, составляющая более 26% объема тефры.

Содержание серы в изученных образцах пепла ОП-1500 составляет от 80 до 830 г/т при среднем значении 310 г/т (n = 45). Обнаружена связь между валовым содержанием серы и количеством частиц размером 0.25–0.50 мм в пробе (рис. 3). Взаимосвязи с содержанием других фракций и элементов (петрогенных и микроэлементов) не обнаружено. При содержании в пробе пепла указанной фракции более 50 вес. %, содержание серы в пробе составляет ~800 г/т, при содержании фракции 0.25–0.50 мм менее 15% содержание серы минимально (около 200 г/т). Дистальная тефра ОП-1500, состоящая преимущественно из частиц крупностью менее 0.125 мм, не показывает обогащение серой.

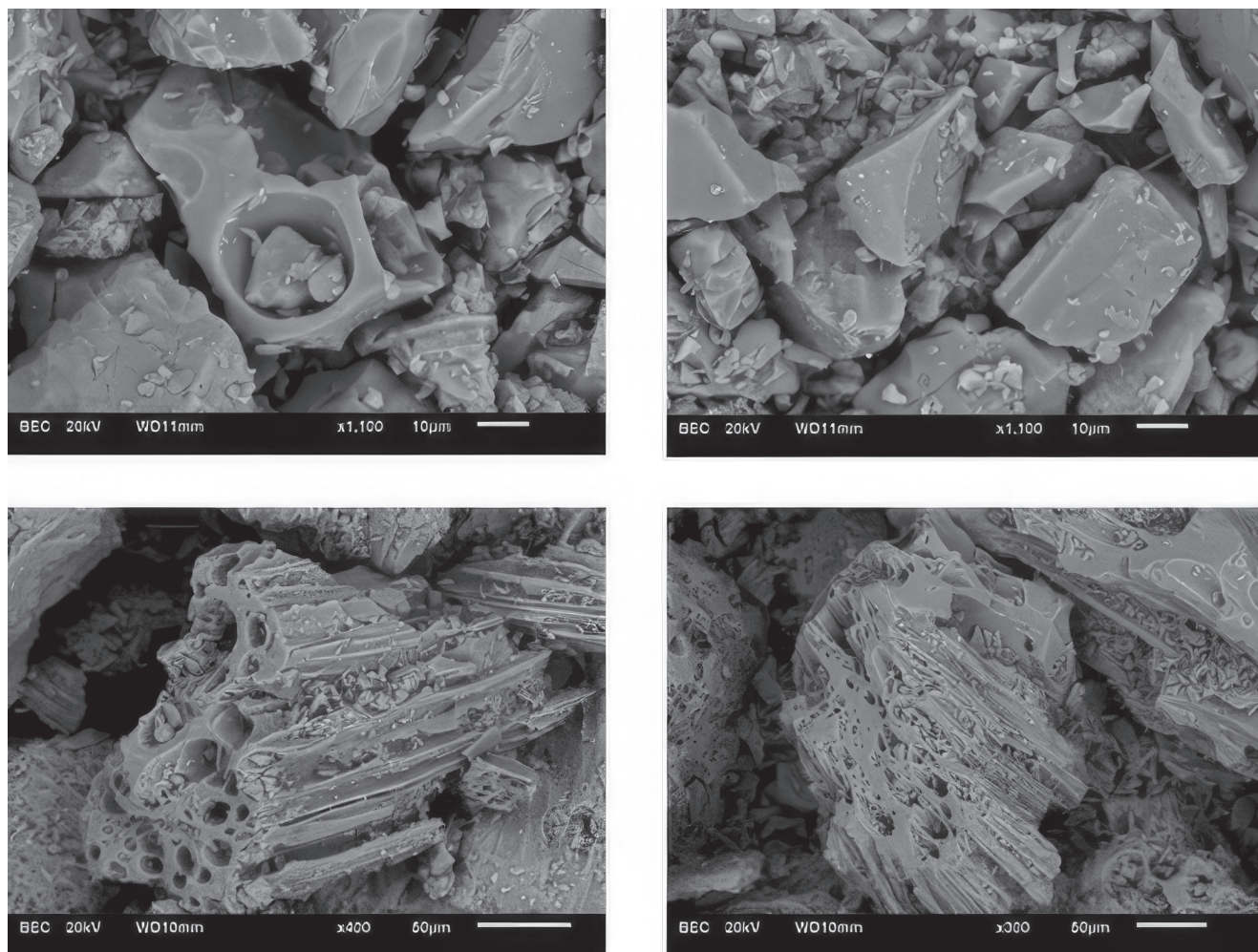
Исследование с помощью растрового электронного микроскопа частиц пеплового материала позволило установить различие текстур пепловых частиц различных гранулометрических

фракций: во фракциях крупностью менее 0.25 мм преобладают обломки стекла, практически не содержащие газовых пор, видимых при увеличении в 1000 раз. Во фракциях крупнее 0.5 мм значительную долю составляют обломки пород дацитового состава. Особенностью частиц стекла риолитового состава фракции 0.25–0.50 мм является наличие вытянутых пор диаметром первые мкм и менее (рис. 4), определяющих морфологию частиц ювенильной компоненты пеплового материала извержения вулкана Опала ~1500 л. н. На внутренней поверхности газовых пор подобных частиц обнаружены пленки толщиной менее 1.0 мкм, содержащие серу и кальций. Провести количественное определение состава этих пленок с помощью спектрометра JED-2200 (JEOL) оказалось невозможным. На внешней поверхности пепловых частиц подобных пленок не обнаружено.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Унимодальное распределение пепловых частиц по размеру является особенностью взрывных извержений, в том числе плинианского типа [Verhoogen, 1951; Walker, 1971]. Считается, что пепловые частицы имеют приблизительно логнормальное распределение по размерам и отклонения от такого распределения могут быть вызваны смешением двух или более распределений, каждое из которых будет тем не менее логнормальным. При этом мода распределения представлена частицами размером от 0.25 до 1.0 мм ювенильной тефры, что определяется особенностями механизма дезинтеграции вязкой магмы в процессе извержения (напр., [Alidibirov, Dingwell, 1996, 1997]). Аналогичное распределение с максимумом в интервале размерности 0.125–0.50 мм характерно для пеплов ОП-1500. Несмотря на очевидное завышение содержания тонких фракций при рассеивании в результате разрушения пепловых частиц при рассеивании в ротапах, логнормальное распределение пепловых частиц по размеру считается адекватной характеристикой пеплового материала.

Ранее [Мелекесцев и др., 1991] была показана связь между гранулометрией пеплов ОП-1500 и составом фракций. Резургентные обломки дацитового состава представляют основную массу гранулометрических фракций крупностью



**Рис. 4.** СЭМ изображение пепловых частиц ОП-1500, место отбора пробы в 9.5 км от Бараньего Амфитеатра. Верхний ряд – фракция менее 0.056 мм, нижний ряд – фракция 0.25–0.50 мм.

более 1 мм, фракции менее 0.25 мм состоят из фрагментов вулканического стекла, в которых газовых пор намного меньше, чем в риолитовом стекле материала более крупных фракций. Частицы пепла фракции 0.25–0.50 мм имеют вытянутую форму, определяемую наличием линейных газовых пор диаметром 1.0–10.0 мкм (см. рис. 3) и морфологически сходную с крупными пемзовыми частицами. Подобная текстура пепловых частиц обнаружена в продуктах известных кальдерообразующих извержений (Тамбора, Катмаи, Кракатау, Бандельер Туф, Крейтер Лейк (Мазам) и ряда других) и объясняются деформацией сферических газовых пор в риолитовой магме при ее движении на незначительной глубине [Heiken, 1972]. Для тефры ОП-1500 характерно преобладание (около 40% объема тефры) пористых частиц размером

0.1–0.5 мм ювенильного материала (см. рис. 1) и именно для частиц подобной крупности характерно наличие вытянутых газовых пор.

Взаимодействие твердой и газовой фазы в газопылевом облаке приводит к обогащению тонких фракций пепловых частиц элементами, содержащимися в вулканических газах. В образцах тефры ОП-1500, отобранных на расстоянии более 200 км от центра и на 95% состоящих из частиц стекла размером менее 56 мкм, содержание сурьмы в три раза выше, чем в тефре на расстоянии 18 км от вулкана, где содержание фракции менее 56 мкм не превышает 2 вес. %. Аналогичная закономерность имеет место и для извержений других вулканов (Хангар 7500 л. н. и Шивелуч 1500 л. н.) – содержание мышьяка и сурьмы в тонких фракциях на порядок выше, чем в крупных [Фелицын и др., 1990].

Низкая растворимость серы в магме риолитового состава исключает возможность концентрации серы в твердой фазе эксплозий плинианского типа, подобных извержению вулкана Опала ~1500 л. н. (например, [Zelenski et al., 2021]). Материалы изучения состава пеплов ОП-1500 с помощью растровой электронной микроскопии показали, что в стекле пепловых частиц (фракция 0.25–0.50 мм) содержание серы ниже предела обнаружения использованного метода. В свете этого, связь содержания серы и количества частиц размером 0.25–0.50 мм в пробе (см. рис. 2) определяется сохранностью водорастворимого комплекса внутри газовых пор пепловых частиц, поскольку на поверхности пепловых частиц и в стекле ОП-1500 соединений серы не обнаружено. Площадь пеплопада расположена в гумидной зоне со среднегодовым уровнем осадков от 1300 до 2600 мм/год, то есть за 1500 лет количество атмосферных осадков, прошедших через 1 м<sup>2</sup> поверхности составляет сотни тонн. Очевидно, что большая часть водорастворимого комплекса (включая соединения серы) была вынесена из пеплов с метеорными водами. Возможность сохранности соединений водорастворимого комплекса внутри газовых пор частиц фракции 0.25–0.50 мм объясняется трудностью проникновения водных растворов в вытянутые поры диаметром менее 10 мкм. Согласно формуле Лапласа, избыточное давление на мениск жидкости при прочих равных условиях прямо пропорционально поверхностному натяжению жидкости и обратно пропорционально радиусу капилляра. При значении коэффициента поверхностного натяжения воды  $\sim 70 \times 10^{-3}$  н/м в интервале температур от 5 до 40 °С, избыточное давление препятствует затеканию воды атмосферных осадков в вытянутые газовые поры диаметром первые микроны, особенно закрытых с одной стороны (в отличие от шлаков, имеющих сквозные поры, полностью заполняемые водой). Именно такие закрытые газовые поры наблюдаются в рассматриваемых пемзовых частицах ОП-1500. Наличие продуктов водорастворимого комплекса (включая соединения серы) на внутренней поверхности газовых пор тефры ОП-1500 также означает их сохранность в процессе промывки водой при разделении валовых проб на фракции.

Полученные данные по распределению серы в пеплах ОП-1500 позволяют сделать

следующий вывод: фракция 0.25–0.50 мм, представленная ювенильным материалам и составляющая значительную часть объема тефры рассматриваемого извержения, является главным концентратором серы в твердых частицах и может переноситься на сотни километров от центра извержения.

Поскольку фракция 0.50–0.25 мм состоит преимущественно из пепловых частиц с линейными газовыми порами, способствующими сохранности водорастворимого комплекса на их внутренней поверхности, наблюдаемая корреляция между содержанием фракции 0.50–0.25 мм и концентрации серы (см. рис. 2) отражает сохранность компонентов водорастворимого комплекса пепла и не может являться оценкой масштабов выноса серы с пеплами при извержении вулкана Опала ~1500 л. н.

На основании полученных данных по связи текстуры пепловых частиц и крупности пепла ОП-1500, а также материалов по гранулометрическому составу дистальной тефры других крупных извержений плинианского типа, подобных извержению вулкана Опала ~1500 лет назад, правомерно предположить возможное влияние вынесенной на пепловых частицах серы на геохимию диагенеза в толще осадков. Выпадение крупных фракции и пепла на расстоянии в сотни километров от центра извержения означает вероятность поступления сохранившихся внутри частиц пепла кислотообразующих агентов вулканического происхождения на значительном удалении от вулкана.

При сильном эксплозивном извержении вулкана Ксудач в 1907 г. вулканический пепел выпал не только по всей Камчатке, вплоть до пос. Тигиль, но и был перенесен на противоположный берег Охотского моря в населенные пункты Ямск и Охотск. Основной сектор пеплопада был направлен к северу от вулкана. Толщина пеплового слоя в г. Петропавловске-Камчатском в 155 км от вулкана составляет 3 см и пепел представлен средне- и крупнозернистым песком (0.25–1.0 мм).

Тефра кальдерообразующего извержения вулкана Ксудач в голоцене 1700–1800 <sup>14</sup>С лет назад, сопоставимого по объему выброшенного материала (около 15 км<sup>3</sup> тефры) и высотой эруптивной колонны (более 20 км), с извержением вулкана Кракатау в 1883 г., была



непрерывно прослежена вдоль оси пеплопада на север от центра извержения на расстояние более 600 км от вулкана до вулкана Шивелуч на севере Камчатки. В 85 км от вулкана Ксудач на долю фракций 0.5–2 мм приходилось около 50 вес. % и почти 30 вес. % частиц были крупнее 2 мм. Даже в районе вулкана Кизимен, в 410 км от центра извержения, доля крупных фракций пепла (1.0–0.25 мм) составляла около 15 вес. % [Брайцева и др., 1995].

Поступление в зону седиментации пепловых частиц, содержащих остаточную часть водорастворимого комплекса внутри газовых пор, имеет следствием высвобождение продуктов комплекса на стадии аутигенного минералообразования.

Возможно, некоторые геохимические особенности отложений верхнего эдиакария (венда) на юго-западе Восточно-Европейской платформы могут быть объяснены присутствием кислотообразующих агентов, поступивших в толщу осадка вместе с пепловым материалом. Эксплозивный вулканизм на юго-западном обрамлении Восточно-Европейской платформы имеет U-Pb возраст по цирконам из бентонитовых глин  $556.78 \pm 0.18$  млн лет [Soldatenko et al., 2019], но вулканический пепел присутствует и в вышележащих отложениях: наличие пеплового материала в т. н. калюсских слоях (верхний эдиакарий, могилев-подольская серия, нагорьянская свита) в Приднестровье подтверждено литолого-минералогическими [Копелиович, 1965] и геохимическими [Фелицын, Сочава, 1996] данными.

Согласно палеотектоническим реконструкциям, источники пеплового материала в отложениях верхнего эдиакария на юго-западе Восточно-Европейской платформы располагались в районе шовной тектонической зоны, отделяющей Складчатые Карпаты от платформенных комплексов, то есть на расстоянии 150–200 км от разрезов с пепловыми горизонтами. Сопоставление объема тефры и расстояний, на которые может пепловый материал современных крупных извержений плинианского типа, показывает возможность наличия в дистальной тефре частиц размером 0.25–1.0 мм. Отличительной чертой аргиллитов калюсских слоев (мощность ~20 м) является значительная изменчивость содержания

щелочных и щелочноземельных элементов. Содержание Sr в не затронутых вторичной карбонатизацией калюсских аргиллитах изменяется от 20 до 320 г/т при среднем содержании 80 г/т (данные энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа, ЭРФА, 35 определений, настоящая работа), содержание CaO – от 0.07 до 0.7 вес. % при среднем значении 0.18 вес. %, среднее содержание Na составляет 0.68 вес. % (инструментальный нейтронно-активационный анализ, ИНАА, 15 определений, настоящая работа). В ниже- и вышележащих терригенных кластических отложениях верхнего эдиакария на юго-западе Восточно-Европейской платформы столь низкого содержания натрия и подобных вариаций содержания кальция и стронция не наблюдается. Содержание Na в выше- и ниже- лежащих аргиллитах составляет ~1.0 вес. %, Ca = 0.56 вес. %, содержание стронция – 150 г/т [Фелицын, 2006]. Не исключено, что эмиссия соединений серы при разрушении частиц пепла в толще осадка и образовании аутигенных глинистых минералов (для пепловых горизонтов калюсских слоев – главным образом, галлуазит и каолин) и последующее восстановление сульфатной серы увеличила кислотность зоны диагенеза и определила мобильность натрия, кальция и стронция. Наличие дополнительного количества кислотообразующих агентов вулканического происхождения в калюсских слоях привело к мобилизации золота: среднее содержание Au калюсских слоев составляет 4 нг/г, тогда как в выше- и ниже- лежащих пачках содержание золота – 8 нг/г (ИНАА, 64 определений, настоящая работа). Поскольку одной из форм миграции золота в зоне гипергенеза является  $[\text{Au}(\text{SO}_4)_2]^-$ , наличие дополнительного количества серы, поступившего в толщу осадка с вулканическими пеплами, могло способствовать перераспределению золота в калюсских слоях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженная связь между содержанием серы и текстурой пепловых частиц вулкана Опала, извержение ~1500 л. н., объясняется сохранностью соединений водорастворимого комплекса пеплов внутри газовых пор при воздействии атмосферных осадков на пепловый материал в условиях континентальных

обстановок. В объеме тефры ОП-1500 преобладает частицы крупностью 0.25–0.50 мм, представленные ювенильным материалом пемзового облика с удлинёнными газовыми порами диаметром до 10 мкм, внутри которых сохранились содержащие серу соединения водорастворимого комплекса. Текстура пепловых частиц определяет содержание в них серы, что означает возможность переноса элементов водорастворимого комплекса с дистальной тефрой на значительные расстояния при извержениях, подобных извержению вулкана Опала ~1500 л. н.

Наличие вещества водорастворимого комплекса (в том числе, соединений серы) в газовых порах частиц пепла при извержении типа вулкана Опала ~1500 л. н., означает возможность поступления серы в осадочные отложения вместе с тефрой даже в случае нахождения пеплового материала в субаэральных условиях в течение длительного времени (сотни–тысячи лет). Разрушение частиц пепла на стадии раннего и позднего диагенеза может увеличить кислотность условий аутигенного минералообразования и привести к перераспределению лабильных соединений в толще осадка. Данные по геохимии содержащих вулканические пеплы аргиллитов верхнего эдиакария на юго-западе Восточно-Европейской платформы подтверждают подобную возможность.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асатуров М.Л., Будыко М.И., Винников К.Я. и др.* Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Кирьянов В.Ю.* Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700–1800 <sup>14</sup>С лет назад // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 30–49.
- Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я. и др.* Кислотные дожди. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 269 с.
- Кирьянов В.Ю., Соловьева Н.А.* Изменение вещественного состава вулканических пеплов в результате гравитационной эоловой дифференциации // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 10–19.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // Труды ГИН АН СССР. 1965. Вып. 121. 349 с.
- Малик Н.А.* Пеплы извержений вулканов Камчатки (2006–2013 гг.): состав, масса и водорастворимый комплекс / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский, 2019. 28 с.
- Мелекесцев И.В., Фелицын С.Б., Кирьянов В.Ю.* Извержение вулкана Опала около 500 г. – крупнейшее эксплозивное извержение нашей эры на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 21–34.
- Фелицын С.Б.* Щелочноземельные элементы в венд-кембрийских глинистых породах Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 4. С. 405–414.
- Фелицын С.Б., Ваганов П.А., Кирьянов В.Ю.* Распределение редких и рассеянных элементов в пеплах вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 23–35.
- Фелицын С.Б., Сочава А.В.* Eu/Eu\* в аргиллитах верхнего венда Русской платформы // ДАН. 1996. Т. 351. С. 521–524.
- Alidibirov M., Dingwell D.B.* Magma fragmentation by rapid decompression // Nature. 1996. V. 380. P. 146–148.
- Alidibirov M., Dingwell D.B.* Factors governing fragmentation of highly viscous magma // Terra Nova. 1997. V. 8. P. 189.
- Bruce F., Wilson C.J.N., Fierstein J., Hildreth W.* Complex proximal deposition during the Plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska / Published online: September 13, 2003. Berlin: Springer-Verlag, 2003.
- Heiken G.* Morphology and petrography of volcanic ashes // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 82. P. 1961–1988.
- Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Varekamp J.C.* The 1982 eruption of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite bearing pumices // J. of Volcanology and Geothermal Research. 1984. V. 23. P. 69–108.
- Self S.* The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions // Philos. Trans. R. Soc. A. 2006. V. 364. P. 2073–2097.
- Soldatenko Y., El Albani A., Ruzina M., Fontaine C., Nesterovsky V., Paquette J.-L., Meunier A., Ovtcharova M.* Precise U-Pb age constrains on the Ediacaran biota in Podolia, East European Platform, Ukraine // Scientific Reports. 2019. V. 9. Art. № 1675.

- Verhoogen J.* Mechanism of ash formation // Amer. J. Sci. 1951. V. 249. P. 729–739.
- Walker G.P.L.* Grain size characteristic of pyroclastic deposits // J. of Geol. 1971. V. 79. P. 696–714.
- Zelenski M., Simakin A., Taran Yu., Kamenetsky V.S., Malik N.A.* Partitioning of elements between high-temperature, low-density aqueous fluid and silicate melt as derived from volcanic gas geochemistry // Geochim. Cosmochim. Acta. 2021. V. 295. P. 112–134.

## **Sulfur in Tephra of Opala Volcano Eruption ca. 1500 years ago, Kamchatka**

**S. B. Felitsyn<sup>1, \*</sup>, V. Yu. Kiryanov<sup>2, \*\*</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS,  
Makarova emb., 2, Saint-Petersburg, 199034 Russia*

<sup>2</sup>*AICI NORD Ltd., Bering str., 38, Saint-Petersburg, 199397 Russia*

*\*e-mail: felitsynsergey@gmail.com*

*\*\*e-mail: vladimir.kiryanov@alcinord.com*

Sulfur-bearing compounds of Plinian-type volcanic eruptions can be transferred with ash particles of distal tephra over considerable distances. Average sulfur content in tephra of Opala volcano (Kamchatka, eruption ca. 1500 years ago) comprises 310 ppm with maximum concentration up to 800 ppm. Connection detected between sulfur content in bulk samples and the particle size distribution – sulfur is predominantly contained in the fraction 0.25–0.50 mm represented by elongated ash particles with elongated gas pores 1.0–10.0 μm in diameter. The most likely reason for the dependence of sulfur content on the texture of ash particles is preservation of sulfur compounds of the water-soluble complex inside gas pores. Sulfur-containing compounds deposited on the surface of ash particles were removed by precipitation in the process of existing tephra in continental environment. Ingress of ash particles into bottom sediments containing sulfur compounds on the inner surface of gas pores during plinian type eruptions similar to the eruption of Opala volcano ca. 1500 years ago, may influence the geochemistry of lithogenesis and lead to redistribution of elements sensitive to the presence of acid-forming agents in the sediment at the stage of diagenesis.

*Keywords:* Opala volcano eruption ca. 1500 years ago, sulfur, tephra, gas pores, ash particles texture

УДК 551.2+552.11JEOI

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА И СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ: АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

© 2024 г. М. Л. Толстых<sup>а, \*</sup>, В. Б. Наумов<sup>а, \*\*</sup>, А. В. Гирнис<sup>б, \*\*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,  
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: [mashtol@mail.ru](mailto:mashtol@mail.ru)

\*\*e-mail: [naumov@geokhi.ru](mailto:naumov@geokhi.ru)

\*\*\*e-mail: [girnis@igem.ru](mailto:girnis@igem.ru)

Поступила в редакцию 12.07.2023 г.

После доработки 12.09.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

Сформированы выборки данных по составам стекол расплавных включений в минералах вулканитов Восточного вулканического пояса и Срединного хребта Камчатки. Выявлен дисбаланс между распространенностью пород и расплавов разной кремнекислотности, с преобладанием основных и средних составов среди пород и кислых — среди стекол расплавных включений. Проанализирован характер распределения значений концентраций петрогенных элементов и элементов-примесей. Выявлен набор элементов (Nb, легкие редкоземельные элементы), концентрации которых различаются в расплавах разных обстановок, а также подобраны отношения редких элементов в расплавах, наиболее четко демонстрирующие их геодинамическую принадлежность.

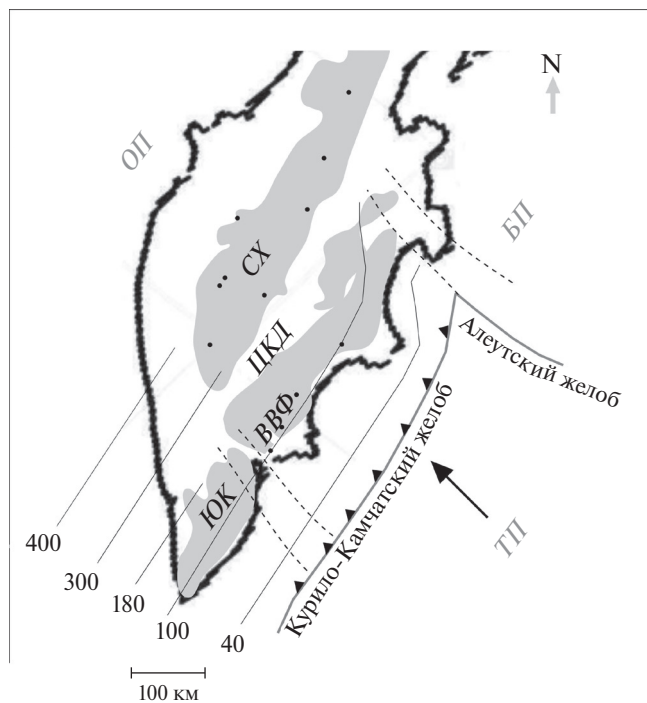
**Ключевые слова:** расплавные включения, Камчатка, Срединный хребет, Восточный вулканический пояс

DOI: 10.31857/S0203030624030031, EDN: JQNESQ

### ВВЕДЕНИЕ

Как наиболее геологически активный регион России Камчатка вызывает постоянный интерес исследователей самого разного профиля — вулканологов, сейсмологов, тектонистов, геохимиков и петрологов. На сегодняшний день накоплен колоссальный объем данных по составам пород, минералов и породообразующих сред. На основе материалов из базы данных по составам расплавных включений и остаточных стекол [Наумов и др., 2010], которая на сегодняшний день насчитывает 2 600 000 анализов, были проведены сравнения расплавов включений в минералах и закалочных стекол всей Камчатки [Наумов и др., 2020]

с усредненными характеристиками разных геодинамических обстановок — островных дуг и активных окраин [Наумов и др., 2017, 2019]. Однако геологическая история полуострова чрезвычайно сложна и многостадийна, и даже камчатский вулканизм четвертичного периода характеризуется сочетанием как минимум двух геодинамических обстановок, обусловивших одновременную активность Восточного вулканического пояса (ВВП) и Срединного хребта (СХ) [Авдейко и др., 2006; Park, 2002]. Задачей этой работы стала попытка выявить специфические особенности составов породообразующих расплавов этих крупнейших структур полуострова, используя массив опубликованных



**Рис. 1.** Схема полуострова Камчатка.

ОП, ТП, БП – литосферные плиты Охотская, Тихоокеанская, Берингская, СХ – Срединный хребет Камчатки, ЦКД – Центральная Камчатская депрессия, ВВФ – Восточный вулканический фронт, ЮК – Южная Камчатка.

Серыми полями обозначены неоген-четвертичные вулканические пояса Камчатки. Точками обозначено расположение вулканических центров, данные по которым использованы в работе. Пунктирные линии ограничивают Мало-Петропавловскую (на юге) и Берингскую (на севере) разломные зоны [Авдейко и др., 2006]. Сплошные тонкие линии – показатели глубины поверхности погружающейся плиты, по [Gorbatov et al., 2001].

данных по составам расплавных включений в минералах.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Камчатский полуостров – фрагмент Курило-Камчатской островной дуги (ККОД), приуроченной к конвергентной границе Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит. Активность островной дуги, как сейсмическая, так и вулканическая, определяется субдукцией океанической плиты. Своеобразие геодинамики Камчатки и в том, что в северной части Камчатки расположена Берингская зона трансформных разломов (рис. 1), приуроченных к границе Тихоокеанской плиты

и Берингского блока Северо-Американской плиты [Шапиро, Ландер, 2003; Шапиро, Соловьев, 2009; Yagodinski, 2001; Park, 2002 и др.]. Южная часть полуострова, ограниченная Мало-Петропавловской разломной зоной (см. рис. 1), считается продолжением Курильской ветви Курило-Камчатской островной дуги [Авдейко и др., 2006].

В Камчатском сегменте Курило-Камчатской островной дуги можно выделить глубоководный желоб, вулканический пояс и задуговой прогиб. Скорость субдукции оценивается как 7.6 см/г [Avdeiko et al., 2007]. Плоскость сейсмо-фокальной зоны (СФЗ), падающая под углом около 40°, согласно сейсмическим данным, прослеживается до 600 км на глубину [Кулаков и др., 2011]. Мощность коры полуострова меняется с запада на восток от 20 км под Срединным хребтом до 40 км в районе Центрально-Камчатской депрессии [Балеста и др., 1999]. Наличие в структуре Камчатки мощных блоков континентальной коры определяется мозаичным строением полуострова, который сложен серией сочлененных аккреционных комплексов и террейнов мезозойского возраста [Сухов и др., 2016], в том числе континентального и окраинно-морского происхождения, а также древним метаморфическим массивом [Цуканов, 2020].

На территории Центральной и Северной Камчатки выделяют две крупные субмеридиональные структуры, с которыми связана вулканическая активность – Срединный хребет на западе и Восточный вулканический пояс на востоке (например, [Nekrylov et al., 2021]), в состав которого входит Восточный вулканический фронт и Центральная Камчатская депрессия (см. рис. 1).

Вулканизм Восточного вулканического пояса обусловлен современными субдукционными процессами и имеет все характеристики типично островодужной системы, при некоторых различиях режимов магмогенерации в пределах ВВФ и ЦКД [Duggen et al., 2007; Portnyagin et al., 2007]. Согласно [Авдейко и др., 2006 и др.], Срединный хребет в неогеновое время также функционировал как классическая островная дуга, вулканизм которой определялся субдукционными процессами; глубоководный желоб тогда находился западнее своего нынешнего положения. Около 7–2 млн лет назад процесс

погружения Тихоокеанской плиты под Евразийскую был заторможен последовательным приращением к восточному побережью нынешней Камчатки фрагментов Кронцкой палеодуги, которые сейчас известны как полуострова Шипунский, Кронцкий и Камчатский мыс. В результате этих тектонических процессов ось субдукции переместилась на восток, заложился новый глубоководный желоб и новый современный вулканический пояс (Восточный вулканический пояс, ВВП). Однако и на Срединном хребте вулканизм не затухает по сей день. Существует несколько гипотез, объясняющих этот феномен, среди них – влияние флюидных потоков, связанных с современными субдукционными процессами [Churikova et al., 2001], плавление погружающегося фрагмента плиты в области так называемого “окна слэба” [Portnyagin et al., 2007], спрединг задугового прогиба с вовлечением астеносферного компонента [Колосков и др., 2013; Давыдова и др., 2019], дегидратация нижней коры и дегидратация погружающихся фрагментов в качестве источника флюида [Nekrylov et al., 2018, 2021a].

Таким образом, в плейстоцен-голоценовый процесс магмогенерации на Камчатке могут вовлекаться разнообразные компоненты: базиты и осадочные толщи погружающейся Тихоокеанской плиты, деплетированный мантийный клин, метасоматизированная мантия, нижняя и верхняя кора, а также астеносфера. Вероятно, такое разнообразие источников и возможность разной степени их плавления обусловили разнообразие магматических пород Камчатки, в том числе довольно экзотических, например, пикробазальтов или трахитов.

## МЕТОДИКА РАБОТЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

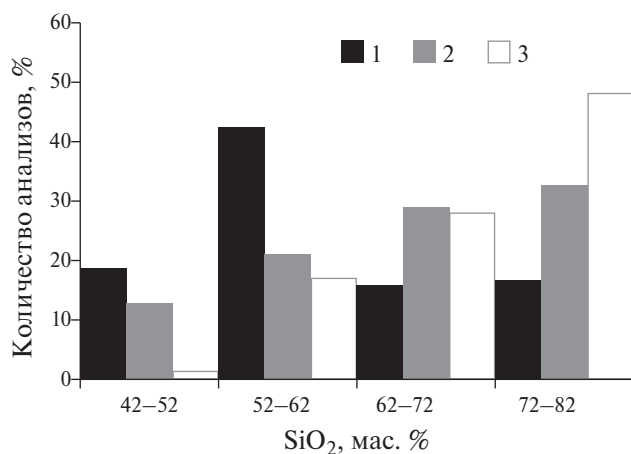
### *Выбор данных*

Из массива данных по расплавам и остаточным стеклам камчатских вулканитов, насчитывающего более 9650 анализов (см. [Наумов и др., 2020] и ссылки в статье; [Nekrylov et al., 2018, 2021; Volynets et al., 2024; Tolstykh et al., 2020]) были выбраны значения, характеризующие расплавные включения четвертичных вулканов Восточного вулканического фронта (центральный и северный сегменты), Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта (см. рис. 1).

В данном исследовании мы не рассматриваем вулканы Южной Камчатки, поскольку область полуострова южнее Малко-Петропавловской зоны разломов относится к Курильскому фрагменту Курило-Камчатской островной дуги, который характеризуют иные геодинамические условия. Также в выборку не включены данные по древним вулканическим и плутоническим массивам Камчатки. Список объектов, данные по которым используются в исследовании, приведен в табл. 1.

Сравнение выборок составов расплавных включений в минералах вулканитов Камчатки, валовых составов пород (база данных GEOROCK, <https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>) и стекол тефры камчатских вулканов (база данных TephraKam [Portnyagin et al., 2020]) выявило резкие различия в распределении содержаний  $\text{SiO}_2$ : изобилие средних пород сочетается с абсолютным преобладанием кислых составов стекол (рис. 2). Конечно, оценки параметров распределения могут быть смещенными, поскольку в выборках для Камчатки задействовано относительно небольшое количество работ. Однако редкость расплавов среднего состава хорошо соотносится с глобальными статистическими характеристиками составов расплавных включений и остаточных стекол, фиксирующими бимодальное распределение составов с минимумом в андезитовой области [Наумов и др., 2004, 2010, 2024], а также с данными по составам криптотефры [Lowe et al., 2017 и др.], стекла которой имеют, чаще всего, кислый состав. То, что среди пород максимально распространены андезибазальты и андезиты с содержаниями  $\text{SiO}_2$  52–62 мас. %, а среди расплавов – кислые разности (>72 мас. %  $\text{SiO}_2$ ), может свидетельствовать о распространенности процессов кумуляции и магматического смешения [Наумов и др., 1997; Halsor, 1989; Pal et al., 2007; Hodge, Jellinek, 2020 и др.]. Например, имеется масса свидетельств преобладания в минералах андезитов магматических включений дацит-риолитового состава [Schiano et al., 1995; Straub et al., 2011; Humphreus et al., 2006, 2008; Толстых и др., 2015 и др.].

Для данной работы важно то, что валовой состав породы и состав порообразующего расплава часто не идентичны, поэтому при всем обилии геохимических исследований



**Рис. 2.** Распределение пород и расплавов Камчатки по кремнекислотности.

1 – составы пород (GEOROCK, 4064 анализа), 2 – составы расплавных включений ([Наумов, 2010], 9596 анализов), 3 – составы стекол тефры ([Portnyagin et al., 2020], 7048 анализов).

вулканитов Камчатки ВВП и СХ [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Волюнец и др., 2018; Давыдова и др., 2019 и др.] полезно выявить характеристические критерии и для порообразующих расплавов, формировавшихся в обстановках Восточного пояса и Срединного хребта. Что касается составов остаточных стекол, то обширнейшая база данных по составам стекол тефры вулканов Камчатки ТерраКам [Portnyagin et al., 2020], на материале которой были проведены масштабные сопоставления стекол камчатских вулканов ЦКД, ВВФ и СХ, содержит, в основном, вариации кислых расплавов; доля основных стекол в этой базе данных минимальна (см. рис. 2). Таким образом, при всей масштабности накопленных данных по валовым составам пород и стекол тефры вулканов Камчатки анализ массива данных по расплавным включениям продолжает оставаться актуальным.

С использованием базы данных была сформирована выборка составов гомогенных закаленных стекол расплавных включений в разных порообразующих минералах – оливинах, пироксенах, амфиболах, плагиоклазах, кварце и даже рудных фазах. Содержания макрокомпонентов, как правило, получены на электронном микроанализаторе (EPMA), а содержания элементов-примесей измерены с помощью ионного зонда (SIMS) или масс-спектрометра с пробоотбором методом лазерной абляции (LA).

В ряде работ приведены подробные описания аналитических методик и упомянуто использование в качестве эталонов синтетических и природных стекол, анализы которых представлены в работах [Jochum et al., 2000, 2005; Danyushevsky et al., 2000; Sobolev, Chaussidon, 1996 и др.].

#### *Статистическая обработка данных*

Все данные по составам стекол расплавных включений были разделены на два главных блока – включения в минералах вулканитов Восточного вулканического пояса (ВВП; к сожалению, разграничить составы расплавов Восточного фронта и Центрально-Камчатской депрессии не удается из-за недостатка данных) и Срединного хребта (СХ). В каждом из этих блоков расплавы скомпонованы по кремнекислотности: основные (<53 мас. % SiO<sub>2</sub>), средние (53–63 мас. %) и кислые (>63 мас. %). Усредненные содержания петрогенных и летучих компонентов, а также элементов-примесей в основных, средних и кислых расплавах ВВП и СХ приведены в табл. 2.

Статистический анализ массивов данных для каждой категории (расплавы основного, среднего и кислого составов ВВП и СХ) показал, что для подавляющей части химических элементов, включая даже наиболее проблематичный параметр для измерения в природных стеклах – содержание Na<sub>2</sub>O [Nielsen, Sigurdsson, 1981; Borisova, 2022], характерно субнормальное распределение значений, поэтому для описательной статистики использовалось среднее арифметическое. Однако есть и исключения. Так, для основных расплавов как ВВП, так и СХ для содержаний MgO и Ni характерны заметные расхождения в параметрах моды, медианы и среднего значения, превышающее величину стандартного отклонения. В расплавах среднего состава СХ такие же отклонения от симметричного распределения также демонстрирует MgO, и, в меньшей степени, SiO<sub>2</sub>. Тем не менее, поскольку таких компонентов всего два, для них мы также приводим средние арифметические значения.

К сожалению, данные по содержаниям летучих компонентов – H<sub>2</sub>O, F, Cl, S – для каждой категории демонстрируют крайне высокую дисперсию и асимметричный характер распределения значений, что, вероятно, связано

Таблица 1. Вулканические центры Камчатки, рассматриваемые в статье

Срединный хребет	Обр.	Восточный вулканический пояс	Обр.
Ахтанг	Л	Авачинский	Л, Т
Ичинский	Л, Т	Шивелуч	Л, Т
Хангар	Т	Безымянный	Л, Т
Кекукнайский	Т	Камень	Л
Моногенный центр Черпук*	Т	Ключевской	Л, Т
Тобельцен*	Т	Карымский	Л, Т
Вулканы Тигильского дола**	Л	Жупановский	Л, Т
Конус LP*	Т	Толбачик	Л
Пирокластический поток р. Ича***	Т	Семячик	Л

Примечания. \* – [Nekrylov et al., 2021]; \*\* – [Volynets et al., 2024]; \*\*\* – [Толстых и др., 2020]. Ссылки на работы по остальным вулканическим центрам приведены в работе [Наумов и др., 2020]. Л, Т – типы пород, включения в минералах которых анализировались: Л – лавы, Т – тейфра.

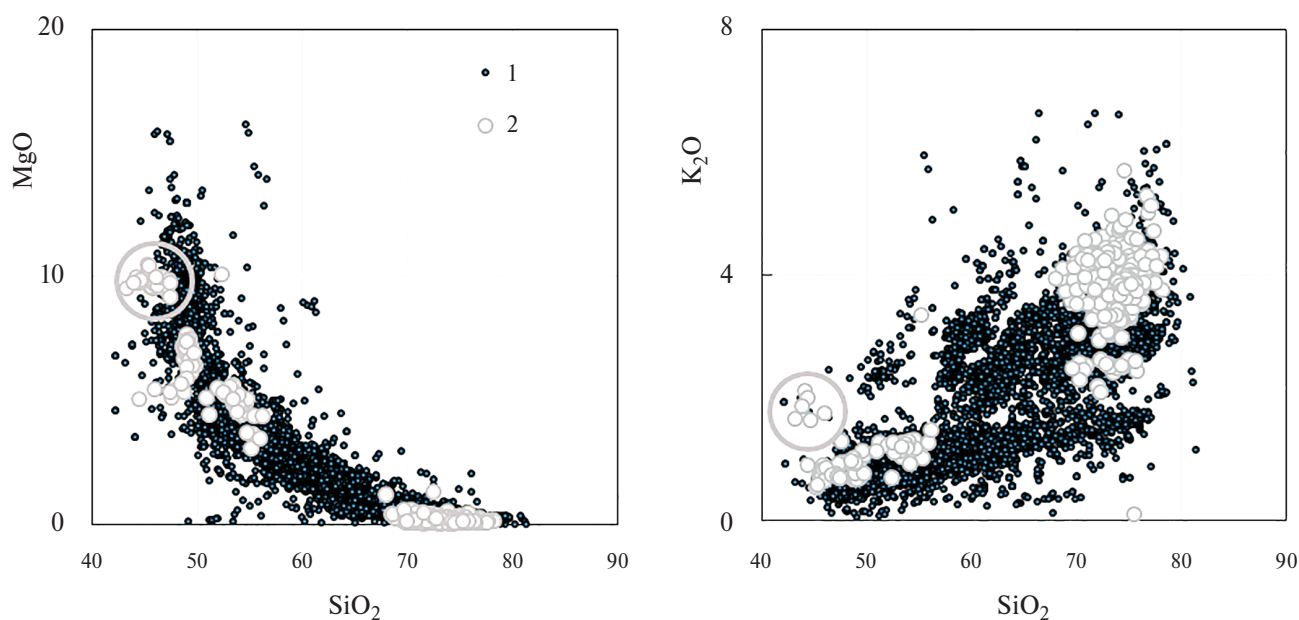


Рис. 3. Бинарные диаграммы MgO-SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> для расплавов Восточного вулканического пояса (1) и Срединного хребта (2).

В больших кружках – расплавы высокомагнезиальных расплавов центра Большой Тигиль.

с методическими сложностями измерений, а также вероятной потерей летучих при гомогенизации стекол. Поэтому при анализе материалов по расплавам из разных зон Камчатки эти компоненты оказались мало информативными.

В дальнейшем основное внимание будет уделено микрокомпонентному составу расплавов, чему есть несколько причин. Во-первых, многие авторы приводят не исходные измерения, а реконструированные составы захваченных расплавов, с учетом различных типов

постзахватных изменений: кристаллизации кайм и диффузионных процессов [Ford, 1993; Danyushevsky, Plechov, 2011], потери летучих и кремнезема [Portnyagin et al., 2019; Gavrilenko et al., 2016] и т.д. Возможно, асимметричные распределения концентраций MgO и SiO<sub>2</sub> в массивах характеристик базальтовых и андезибазальтовых расплавов могут быть объяснены именно разнообразными пересчетами. Учитывая реальную точность анализа, содержания редких элементов даже в случае пересчетов меняются не значимо.



**Таблица 2.** Средние содержания петрогенных и летучих компонентов, а также элементов-примесей в основных, средних и кислых расплавах ВВП и СХ

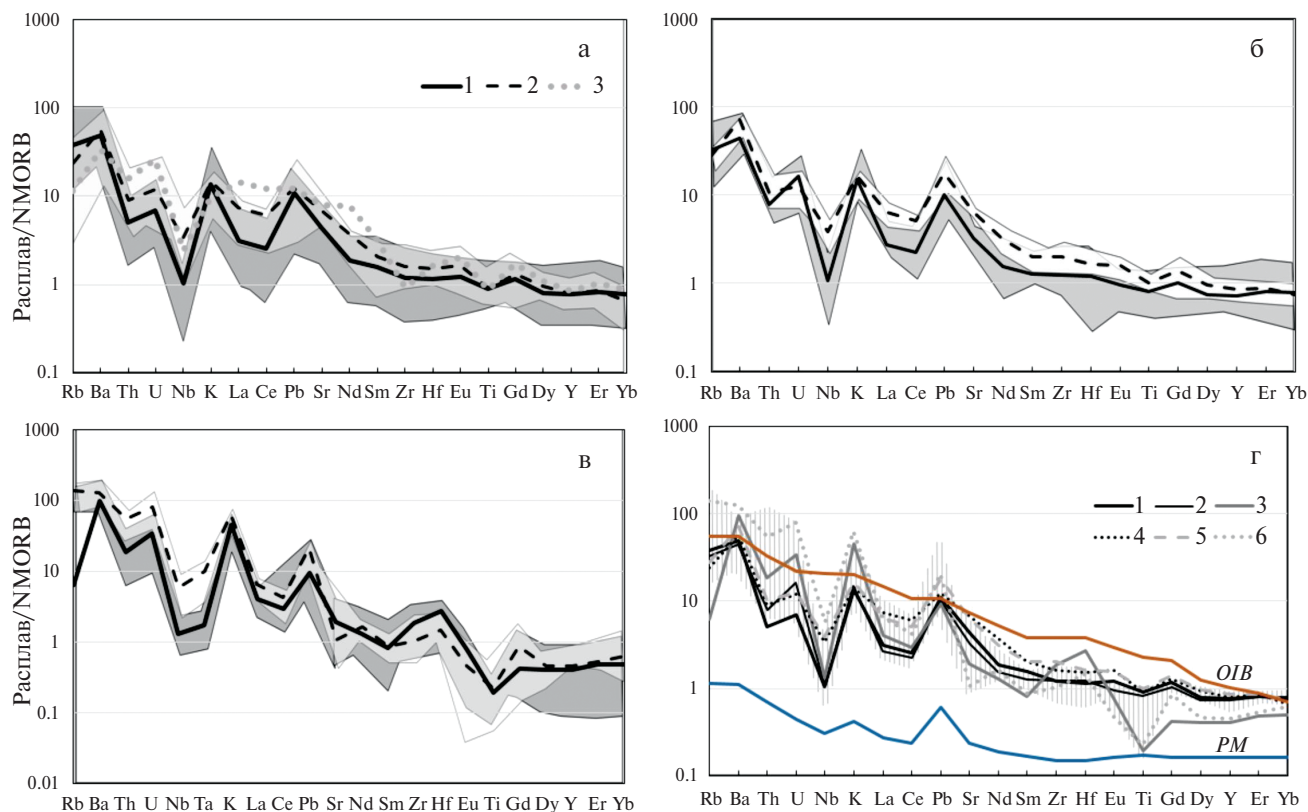
N	Расплавы ВВП			Расплавы СХ		
SiO <sub>2</sub>	49.76	58.42	71.28	48.00	54.19	73.64
$\sigma$	1.95	2.92	3.76	1.97	1.56	2.24
TiO <sub>2</sub>	1.07	1.21	0.49	1.39	1.18	0.21
$\sigma$	0.31	0.34	0.32	0.29	0.25	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.45	15.74	13.63	17.43	18.15	12.53
$\sigma$	2.11	1.51	1.40	1.42	0.91	1.22
FeO	8.52	7.45	2.31	8.38	7.56	0.97
$\sigma$	1.94	1.88	1.50	1.98	1.33	0.46
MnO	0.14	0.15	0.07	0.12	0.15	0.06
$\sigma$	0.05	0.05	0.05	0.04	0.02	0.04
MgO	7.11	2.84	0.54	7.53	4.80	0.21
$\sigma$	2.65	1.31	0.47	1.85	0.73	0.26
CaO	10.94	5.98	1.93	11.31	7.66	0.91
$\sigma$	2.32	1.50	1.15	2.71	0.87	0.65
Na <sub>2</sub> O	3.12	4.00	4.32	3.60	3.61	3.26
$\sigma$	0.69	0.64	0.68	0.29	0.60	0.65
K <sub>2</sub> O	0.83	1.85	2.76	0.93	1.34	3.87
$\sigma$	0.43	0.96	0.76	0.35	0.54	0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.38	0.11	0.34	0.46	0.10
$\sigma$	0.15	0.24	0.12	0.15	0.09	0.12
Cl	0.10	0.09	0.10	0.05	0.05	0.09
$\sigma$	0.03	0.05	0.05	0.01	0.01	0.07
F	0.00	0.04	0.02	0.07	0.10	0.09
$\sigma$	0.04	0.04	0.03	0.02	0.23	0.06
S	0.17	0.05	0.02	0.14	0.16	0.04
$\sigma$	0.90	0.07	0.01	0.03	0.05	0.02
H <sub>2</sub> O	2.02	2.34	2.82	1.55	1.98	3.73
$\sigma$	1.38	1.12	1.65	0.28	0.52	1.74
N	3148			379		
Li	15.73	11.51	36.69	8.04	10.77	33.83
$\sigma$	116.07	5.01	24.63	2.04	2.50	9.54
Be	0.55	3.05	1.66	1.26	1.41	1.79
$\sigma$	0.15	6.12	2.26	0.42	0.71	0.30
B	13.58	12.37	59.17	4.53	3.48	24.98
$\sigma$	4.37	5.23	26.40	1.82	1.05	6.89
Y	20.43	21.22	8.86	22.56	23.56	9.72
$\sigma$	4.58	8.72	7.55	2.53	3.10	4.17
La	5.54	7.34	9.39	14.31	15.91	16.05
$\sigma$	2.15	3.32	2.62	8.49	2.53	3.60
Ce	13.40	19.43	19.71	34.71	37.73	30.07
$\sigma$	3.73	8.99	6.87	22.15	5.67	7.51
Pr	—	—	2.02	5.20	5.11	17.47
$\sigma$	—	—	0.52	3.40	0.67	9.81
Nd	11.30	13.14	9.13	21.54	22.64	10.59
$\sigma$	17.74	5.98	4.60	13.25	3.62	2.99

Таблица 2. Окончание

Sm	3.06	3.71	1.93	4.74	5.24	1.84
$\sigma$	0.85	1.61	1.26	1.68	0.88	0.66
Eu	1.07	1.11	0.99	1.67	1.59	0.51
$\sigma$	0.42	0.38	0.99	0.45	0.25	0.31
Gd	3.72	3.75	2.72	4.98	5.12	2.71
$\sigma$	1.04	1.61	1.67	1.49	0.88	2.10
Dy	3.36	3.73	2.24	4.21	4.31	1.61
$\sigma$	0.74	1.55	1.53	0.63	0.59	0.64
Er	2.18	2.57	1.64	2.59	2.52	1.23
$\sigma$	0.55	1.16	1.06	0.60	0.42	0.50
Yb	2.04	2.67	1.71	2.06	2.19	1.50
$\sigma$	0.53	1.01	1.06	0.47	0.33	0.59
Lu	–	0.16	0.23	0.30	0.33	–
$\sigma$	–	0.02	0.04	0.09	0.06	–
Rb	18.09	25.63	46.59	6.80	15.34	73.28
$\sigma$	2.02	14.55	16.35	2.30	2.25	23.33
Sr	317.64	350.15	166.79	576.36	581.79	159.05
$\sigma$	79.04	74.98	39.94	103.03	60.52	–
Ba	253.97	327.07	605.78	255.10	453.95	859.38
$\sigma$	89.77	134.88	167.20	165.29	53.68	208.55
Cr	304.80	2101.20	1570.92	273.34	138.01	1.68
$\sigma$	372.43	416.35	355.52	615.43	43.27	1.34
Ni	187.60	–	–	36.93	59.99	–
$\sigma$	128.02	–	–	22.32	44.61	–
Zr	69.75	99.32	179.30	120.96	145.59	84.52
$\sigma$	25.63	54.80	64.33	30.72	24.05	43.36
Hf	2.02	3.08	3.35	3.16	3.28	2.82
$\sigma$	0.53	1.44	1.56	0.58	0.57	1.00
Nb	1.75	2.57	3.53	7.77	8.83	11.29
$\sigma$	0.95	1.23	1.43	2.32	1.93	4.06
Ta	–	0.97	0.67	0.54	0.49	1.19
$\sigma$	–	0.10	0.29	0.14	0.10	0.36
Th	0.50	0.89	2.44	0.93	1.21	6.37
$\sigma$	0.29	0.54	1.23	0.43	0.37	2.06
U	0.32	0.69	1.51	0.44	0.56	3.47
$\sigma$	0.17	0.38	0.84	0.30	0.19	1.17
Cu	145.61	189.63	137.66	66.38	–	26.17
$\sigma$	35.95	34.37	103.93	31.17	–	7.54
Pb	2.29	4.28	6.30	2.70	5.26	5.49
$\sigma$	1.61	2.11	3.57	1.71	1.55	1.69
N		227			122	
N	149	55	23	74	21	27

Примечание. N – количество анализов включений,  $\sigma$  – стандартное отклонение.

Во-вторых, поля расплавов ВВП и СХ перекрываются (рис. 3) по всем петрогенным компонентам; следовательно, их содержания не могут служить специфическими петрогенетическими характеристиками. Исключением можно считать только высокомагнезиальные ультраосновные расплавы, обогащенные калием (см. рис. 3, точки в кружке), однако эти уникальные



**Рис. 4.** Спайдер-диаграммы для усредненных составов расплавов ВВП и СХ.

Расплавы: а – основного; б – среднего; в – кислого составов; г – сводный график. Серое и белое поля на рис. (а–в) – все данные по расплавам ВВП и СХ соответственно, поле со штриховкой на рис. (г) – поле расплавов островных дуг и активных окраин [Наумов и др., 2024].

Линии на графиках (а–в): 1 – расплавы ВВП; 2 – расплавы СХ; 3 – уникальные расплавы центра Большой Тигиль в Срединном хребте; на графике (г): 1, 3, 5 – расплавы ВВП; 2, 4, 6 – расплавы СХ основного, среднего и кислого составов соответственно. Составы примитивной мантии (PM) и базальтов океанических островов (OIB) приведены по [Sun, McDonough, 1989].

породы [Volynets et al., 2023] были обнаружены пока на единственном эруптивном центре Большой Тигиль в пределах СХ.

#### *Анализ данных по содержаниям элементов-примесей*

Анализ данных по содержаниям микроэлементов осложняется тем, что в работах разных авторов, выполненных в разных лабораториях в разное время, приведены анализы разного набора компонентов. Например, многие анализы стекол не содержат данных о количествах Pb и Ta. Однако в большинстве случаев микроэлементные составы стекол показательны в качестве индикаторов принадлежности к ВВП или СХ (см. табл. 2).

Наиболее значимые различия демонстрируют, в первую очередь, содержания Nb, заметно

более высокие в расплавах СХ (1.7–3.5 и 7.7–11.3 ppm для ВВП и СХ соответственно), и, в меньшей степени, Ta (0.17–0.67 и 0.54–1.19 соответственно). Причем на остальные высокочargedные элементы группы (HFSE: Zr, Hf) эта закономерность не распространяется, они практически идентичны в расплавах фронтальной и тыловой зоны дуги. Также в расплавах СХ всех категорий (от основных до кислых) выше содержания легких лантаноидов (сумма редкоземельных элементов, РЗЭ, от La до Nd составляет 30–38 и 56–75 ppm для ВВП и СХ соответственно). Тяжелые РЗЭ не демонстрируют столь заметной разницы ( $\Sigma\text{Sm-Yb}$  11–18 и 8–20 ppm в ВВП и СХ соответственно). Кроме того, расплавы СХ несколько богаче U и Th, а расплавы ВВП – сидерофильными компонентами и хромом.

В целом, характер спайдер-диаграмм для всех типов расплавов обеих обстановок чрезвычайно схож (рис. 4). Для каждой из них характерен резко выраженный Nb-минимум, высокие концентрации Ba, K, Pb и слабое обеднение тяжелыми РЗЭ относительно легких (La/Yb растёт от 2.7 до 5.5 от основных к кислым расплавам ВВП, от 6.9–10.7 от основных к кислым расплавам СХ). Наиболее заметное отличие одноименных расплавов ВВП и СХ заключается именно в глубине Nb-минимума, поскольку в расплавах СХ этот дефицит проявлен несколько меньше (усредненные значения La/Nb составляют 3.1 и 1.5 для расплавов ВВП и СХ соответственно).

Расплавы дацит-риолитового состава по сравнению с основными различиями характеризуются заметным обогащением наиболее некоррелируемыми LILE и легкими РЗЭ, Hf, Th и U (при сохранении Th/U отношения), менее выраженным отрицательным экстремумом Nb, обеднением Sr, а также средними и тяжелыми РЗЭ относительно основных разностей. Еще одно существенное отличие кислых расплавов от базитовых – дефицит Ti в кислых расплавах.

Нужно отметить сходные тенденции у расплавов разных обстановок: по мере роста кремнекислотности уменьшается глубина Nb-минимума, растут содержания наиболее несовместимых компонентов и уменьшаются концентрации Ti, Sr и тяжелых РЗЭ. Дефицит Ti можно объяснить фракционированием рудной фазы [Moore, Carmichael, 1998], а дефицит Sr – фракционированием плагиоклаза. Недостаток тяжелых РЗЭ может быть результатом фракционирования амфиболов и пироксенов [Sisson, 1991, 1994; Klein, 1997]. Однако, в целом, если кривые основных и средних расплавов ВВП и СХ на графиках располагаются субпараллельно, с легким равномерным обогащением более дифференцированных составов, то кривые кислых расплавов сочетанием достаточно резких экстремумов в области LILE, Th, U, Hf и минимумов Ti и Sr, резко отличаются от более основных разностей. Это предполагает формирование кислых расплавов не только при дифференциации основных расплавов, но и за счет комплекса петрогенетических процессов, включая частичное плавление фрагментов погружающейся плиты [Portnyagin et al., 2007]

или частичное плавление коровых базитов под влиянием флюидного компонента [Добрецов и др., 2012].

Среди всех расплавов обеих обстановок резко выделяются высокомагнезиальные расплавные включения в оливинах пикробазальтов вулканического центра Большой Тигиль (см. рис. 3, 4а). Чрезвычайно высокая степень обогащенности легкими редкоземельными элементами может быть объяснена локальным плавлением специфического метасоматизированного субстрата, чьи характеристики нельзя считать напрямую обусловленными геодинамической позицией вулканического центра и его принадлежностью к СХ [Volynets et al., 2023]. Уникальность этих составов предполагает исключение их из общей выборки данных при ее статистическом анализе.

На сводной спайдер-диаграмме (см. рис. 4г) нанесены, помимо усредненных составов всех групп расплавов, линии магматических источников – примитивной мантии и OIB, по [Sun, McDonough, 1989], а также поле составов расплавов субдукционных обстановок (островных дуг и активных окраин), а также линия усредненных составов расплавов задуговых бассейнов [Наумов и др., 2023]. Все данные по Камчатке укладываются в это достаточно ограниченное поле составов, за исключением несколько более высокого содержания ниобия в кислых расплавах Срединного хребта.

На сводной спайдер-диаграмме, наряду с усредненными составами расплавов ВВП и СХ, нанесены нормативные составы пород, отвечающих магматическим источникам РМ и OIB [Sun, McDonough, 1989]. Традиционно во многих геохимических работах [Churikova et al., 2001 и др.] относительную обогащенность вулканических СХ принято объяснять вовлечением в магмогенезис обогащенного источника типа OIB – более глубинных частей мантийного клина. Однако не совсем очевидно, как характеристики этого нормативного состава могут обусловить избирательный рост концентраций отдельных элементов в расплавах СХ относительно расплавов ВВП.

В целом же соотношения кривых ВВП и СХ на спайдер-диаграммах чрезвычайно схожи с соотношениями пород фронтальной и тыловой дуг для разных фрагментов Тихоокеанского

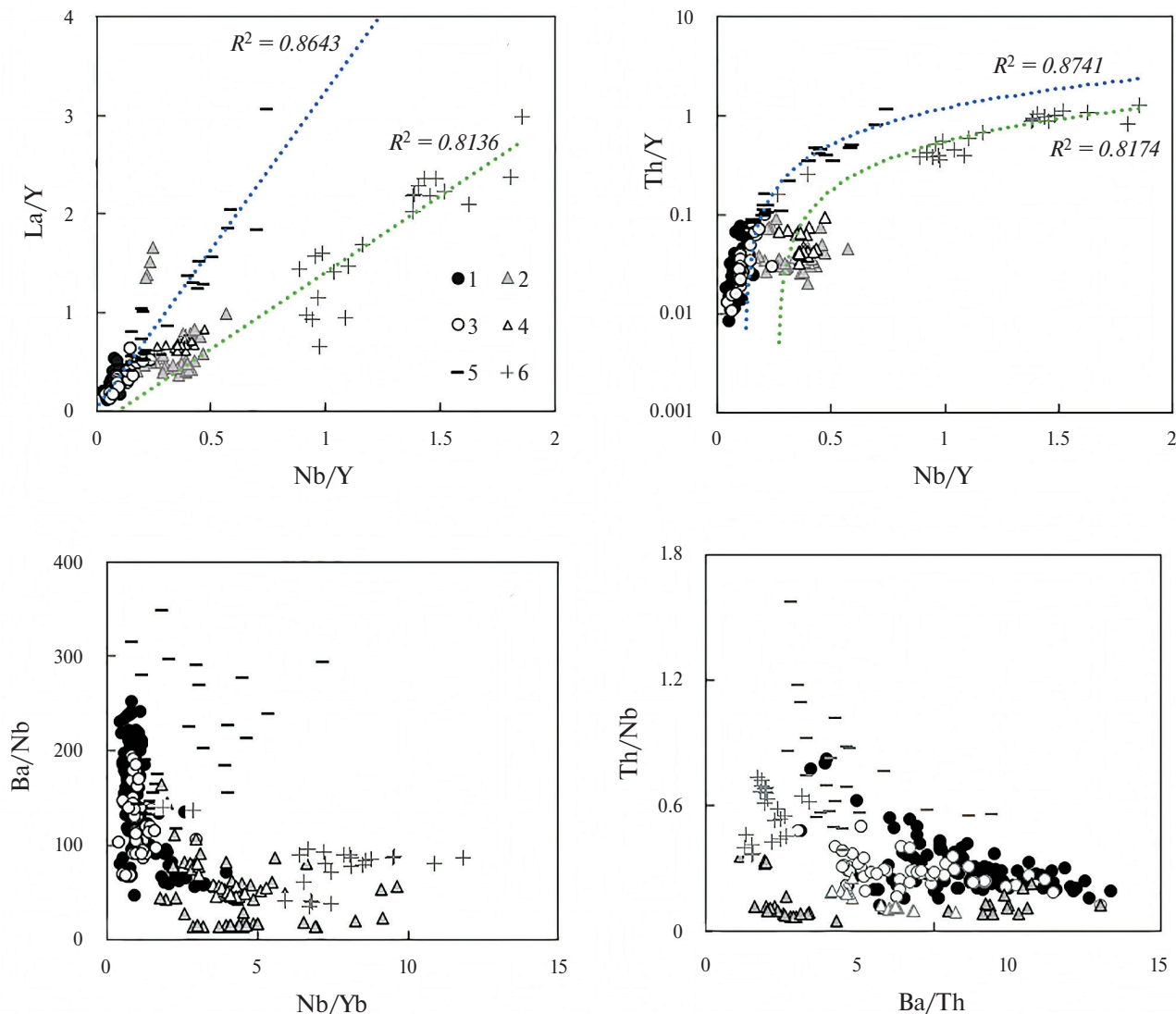


Рис. 5. Бинарные диаграммы отношений элементов-примесей для расплавов ВВП и СХ Камчатки. 1, 3, 5 – основные, средние и кислые расплавы ВВП; 2, 4, 6 – основные, средние и кислые расплавы СХ.

кольца [Pearce, Stern, 2006], однако на описанных в этой работе островных дугах (Изу-Бонинская, Тонга, Скотия, Алеутская, Марианская и др.) диапазон концентраций ниобия заметно больше, чем на Камчатке; кроме того, для пород тыловой зоны характерно повышение концентраций прочих высокозарядных элементов. Возможно, такие различия связаны с тем, что все вышперечисленные объекты, в отличие от Камчатки, относятся к классическим энсиалическим островным дугам.

#### *Поиск характеристических критериев для расплавов ВВП и СХ*

В основном, на бинарных диаграммах отношений редких элементов, традиционно

используемых в геохимии в качестве маркеров обстановок и источников магмогенерации, составы расплавов ВВП и СХ представляют собой два накладывающихся друг на друга облака точек.

Наиболее приемлемыми для всего массива данных оказываются диаграммы, принятые для разделения вулканитов фронтальной и тыловой дуг [Pearce et al, 1995; Pearce, Stern, 2006; Duggen et al., 2007]. Впрочем, многие из них также затруднительно использовать для Камчатке в силу ее сложной геологической истории и структуры, поскольку этот вулканически активный район сочетает в себе признаки энсиалической островной дуги и активной

континентальной окраины, в строении полуострова принимают участие разновозрастные и разноставные террейны и палеодуги, и, кроме того, ситуация осложняется вероятным “перескоком” оси субдукции на восток и деструкцией слэба [Авдейко и др., 2006; Portnyagin et al., 2007]. Однако в некоторых случаях диаграммы отношений редких элементов в расплавах СХ и ВВП оказываются репрезентативными (рис. 5). Несмотря на то, что большинство этих диаграмм изначально предназначались для характеристик магматического источника, используемые для них критерии могут быть показательны не только для базитов, но и для более дифференцированных расплавов. На диаграмме Nb/Y–La/Yb различия в области основных расплавов не слишком значительны, однако можно отметить, что расплавы СХ имеют несколько более высокие значения этих отношений, характеризующих степень деплетированности мантийного источника [Pearce et al., 1995]. Что же касается кислых составов, то для них эти параметры могут быть соотнесены с масштабностью процессов фракционирования амфибола [Brophy, 2005; Portnyagin, 2021], и в этом случае фиксируют совершенно различные тренды фракционирования для фронтальных (ВВП) и тыловых (СХ) вулканов (см. рис. 5а, 5б). На рис. 5а особняком лежит поле точек обогащенных лантаном базитовых расплавов СХ; эти точки соответствуют расплавам уникального центра Большой Тигиль, о котором говорилось выше. Расположение же прочих точек основных и средних расплавов характеризуется высокой локализованностью.

Субдукционный компонент, представленный отношением Ва/Nb [Pearce et al., 1995], предсказуемо выше в расплавах ВВП (см. рис. 5в, 5г), в то время как маркер задуговой обстановки Nb/Yb [Pearce, Stern, 2006] повышен в расплавах СХ. Причем если в расплавах основного состава различия минимальны, то для расплавов дацит-риолитового состава эти расхождения принципиальны, характеризуя, опять-таки, не столько особенности источника магмогенерации, сколько векторы фракционирования, в первую очередь, амфибола и пироксенов, которые могут выступать в качестве концентраторов некогерентных элементов. Для кислых расплавов ВВП характерен очень большой разброс

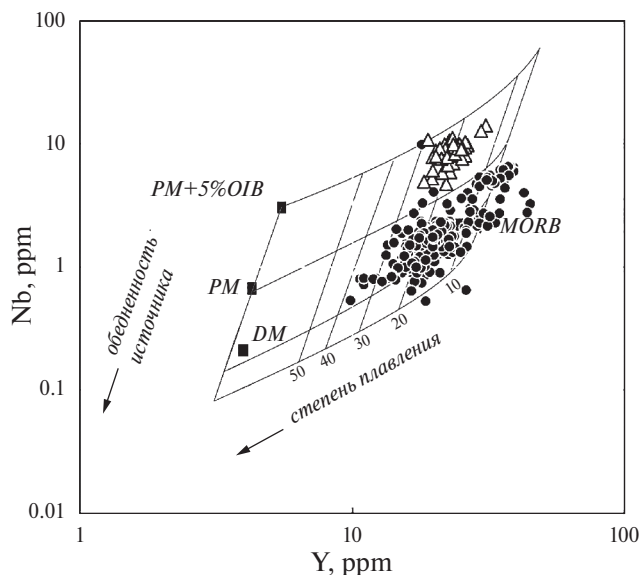


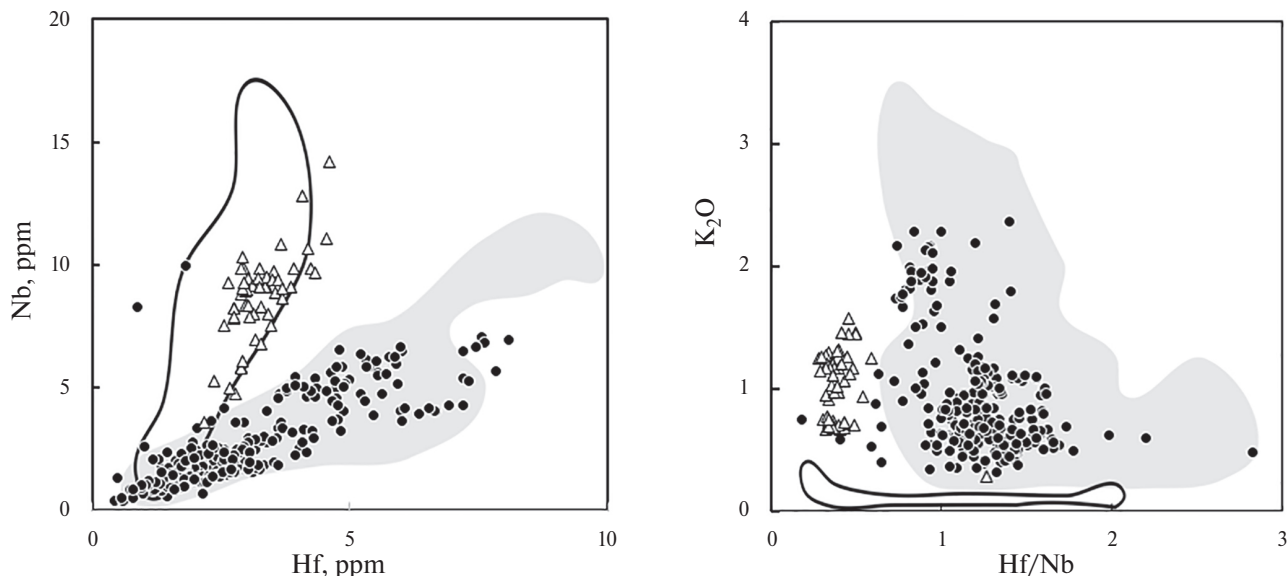
Рис. 6. Бинарная диаграмма Y–Nb для основных расплавов.

Маркеры расплавов ВВП и СХ те же, что и ранее. Значения DM, PM (мантия деплетированная и примитивная), OIB (базальты океанических островов), N-MORB (базальты срединно-океанических хребтов) приведены, по [Portnyagin et al., 2007].

значений, который подтверждается и данными работы по стеклам тефры [Portnyagin et al., 2020].

Отношение Ва/Th, которое принято связывать с присутствием субдукционного флюида [Plank, 2005], неравномерно распределено для базитовых расплавов СХ – выделяется группа точек с аномально низкими значениями этих величин (см. рис. 5г); к ним относятся не только вышеупомянутые уникальные базиты центра Большой Тигиль, но и расплавы Кекукнайского массива. Фигуративные точки этих расплавов вообще максимально приближены к центру координат (см. рис. 5г), что может трактоваться как минимальное присутствие следов субдукционного участия в процессах магмогенеза. Эти расплавы на основании измерения количества летучих в стекле были реконструированы [Nekrylov et al., 2018, 2022] как мантийные выплавки, генетически связанные с деляминацией нижней коры.

К сожалению, все вышеприведенные характеристики наиболее показательны для кислых расплавов; расплавы основного и среднего состава СХ и ВВП дифференцировать с их помощью довольно трудно.



**Рис. 7.** Бинарные диаграммы Hf–Nb и Hf/Nb–K<sub>2</sub>O для основных и средних расплавов молодых вулканов ВВП и СХ.

Маркеры расплавов ВВП и СХ те же, что и ранее. Полями отмечены расплавы офиолитов Камчатского мыса (пустое поле) и вулканов Южной Камчатки (серое поле) (см. [Наумов и др., 2020] и ссылки в этой работе).

Относительно четкие различия в расположении фигуративных точек основных расплавов ВВП и СХ присутствуют лишь на диаграммах, учитывающих содержания ниобия. В частности, на вариационной диаграмме Y–Nb, коррелирующей соотношения этих компонентов с особенностями мантийного источника и степени его плавления [Portnyagin, 2007], маркеры расплавов разных обстановок попадают в поля, различающиеся по степени обогащенности источника: если расплавы ВВП близки к N-MORB, то расплавы СХ тяготеют к примитивной или метасоматизированной мантии (рис. 6).

Существует и более наглядный параметр, демонстрирующий различия основных/средних расплавов разных геодинамических обстановок. Таким параметром может служить отношение высоkozарядных элементов Hf и Nb. Для абсолютного большинства расплавов Восточного вулканического пояса характерно отношение Hf : Nb 0.9–1.4 (рис. 7), в то время как для расплавов Срединного хребта оно существенно ниже – 0.3–0.4. Единичные расплавные включения с подобными параметрами встречаются и на вулканах ВВП (Авачинский, Карымский), что, вероятно, может фиксировать процессы магматического смешения.

Таким образом, можно констатировать наличие специфического источника магмогенерации,

поставляющего расплав или флюид, обогащенный Nb относительно Hf. Причем присутствие этого источника характеризует, главным образом, четвертичный вулканизм Срединного хребта. Механизм формирования таких относительно обогащенных ниобием расплавов пока окончательно неясен. Среди всего массива данных по составам расплавных включений вулканических Камчатки, включая Южную Камчатку и одновременные вулканические приключенных палеодуг (см. [Наумов, 2020] и ссылки в этой работе), помимо расплавов СХ обнаружен единственный объект со сходными значениями Nb и Hf – это офиолиты полуострова Камчатский мыс [Portnyagin et al., 2005, 2008]. Впрочем, сходство отношений высоkozарядных элементов (HFSE) в расплавах СХ и офиолитов мелового возраста не дает возможностей для каких-либо генетических обобщений, поскольку другие характеристики этих расплавов совершенно различны (см. рис. 7).

Механизм формирования таких относительно обогащенных ниобием расплавов, как расплавы СХ, пока не ясен. Среди всего массива данных по составам расплавных включений вулканических Камчатки, включая Южную Камчатку и одновременные вулканические приключенных палеодуг (см. [Наумов, 2020] и ссылки в этой работе),

обнаружен единственный объект со сходными значениями Nb и Hf – это офиолиты полуострова Камчатский мыс [Portnyagin et al., 2005, 2008]. Впрочем, сходство отношений высокозарядных элементов (HFSE) в расплавах СХ и офиолитов мелового возраста не дает возможностей для каких-либо генетических обобщений, поскольку другие характеристики этих расплавов совершенно различны (см. рис. 7).

К сожалению, нехватка данных по содержанию многих редких элементов в анализах из разных работ не дает возможности оценить участие многих факторов, определяющих процессы магмогенерации, например, коровой ассимиляции или степени плавления субстрата. А отсутствие данных по изотопным характеристикам расплавов Камчатки, которые могут отличаться от показателей пород (например, [Saal et al., 1998; Bouvier et al., 2022]), делает большинство генетических гипотез в значительной мере спекулятивными, лишенными достаточной доказательной базы. Поэтому представляется весьма оправданным то, что в задачи данной работы входило не столько реконструкция условий магмогенерации, сколько фиксация характеристик расплавов и поиск релевантных критериев для определения принадлежности расплавов тому или иному вулканическому поясу Камчатки.

## ВЫВОДЫ

Имеющиеся массивы данных по составам вулканитов Камчатки [GEOROCKS, <https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>], остаточных стекол тефры [TephraKam, Portnyagin, 2020] и стекол расплавных включений в минералах [Наумов, 2010], несмотря на частичное совпадение объектов, не дублируют друг друга, но могут являться взаимодополняющими корпусами данных, весьма востребованными для решения петрологических задач.

Несмотря на меньший охват объектов и меньшее количество анализов, в базе данных по составам расплавов Камчатки наиболее равномерно представлены расплавы разной кремнекислотности от пикробазальтов до риодацитов.

В целом расплавы Камчатки имеют вполне традиционный состав для субдукционных

обстановок (будь то островные дуги или активные континентальные окраины), а также задуговых бассейнов.

Расплавы ВВП и СХ характеризуются рядом различий, которые предполагают участие в магмогенерации четвертичных вулканов СХ специфического источника, обогащенного Nb и, в незначительной степени, Th, U, легкими РЗЭ.

Наиболее удобными для выявления геохимической принадлежности расплавов могут служить отношения микроэлементов, такие как Nb/Y, La/Y, Th/Y, а также Ba/Nb и Nb/Yb. Различия в величинах этих параметрах накапливаются по мере роста кремнекислотности расплавов.

Наиболее эффективным показателем принадлежности основных и средних расплавов ВВП или СХ может служить отношение Hf/Nb.

Специфика расплавов СХ и их относительная обогащенность некогерентными элементами объясняется, вероятно, множественностью петрогенетических факторов, среди которых неоднородность литосферной мантии, разные варианты генезиса флюида, а также возможное участие в магмогенерации астеносферной мантии и коры.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность М.М. Певзнер и А.Д. Бабанскому за помощь в работе.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена за счет средств бюджетного финансирования Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геохимические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265. <https://doi.org/10.1134/S0869591106030027>



- Балеста С.Т., Зубин М.И., Аносов Г.И., Утнасин В.К.* Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 35–42.
- Вольнец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.* Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1979–1996. <https://doi.org/10.15372/GiG20181204>
- Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б.* Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 282–307. <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273283-308>
- 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.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю., Философова Т.М.* Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Петролого-минералогические особенности, модель петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 63–89. <https://doi.org/10.1134/S0742046313020048>
- Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В.* Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Л.* Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 654–665.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В.* Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2010. № 12. С. 1266–1288.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В.* Среднее содержание летучих компонентов, петрогенных и редких элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок Земли. I. Расплавы основного состава // Геохимия. 2017. № 7. С. 618–643. <https://doi.org/10.31857/S0016-7525644395-408>
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В.* Среднее содержание летучих компонентов, петрогенных и редких элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок Земли. II. Расплавы кислого состава // Геохимия. 2019. Т. 64. № 4. С. 395–408. <https://doi.org/10.31857/S0016752520030097>
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Толстых М.Л., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В.* Состав и геохимическая специфика магматических расплавов Камчатки по данным анализа расплавных включений и закалочных стекол пород // Геохимия. 2020. Т. 65. № 3. С. 237–257. <https://doi.org/10.31857/S0016752520030097>
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В.* Петрогенные, летучие, рудные и редкие элементы в магматических расплавах главных геодинамических обстановок земли. I. Средние содержания // Геохимия. 2023. Т. 68. № 12. С. 1253–1272.
- Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А. и др.* НЕВ-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии: Вулканизм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 449–454.
- Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В. и др.* Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 20–34.
- Толстых М.Л., Наумов В.Б., Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Кононкова Н.Н.* Геохимические особенности магм крупнейшего голоценового извержения вулкана Хангар (Срединный хребет Камчатки) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. 2021. Т. 66. № 2. С. 127–144. <https://doi.org/10.31857/S0016752521020084>
- Цуканов Н.В.* Тектоно-стратиграфические террейны Камчатской активной окраины: строение, состав и геодинамика // Вулканизм и связанные с ним процессы: материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 97–103. <https://doi.org/10.31857/S2686739720060213>
- Шапиро М.Н., Ландер А.В.* Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований “К 75-летию Объединенного Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта”. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338–344.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В.* Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V.* Evolution of the Kurile-Kamchatkan Volcanic Arcs and Dynamics of the Kamchatka-Aleutian Junction // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series. 2007. V. 172. <https://doi.org/10.1029/172GM04>

- Baier J., Audétat A., Keppler H.* The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 267. № 1–2. С. 290–300. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.032>
- Borisova A.Y.* Silica-rich melts originating from melt-hydrated peridotite reactions // *Lithos.* 2022. V. 434. P. 106926. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106926>
- Bouvier A.S., Rose-Koga E.F., Nichols A.R.L., Le Lay C.* Melt inclusion formation during olivine recrystallization: evidence from stable isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2022. V. 592. Art. № 117638.
- Brophy J.G.* A study of rare earth element (REE) – SiO<sub>2</sub> variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. V. 156. P. 337–357.
- Churikova T., Dorendorf, F., Wörner G.* Sources and Fluids in the Mantle Wedge below Kamchatka, Evidence from Across-arc Geochemical Variation // *Journal of Petrology.* 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1567>
- Churikova T., Wörner G., Mironov N., Kronz A.* Volatile (S, Cl and F) and fluid mobile trace element compositions in melt inclusions: Implications for variable fluid sources across the Kamchatka arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2007. V. 154. P. 217–239. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0190-z>
- Danyushevsky L.V., Eggins S.M., Falloon T.J., Christie D.M.* H<sub>2</sub>O abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas. Part I: Incompatible behaviour, implications for mantle storage, and origin of regional variations // *Journal of Petrology.* 2000. V. 41. № 8. P. 1329–1364. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.8.1329>
- Danyushevsky L., Plechov P.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2011. V. 12. № 7. <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>
- 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. V. 71. № 2. P. 452–480. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.018>
- Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A., Fisk M.R.* Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn // *Journal of Petrology.* 1983. V. 24. № 3. P. 256–266. <https://doi.org/10.1093/petrology/24.3.256>
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C., Carr M.J., Tenner T., Ozerov A.* A Calcium-in-Olivine Geohygrometer and its Application to Subduction Zone Magmatism // *Journal of Petrology.* 2016. V. 57. P. 1811–1832. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw062>
- Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E.* Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka-Aleutian trench junction // *Geophysical Journal International.* 2001. V. 146. № 2. P. 282–288. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01439.x>
- Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A., Stoll B., Hofmann A.W., Becker S., Zimmer M.* The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis // *Geostandards Newsletter.* 2000. V. 24. № 1. P. 87–133. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2000.tb00590.x>
- Jochum K.P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A.W., Amini M., Woodhead J.D.* MPI-DING glasses: New geological reference materials for in situ Pb isotope analysis. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2006. V. 7. № 2. <https://doi.org/10.1029/2005GC001060>
- Halsor S.P.* Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano, Guatemala // *Bulletin of Volcanology.* 1989. V. 51. P. 271–280. <https://doi.org/10.1007/BF01073516>
- Hodge K.F., Jellinek A.M.* The influence of magma mixing on the composition of andesite magmas and silicic eruption style // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. № 13. P. e2020GL087439. <https://doi.org/10.1038/ncomms6607>
- Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks R.S.J.* Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zonin // *J. Petrol.* 2006. V. 47. P. 2303–2334. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl045>
- Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks R.S.J.* Shallow-level decompression crystallisation and deep magma supply at Shiveluch Volcano // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. V. 155. P. 45–61. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-223-7>
- Kamenetsky V.S., Everard J.L., Crawford A.J., Varne R., Eggins S.M., Lanyon R.* Enriched end-member of primitive MORB melts: petrology and geochemistry of glasses from Macquarie Island (SW Pacific) // *Journal of Petrology.* 2000. V. 41. № 3. P. 411–430. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.3.411>
- Kepezhinskas P., Mcdermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A.V., 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. V. 61. № 3. P. 577–600. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00349-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00349-3)
- Klein M., Stosch H.G., Seck H.A.* Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and

- quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study // *Chemical Geology*. 1997. V. 138. № 3–4. С. 257–271.
- Lowe D.J., Pearce N.J., Jorgensen M.A., Kuehn S.C., Tryon C.A., Hayward C.L.* Correlating tephra and cryptotephra using glass compositional analyses and numerical and statistical methods: review and evaluation // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 175. P. 1–44.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.003>
- Moore G., Carmichael I.S.E.* The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 130. № 3. P. 304–319.  
<https://doi.org/10.1007/s004100050367>
- Nekrylov N.A., Popov D.V., Plechov P.Y., Shcherbakov V.D., Danyushevsky L.V.* The origin of the Late Quaternary back-arc volcanic rocks from Kamchatka: evidence from the compositions of olivine and olivine-hosted melt inclusions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2021. V. 176. № 9. P. 71.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-021-01830-4>
- Nekrylov N.A., Popov D.V., Plechov P.Y., Shcherbakov V.D., Danyushevsky L.V., Dirksen O.V.* Garnet-pyroxenite-derived end-member magma type in Kamchatka: evidence from composition of olivine and olivine-hosted melt inclusions in Holocene rocks of Kekuknaisky volcano // *Petrology*. 2018. V. 26. P. 329–350.  
<https://doi.org/10.1134/S0869591118040057>
- Nielsen C.H., Sigurdsson H.* Quantitative methods for electron microprobe analysis of sodium in natural and synthetic glasses // *American Mineralogist*. 1981. V. 66. № 5–6. P. 547–552.
- Pal T., Mitra S.K., Sengupta S., Katari A., Bandopadhyay P.C., Bhattacharya A.K.* Dacite-andesites of Narcondam volcano in the Andaman Sea – an imprint of magma mixing in the inner arc of the Andaman-Java subduction system // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2007. V. 168. № 1–4. P. 93–113.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.005>
- Park J., Levin V., Brandon M. et al.* A dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka plate corner, in *Plate Boundary Zones*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, *Geodynamics Series*, 2002. V. 30. P. 295–324.
- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Luff I.W.* Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich Island Arc // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. P. 1073–1109.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.1073>
- Pearce J.A., Stern R.J.* Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives // *Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions*. 2006. V. 166. P. 63–86.  
<https://doi.org/10.1029/166GM06>
- Plank T.* Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 5. P. 921–944.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F.* Geochemistry of Primitive Lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma Generation at the Edge of the Pacific Plate // *Geophysical Monograph Series*. 2007. P. 41.
- Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P., Mironov N., Khubunaya S.* Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H<sub>2</sub>O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 255. № 1–2. P. 53–69.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.005>
- Portnyagin M., Saveliev D., Hoernle K., Hauff F., Gabre-Schönberg D.* Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // *Geology*. 2008. V. 36. № 11. P. 903–906.  
<https://doi.org/10.1130/G25171A.1>
- Portnyagin M., Mironov N., Botcharnikov R., Gurenko A., Almeev R.R., Luft C., Holtz F.* Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica-undersaturated island-arc melts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 517. P. 95–105.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.021>
- Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A., Bazanova L.I., Pevzner M.M., Plechova A.A., Garbe-Schönberg D.* TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12. № 1. P. 469–486.  
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.23627.13606>
- Saal A.E., Hart S.R., Shimizu N., Hauri E.H., Layne G.D.* Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia // *Science*. 1998. V. 282. P. 1481–1484.
- Schiano P., Clocchiatti R., Shimizu N., Maury R.Cc., Jochum K.P., Hofmann A.W.* Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas // *Nature*. 1995. V. 377. № 6550. P. 595–600.
- Sobolev A.V., Chaussidon M.* H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 137. № 1–4. P. 45–55.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00203-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00203-0)
- Straub S., Gomez-Tuena A., Stuart F., Zellmer G., Espinosa-Perena R., Cai Y., Iizuka Y.* Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 303. P. 337–347.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.12.005>

- Sisson T.W.* Pyroxene-high silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. № 6. P. 1575–1585. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90129-S](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90129-S)
- Sisson T.W.* Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe // *Chemical Geology*. 1994. V. 117. № 1–4. P. 331–344. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90135-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90135-X)
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society. London. Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Volynets A.O., Churikova T.G., Wörner G., Gordeychik B.N., Layer P.* Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific–Aleutian junction // *Contributions to mineralogy and petrology*. 2010. V. 159. P. 659–687. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.12.004>
- Volynets A., Nekrylov N., Gorbach N., Ovsyannikov G., Tolstykh M., Pevzner M., Scherbakov V. et al.* Geochemical diversity and tectonic relationships in monogenetic volcanic fields: A case study of the Sredinny Range, Kamchatka // *Lithos*. 2023. V. 456. P. 107306. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107306>
- Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Wöerner G., Volynets O.N.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*. 2001. V. 409. № 6819. P. 500–504. <https://doi.org/10.1038/35054039>
- Zhao L., Liu X., Zhao D., Wang X., Qiao Q.* Mapping the Pacific slab edge and toroidal mantle flow beneath Kamchatka // *Journal of Geophys. Res.: Solid Earth*. 2021. V. 126. № 11. <https://doi.org/10.1029/2021JB022518>

## Geochemical Characteristics of Melts from the Eastern Volcanic Belt and Sredinny Range of Kamchatka: Analysis of Evidence from Melt Inclusions

M. L. Tolstykh<sup>1, \*</sup>, V. B. Naumov<sup>1, \*\*</sup>, A. V. Giris<sup>2, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS,  
Kosygina str., 19, Moscow, 119334 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,  
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

\*e-mail: [mashtol@mail.ru](mailto:mashtol@mail.ru)

\*\*e-mail: [naumov@geokhi.ru](mailto:naumov@geokhi.ru)

\*\*\*e-mail: [giris@igem.ru](mailto:giris@igem.ru)

We analyzed sets of published data on the composition of glasses from melt inclusions in minerals of volcanics from the Eastern Volcanic Front and Sredinny Range of Kamchatka. A significant difference was revealed between the distribution of silica contents in the rocks and melts: intermediate compositions are most common among the rocks, whereas the melts are dominantly silicic. The distribution of major and trace element was analyzed. It was shown that the contents of some elements are environment-specific (e. g., Nb and light REE). We distinguished trace element ratios in melts that most strongly correlate with the geodynamic setting.

*Keywords:* melt inclusions, Kamchatka, Sredinny Range, Eastern Volcanic Belt

УДК 550.361

## ТЕПЛОЙ ПОТОК КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН – НОВЫЙ ПОДХОД К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ

© 2024 г. М. Д. Хуторской\*, Е. А. Тевелева

Геологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: mdkh1@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.08.2023 г.

После доработки 15.09.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

Рассмотрены особенности распределения теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, в рифте Шаньси–Ляохэ, в рифте Иордана, в трого Орла (Стурё) на севере Свальбардской плиты, а также в рифтовой зоне Исландии. Отмечается асимметрия теплового потока относительно осевой линии рифта в сравнении со смежными районами на фоне его повышенного значения. Природа такой асимметрии связана не только с разной проницаемостью разломов на бортах рифтовой структуры, но и с планетарными факторами, в частности, с силой Кориолиса. В рассмотренных рифтовых структурах меридионального простирания, расположенных в Северном полушарии, на их восточных флангах по сравнению с западными флангами увеличение теплового потока согласуется с вектором действия силы Кориолиса в Северном полушарии Земли. Отмечавшаяся ранее геотермическая асимметрия в дивергентных зонах океанической коры проявляется также в структурах pull-apart континентальных рифтовых зон.

*Ключевые слова:* тепловой поток, температура, асимметрия, континентальная рифтовая зона, сила Кориолиса, дивергентная зона, ригидная литосфера

DOI: 10.31857/S0203030624030044, EDN: JQIRMP

### ВВЕДЕНИЕ

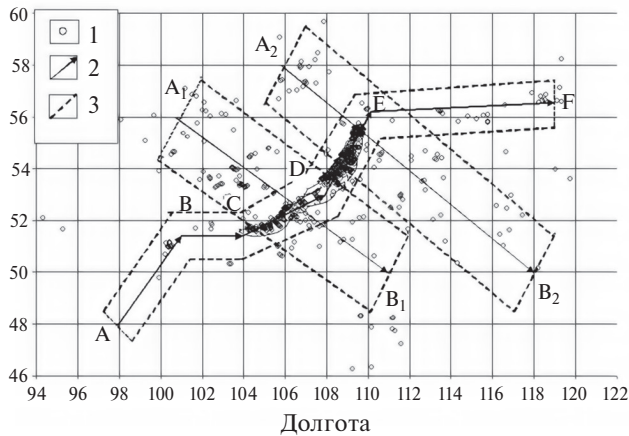
“Рифтовые зоны (и рифтовые пояса, в которые они объединяются) представляют собой обширные ... полосовидные области повышенного, нередко и очень высокого термического режима, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала...”. Такое определение рифтовым зонам дал Е.Е. Милановский [1985, с. 6], подчеркивая одни из основных признаков таких структур: высокий тепловой поток и активный теплоперенос.

Зоны современных континентальных и океанических рифтов характеризуются высокими значениями градиента вертикальных и горизонтальных движений и наличием проницаемых разломов, ограничивающих рифтовые зоны.

Продолжая развитие идеи о геотермической асимметрии в дивергентных зонах Мирового

океана [Хуторской, Тевелева, 2020], был проведен статистический анализ распределения теплового потока Байкальской рифтовой зоны в России, рифта Шаньси–Ляохэ в Китае, Иорданского рифта в Израиле и Иордании, а также трого Орла на севере Свальбардской плиты. Это наиболее изученные в геотермическом отношении рифтовые зоны на континентах, в которых количество измерений составляет десятки и первые сотни оценок теплового потока.

Изучение рифтовых зон позволяет ретроспективно представить себе начальные фазы формирования современных океанов, осадочных бассейнов, складчатых поясов, трансформных разломов. Рифтовые зоны, как правило, характеризуются контрастными и аномальными геофизическими полями, формируемыми структурными неоднородностями коры и литосферы в целом. Эти неоднородности обуславливают дифференцированные перемещения



**Рис. 1.** Расположение станций измерения теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, смежных регионах и зонах профилирования.

1 – пункты измерения теплового потока; 2 – направления профилирования; 3 – границы интервалов профилирования.

мантйных масс, декомпрессионное плавление на их фронтах, интрузивный магматизм. Но в отличие от океанских рифтов в условиях дивергенции коры вдоль всей рифтовой зоны, на континентах глубокие рифтовые депрессии возникают при суперпозиции сжатия, растяжения и сдвиговых проявлений [Милановский, 1985].

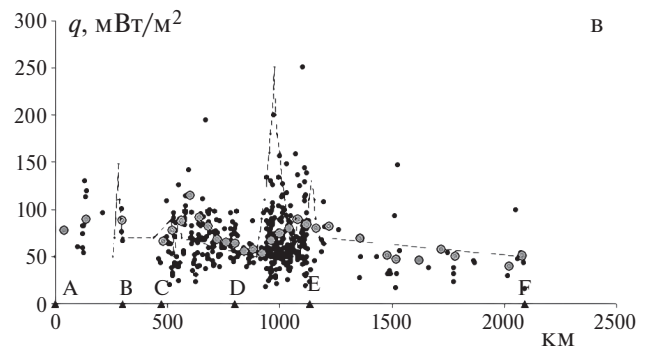
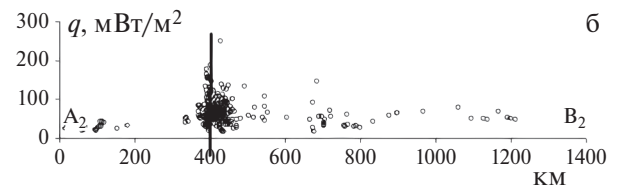
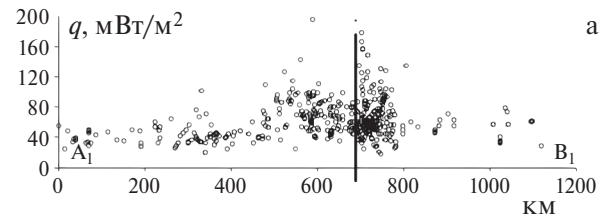
Целью работы является рассмотрение характера распределения теплового потока в континентальных рифтовых зонах, проверка статистически значимой геотермической асимметрии и обсуждение причин этого феномена.

## ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В РИФТОВЫХ ЗОНАХ

### *Байкальская рифтовая зона*

К Байкальской рифтовой зоне, кроме акваториальной части озера, относятся крупные впадины: Хубсугульская, Тункинская, Верхнеангарская, Муйская и Чарская, а также целый ряд более мелких впадин.

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) является наиболее хорошо геотермически изученной областью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако, в наземной ее части имеется лишь около 70 определений теплового потока. Они выполнены в глубоких скважинах (до 2000 м), пробуренных в Баргузинской, Усть-Селенгинской, Тункинской впадинах, а также в относительно мелких (~400 м) скважинах в Хубсугульской



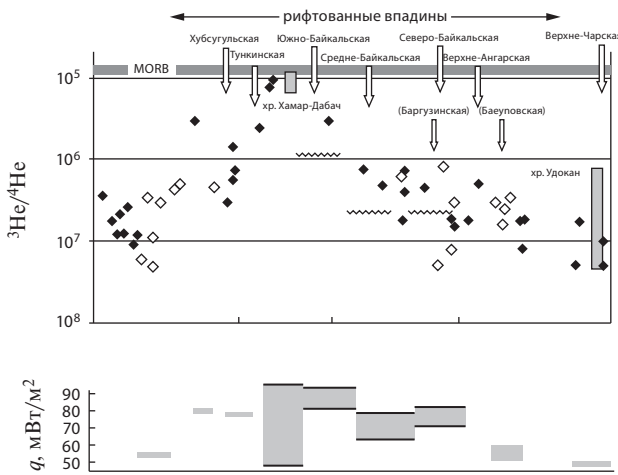
**Рис. 2.** Изменчивость величины теплового потока вдоль геотермических профилей.

а – профиль А1–В1; б – профиль А2–В2; в – профиль А–В–С–Д–Е (см. рис. 1). Вертикальные линии на профилях (а) и (б) – положение оси Байкальской рифтовой зоны.

На профиле (в) пунктирной линией показан результат оцифровки карты теплового потока в изолиниях [Голубев и др., 1987]; черные точки – индивидуальные значения теплового потока; серые кружки – значения величины кондуктивного теплового потока, полученные осреднением исходных значений в интервале 20 км.

впадине и на отдельных хребтах. Основная информация о тепловом потоке зоны получена на оз. Байкал (более 350 измерений) [Голубев, 1982] и оз. Хубсугул (около 20 измерений) [Хуторской и др., 1990] (рис. 1).

В Южной и Средней впадинах Байкала наблюдается закономерное асимметричное распределение теплового потока вкост озера: в полосе, примыкающей к западному берегу, тепловой поток не превышает 60 мВт/м<sup>2</sup>. Такие же значения зафиксированы и по скважинам, примыкающим к западному берегу. Ширина полосы относительно пониженного теплового потока в южной части озера составляет 5–7 км, в средней – она расширяется до 15–20 км.



**Рис. 3.** Распределение величин отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (вверху) и плотности теплового потока (внизу) вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны [Поляк, 1988].

Черными ромбами показаны значения изотопно-гелиевого отношения в газах гидротерм, лежащих вблизи оси рифтовой зоны, открытыми — на прилегающих участках (например, в Баргузинской и Баунтовской впадинах). Данные по породам показаны заштрихованными столбиками соответственно диапазонам значений изотопно-гелиевого отношения, указанным в работе [Поляк, 1988]. Волнистыми линиями показаны уровни значений отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в газах, растворенных в воде оз. Байкал.

К юго-восточному берегу тепловой поток возрастает до 80–100 мВт/м<sup>2</sup>. В этом же направлении возрастают и амплитуды аномалий. Так, наряду с высокими значениями теплового потока у восточного берега встречаются и аномально низкие (15 мВт/м<sup>2</sup>) (рис. 2). Это объясняется экранированием глубинного теплового потока оползневыми массами, турбидными потоками, а также гидротермальной циркуляцией, при которой геотермический градиент кондуктивного теплового потока может снижаться до нулевых значений.

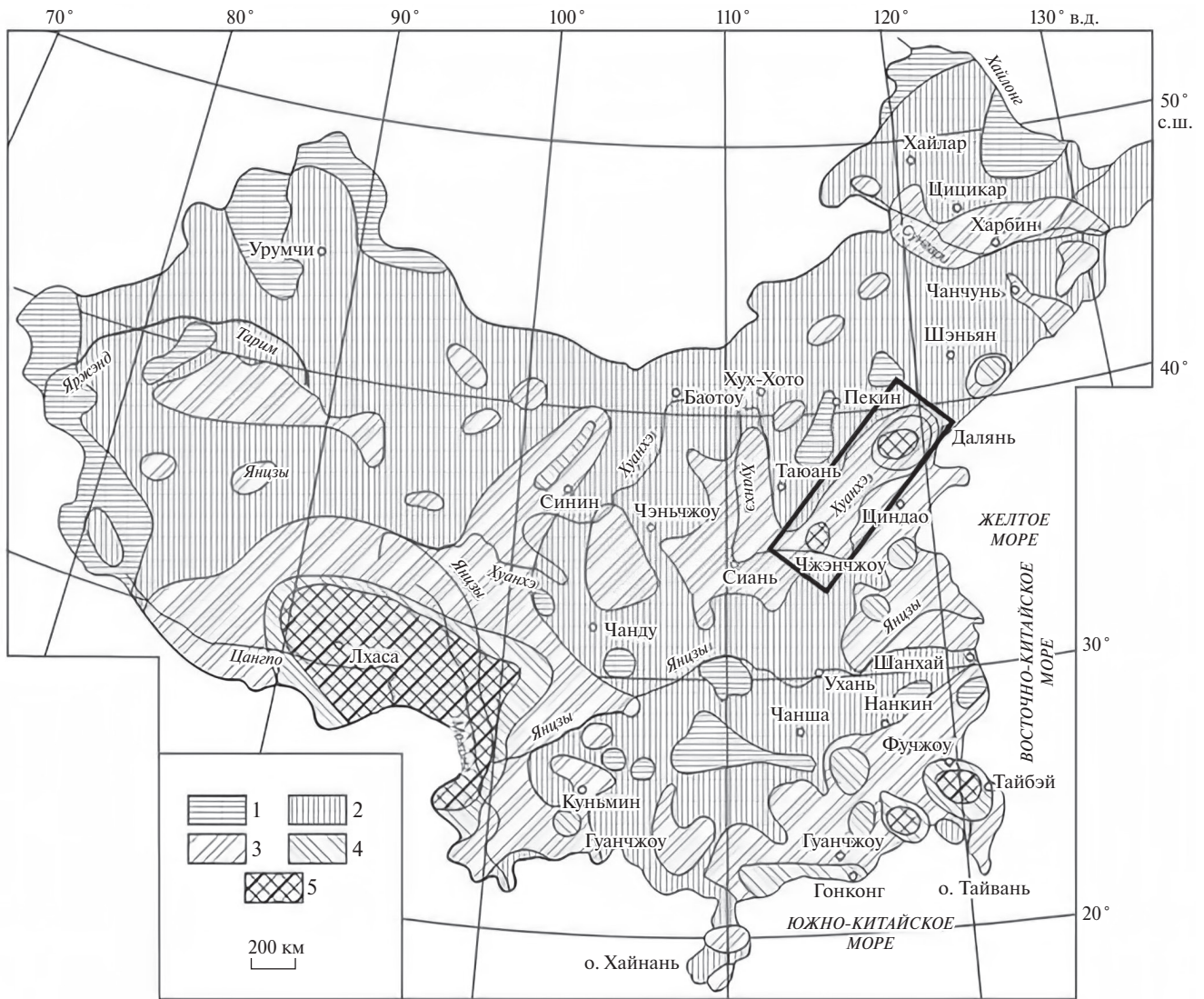
Максимальный тепловой поток по линии вдоль простирания БРЗ относится к Тункинской впадине (рис. 3), а если говорить об акваториальной части БРЗ, то в пределах южной и средней впадин Байкала. Измерения в районе Посольской банки дали значения 165 мВт/м<sup>2</sup>, что в 2–3 раза выше, чем в других частях озера. На Посольской банке почти полностью отсутствуют рыхлые осадки, а по трещинам в отложениях песков и глин эоцена—олигоцена разгружаются горячие подземные воды. В сторону

Академического хребта тепловой поток несколько снижается (до 70–90 мВт/м<sup>2</sup>), но он все же выше, чем в западной части озера (в среднем, 55 мВт/м<sup>2</sup>). Тункинская впадина характеризуется также максимальными значениями изотопного отношения гелия, достигающего в пробах источников Аршан и Жемчуг значений  $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-5}$ , т. е. на три порядка выше, чем в смежных районах юга Сибирской платформы [Поляк, 1988] (см. рис. 3).

В северной части озера отмечаются узкие положительные аномалии теплового потока у западного и восточного берегов и относительно низкие и устойчивые значения в центре акватории (см. рис. 2, профиль А<sub>2</sub>–В<sub>2</sub>). Вблизи западного берега зафиксирована рекордная для всего Байкала аномалия — 474 мВт/м<sup>2</sup>. Ее форма, амплитуда, повышение придонных температур и термограмма в осадочных породах позволяют однозначно заключить, что аномалия обусловлена разгрузкой гидротерм на дно озера [Голубев и др., 1987].

В осевой части Байкальской континентальной рифтовой зоны фиксируется повышенный тепловой поток (100–120 мВт/м<sup>2</sup>) и наблюдаются асимметричные латеральные его вариации как вкрест, так и по простиранию рифта. Эти вариации коррелируются с изменением изотопного отношения гелия, что должно свидетельствовать либо о разной степени деструкции континентальной плиты, либо о разновозрастности процессов ее раскрытия [Поляк, 1988]. Проникновение разогретого глубинного материала в верхние горизонты коры происходит вследствие разрыва ее сплошности. Такую модель рифтогенеза принято называть пассивной [Милановский, 1985]; при этом обстановка растяжения формируется за счет процесса *pull-apart*.

Возникновение в кайнозое рифтовых структур на древней континентальной коре объясняется с позиции тектоники плит коллизией Индостанской и Евразийской плит. Основные формы рельефа Центральной Азии: протяженные субширотные хребты Тянь-Шань, Нань-Шань и Лунг-Меншань образовались в зонах мощных сдвиговых и надвиговых деформаций, сокращения площади и утолщения коры. Одновременно происходило образование нормальных сбросов с расширением коры, таких как



**Рис. 4.** Современная геотермальная активность литосферы континентального Китая (по [Лысак, 2009] с изменениями).

1–5 – геотермальная активность ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ): 1 – слабая (<40); 2 – умеренная (40–60); 3 – повышенная (60–80); 4 – высокая (80–100); 5 – очень высокая (>100).

В рамке показана зона континентальных рифтов Шаньси–Ляохэ.

система рифтовых впадин Байкальской зоны или грабены Шаньси–Ляохэ [Зоненшайн и др., 1990]. Образование ортогональных узких поясов расширения, как правило, сопровождается коллизией плит. Это можно проследить на примере Рейнского грабена относительно Альп или грабенов Раф–Крик–Кентукки относительно Южных Аппалач.

#### *Рифты Шаньси и Ляохэ (Северо-Восточный Китай)*

Значительную часть территории континентального Китая занимает древняя Северо-Китайская платформа, становление консолидированного

фундамента которой закончилось в архее-нижнем протерозое [Huang Chi-cheng, 1978; Ma, 1987]. Но в фанерозое и верхний ярус платформы, и фундамент испытывали многократную тектономагматическую активизацию, особенно интенсивную в позднем мезозое и кайнозое, когда на стабильных блоках появились активные разломы, образовались наложенные впадины и рифтовые зоны, заполненные терригенными осадками, флишевыми толщами, иногда продуктами щелочного вулканизма [Hu et al., 2000].

В это время на северо-востоке Китая образовалась Восточно-Китайская рифтовая зона,



состоящая из многочисленных рифтовых грабен (Шаньси, Бохай, Ляохе, Хуанхе и др.) и разделяющих их поднятий (рис. 4). В рифтовых впадинах в эоцене и в олигоцене накопились толщи континентальных отложений мощностью до 3–6.5 и даже до 10–12 км (Бохайский рифт), в которых, по данным бурения, имеются потоки и линзы толеитовых и субщелочных базальтов мощностью до 0.5–2 км, погребенные вулканические аппараты и рои даек, приуроченные к сбросам [Милановский, 1991].

Тепловой поток в рифтовых впадинах Шаньси и Ляохэ составляет 69–71 мВт/м<sup>2</sup> [Hu et al., 2000]. Это незначительно выше, чем среднее значение для всего Северо-Восточного блока Китайской платформы (59±3 мВт/м<sup>2</sup>). Геотермальную активность континентальных рифтов подтверждает наличие спонтанно разгружающихся термальных источников [Лысак, 2009]. Однако, их температура относительно невысока (до 60°C). В других тектонических провинциях Китая встречены источники с температурой разгрузки 80–95°C.

Вариации геотермальной активности на территории континентального Китая генетически обусловлены тектонической активизацией верхних горизонтов литосферы и уменьшением ее толщины в зонах подъема астеносферных диапиров, контролируемых выносом глубинного тепла по разломам [Hu et al., 2000], среди которых наиболее термически активны кайнозойские сбросы и сбросо-сдвиги, характерные для рифтовых впадин; менее активны — надвиги и сдвиги.

В районах повышенной или аномально высокой геотермальной активности земная кора утонена до 32–37 км. Слои высокой проводимости, ассоциируемые с астеносферными диапирами, обнаружены на глубинах 67–82 км, т. е. максимально приближены к подошве коры. Это позволяет полагать, что в таких районах преобладает мантийный (гравигенный) тепловой поток. По расчетам [Wang, Wang, 1988], в Восточно-Китайской рифтовой зоне, в частности, в рифте Ляохе, вклад мантийной составляющей в поверхностный тепловой поток достигал 75% в стадию активного рифтогенеза, но монотонно снижался в течение пострифтовой стадии, и сейчас, исходя из расчета вклада радиогенного тепла, оценивается как 30%.

Аномалии теплового потока, связанные с мантийными тепловыми источниками Северо-Восточного Китая, на рифтовой стадии развития были обусловлены не столько кондуктивным, сколько конвективным выносом тепла при быстром продвижении магматических расплавов в земную кору по разломам и трещинам. После внедрения интрузий в земную кору в виде небольших по размеру тел последующее распространение глубинного тепла, вероятно, происходило кондуктивно [Hu et al., 2000].

Анализ термического состояния земных недр и его сопоставление с вариациями других геодинамических параметров свидетельствует об активной роли внутриземного тепла при тектонических перестройках в литосфере Китая, так как выявленным геотермическим аномалиям соответствует повышение интенсивности современных тектонических движений, разломообразование, уменьшение толщины земной коры и литосферы.

#### *Иорданский рифт*

О тектонической активности рифта Иордана (РИ) известно из библейских книг. В них содержится информация о землетрясениях, вулканических извержениях, нарушениях гидрогеологического режима. В них можно найти описание известных библейских эпизодов: землетрясений при иссушении Иордана и разрушении стен Иерихона, камнепад у горы Вефорон, выброс сероводорода во время содомской катастрофы и извержение на горах Синай и Есевон.

В наши дни никаких активных геодинамических проявлений за исключением сейсмических событий с магнитудой не более 4.0–4.5 в этих районах не наблюдается. Значит, если верить создателям библии, РИ на территориях Израиля и Иордании прошел активную стадию своего развития 3 тыс. лет назад. Но свидетельства его геодинамических проявлений до сих пор видны в геофизических аномалиях, в том числе, в характере теплового поля.

Морфологической особенностью так называемого Иорданского рифта является то, что для него характерны сдвиговые дислокации. По существу — это трансформный разлом между типичным рифтом Красного моря и небольшим Пальмирским поясом сжатия на территории Сирии. Севернее этот трансформный разлом

сочленяется с печально знаменитым Восточно-Анатолийским разломом [Smit et al., 2010], куда мигрировал РИ, обладая концентрацией энергии, как в моделях “propagating fissing”.

Как видно из рис. 5, к северу от Тивериадского озера постепенно увеличивается тепловой поток, что подтверждает предложенную модель “продвигающейся трещины” [Ben-Avraham et al., 1978].

Тип раскрытия РИ, как полагают [Petrunin, Sobolev, 2008], соответствует модели *pull-apart* со скоростью 0.6 см/год и низким (0.1–0.2) коэффициенте трения.

Тепловой поток в РИ выше, чем фоновый вне зоны рифта. На западном берегу Иордана он составляет 60–63 мВт/м<sup>2</sup>, а на восточном – 80–82 мВт/м<sup>2</sup>. Заметим, что на территории Израиля, Палестины и Иордании фоновые значения оцениваются как 52±17 мВт/м<sup>2</sup> [Экштейн, 1982], но единичное измерение в районе Тель-Авива (скважина Тамар-9) составляет 463 мВт/м<sup>2</sup>. В этой скважине геотермический градиент, измеренный в доломитовых известняках в интервале глубин 80–120 м, равнялся 130±30 мК/м. Можно предположить, что такая аномалия связана с гидродинамическим фактором. Это подтверждают результаты гидрогеологических исследований, установивших, что доломитовый водоносный горизонт пронизывается потоком горячих вод, поднимающихся под действием гидравлического напора [Eckstein, 1978].

Сейсмическое профилирование МОВ и КМПВ подтвердило существование структурной асимметрии РИ в верхней коре [Ginzburg, Kashai, 1981; Ginzburg et al., 1979]. Эти исследования показывают постепенное уменьшение мощности земной коры в западном направлении от 32–37 км под Мертвым морем до примерно 25 км под восточным Средиземноморьем, что связывают с активным рифтогенезом в юре [Mechie et al., 2009]. Граница Мохо под Мертвым морем прослеживается нечетко, а в литосферной мантии появляется узкая зона сейсмической анизотропии [Rümpker et al., 2003].

Реология земной коры и наличие дактильной нижней коры вдоль РИ доказывається изучением ксенолитов основного и ультраосновного состава, содержащих метасоматический флюид [Nasir, 1992]. Переход от ригидной к дактильной

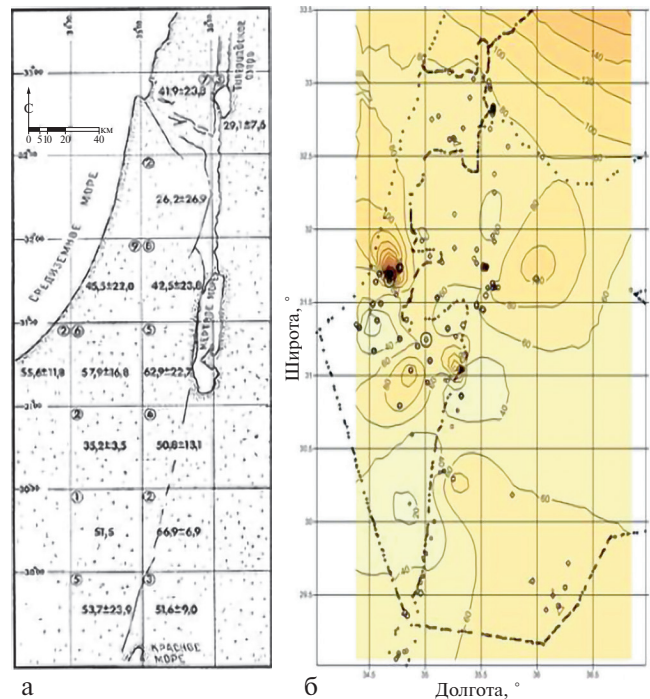
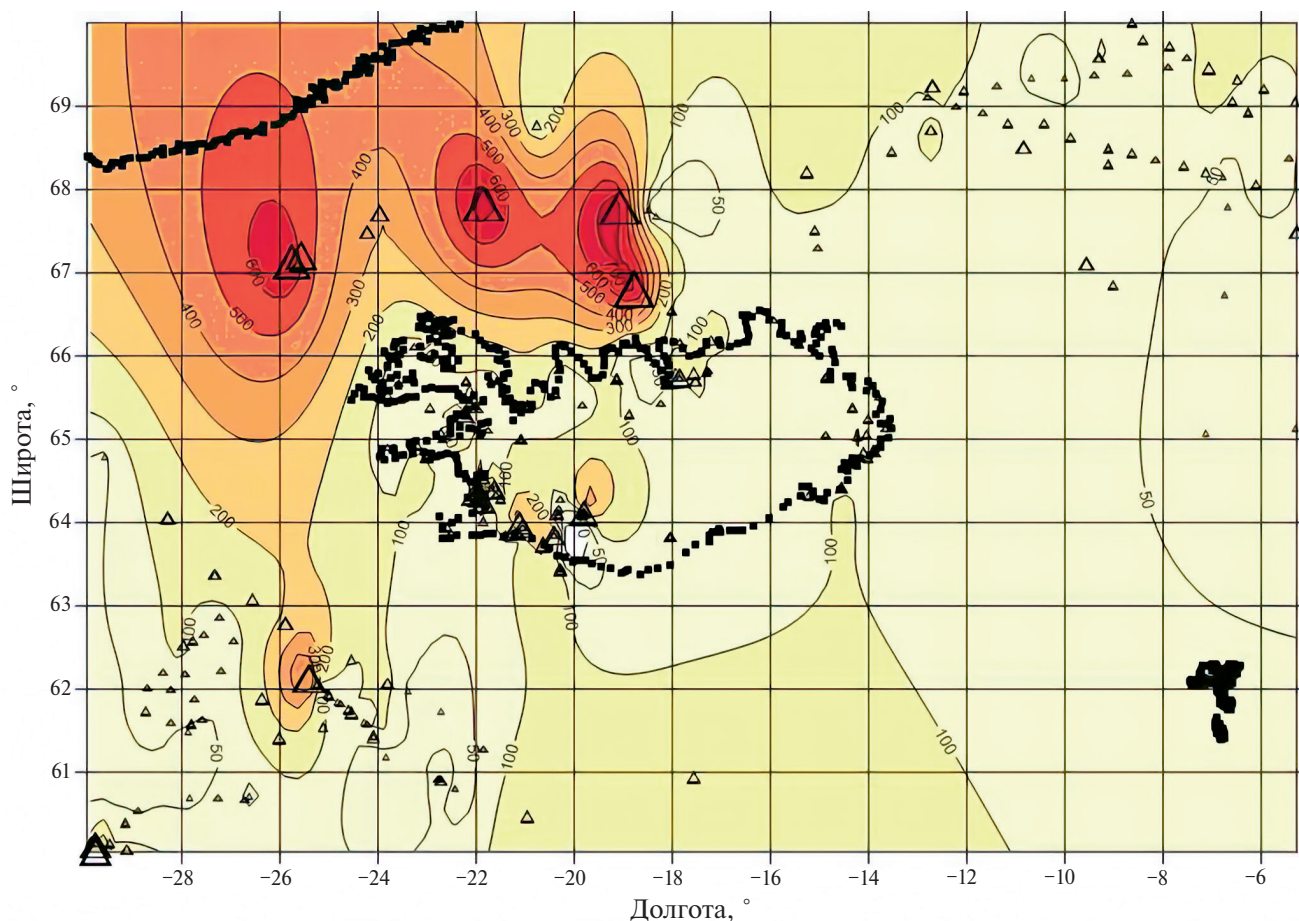


Рис. 5. Региональный тепловой поток в Израиле.

а – карта построена методом осреднения измерений по квадратам 0.5°×0.5° [Экштейн, 1982]; б – карта теплового потока в изолиниях (мВт/м<sup>2</sup>). Кружками показана локализация пунктов измерения (диаметр кружков пропорционален значению теплового потока).

реологии, по мнению этого автора, осуществляется на глубине 27 км – верхней границе расположения гипоцентров землетрясений.

Такая оценка глубины реологического перехода в РИ подобна тем, которые были ранее приведены для Байкальской [Солоненко и др., 1993] и Восточно-Африканской рифтовых зон [Shudofsky et al., 1987]. Однако, другие исследователи [Andersons et al., 2003; Salamon et al., 2003], соглашаясь с оценкой глубины гипоцентров землетрясений, считают, что перехода от ригидной к дактильной литосфере на этой глубине не существует. Они мотивируют это расчетами глубинных температур под Мертвым морем. Экстраполируя температуру на глубину с учетом наблюдаемого теплового потока при средней теплопроводности литосферы 3.0 Вт/(м·К), на уровне 27 км получена оценка температуры 400–410°С. Авторы работы [Andersons et al., 2003] считают, что при такой температуре вязкость литосферы не уменьшается, а гипоцентры располагаются в широком диапазоне глубин – от 27 до 35–40 км. Обсуждая проблему



**Рис. 6.** Карта теплового потока Исландии и смежных акваторий (изолинии – в мВт/м<sup>2</sup>). Треугольники – пункты измерений теплового потока. Их размер пропорционален величине теплового потока.

сейсмичности РИ и “прочности литосферы” [Janssen et al., 2007], утверждается, что сейсмичность не является однозначным показателем длительной прочности. Горизонтальные флексуобразные смещения блоков коры без разрыва сплошности могут происходить и при пониженной вязкости вещества, что коррелируется с моделью низкого коэффициента трения [Petrudin, Sobolev, 2008]. При этом, однако, крайне редко происходят сейсмические события с магнитудой более 4.0 [Кочарян, 2016; Ito, 1990].

Характеризуя в целом тепловой поток в области рифта Иордана, можно сказать, что он подвержен влиянию гидродинамических процессов, обусловленных близким расположением областей питания и разгрузки, что объясняет неоднородность значений кондуктивного теплового потока (см. рис. 5). Асимметричное распределение теплового потока относительно РИ объясняется асимметричным проявлением

сдвиговых деформаций. Как отмечается в работе [Smit et al., 2010] амплитуда горизонтального сдвига на правом фланге РИ больше, чем на левом. Это согласуется с характером теплового поля. Как отмечалось выше, тепловой поток восточнее оси РИ больше, чем западнее.

#### *Исландская рифтовая зона*

При интерпретации геодинамики Исландского рифта роль геотермии и анализ распределения теплового потока, как ни странно, оказались второстепенными. Это можно объяснить двумя причинами. Во-первых, прогноз теплового потока сложно было составить из-за суперпозиции влияния мантийного плюма и спрединга Срединно-Атлантического хребта [Ito, van Keken, 1997]. Исландская модель представлялась сложнее, чем модель плюма в центре океанической плиты (гавайская или маскаренская). Во-вторых, измерения теплового потока на дне океана по обе стороны от срединного хребта, а также в скважинах на территории

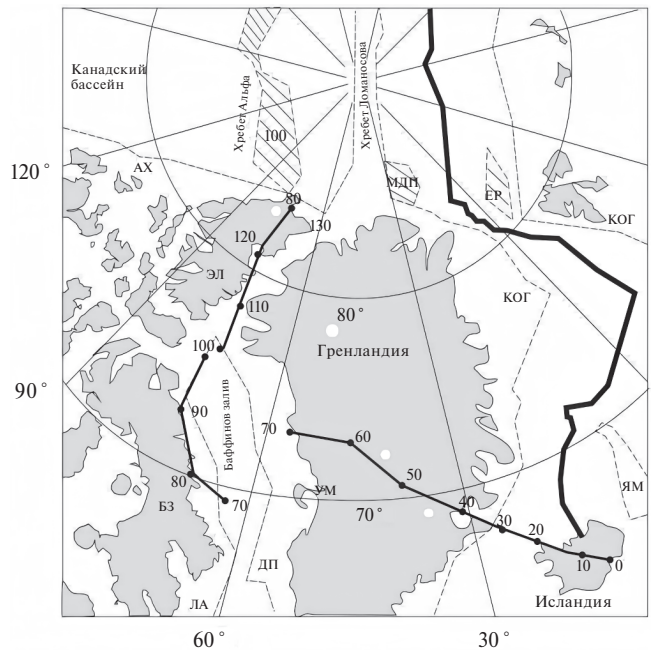
Исландии продемонстрировали низкий тепловой поток, намного ниже, чем он должен был бы быть для литосферы с возрастом 40 млн лет и моложе. Отчасти это объясняется влиянием конвективного теплопереноса, который снижает фоновую кондуктивную компоненту потока тепла [Stein, Stein, 1992]. Следовательно, было неясно, как охарактеризовать “нормальный” фоновый тепловой поток, который априорно для рифтовых и плюмовых моделей должен быть намного выше наблюдаемого из-за миграции глубинного материала. В данном случае миграция может осуществляться как вертикально из подлитосферной недеплетированной мантии, так и горизонтально, вместе с океанической плитой [White, McKenzie, 1995]. Это должно поднять температуру в литосфере и, соответственно, тепловой поток, но положение аномалии теплового потока будет определяться тем, “какая из миграций сильнее”.

На рис. 6 показана карта теплового потока этого региона. Как видно из этого рисунка, максимумы теплового потока находятся на простирании хребта Колбейнсей и северо-западнее Исландии в Датском проливе, т. е. на Северо-Американской плите.

Если обратиться к той реконструкции движения Северо-Американской плиты над горячей точкой Исландии, которая обсуждается в работе [Janssen et al., 2007] (рис. 7), то мы видим, что максимальные значения теплового потока формируются из-за адвекции магматического материала в условиях дивергенции Срединно-Атлантического хребта и влияния мантийного плюма, максимальное воздействие которого приурочено к положению плиты для времени  $\tau = 30$  Ма.

Именно в это время нынешний район Датского пролива находился над плюмом. Причину такой локализации аномалии теплового потока мы обсуждали в статье [Хуторской, 2020].

Таким образом, тепловой источник связан с выступом астеносферы, который образовался за счет поступления тепла в астеносферный слой из нижележащей мантии. Налицо суперпозиция трех геодинамических источников, формирующих аномалии теплового потока: теплоперенос вещества из недеплетированной мантии, который привел к увеличению энтальпии астеносферного резервуара,



**Рис. 7.** Трек Северо-Американской плиты в районе Гренландии над Исландской “горячей точкой” за время от 130 Ма до 0 Ма.

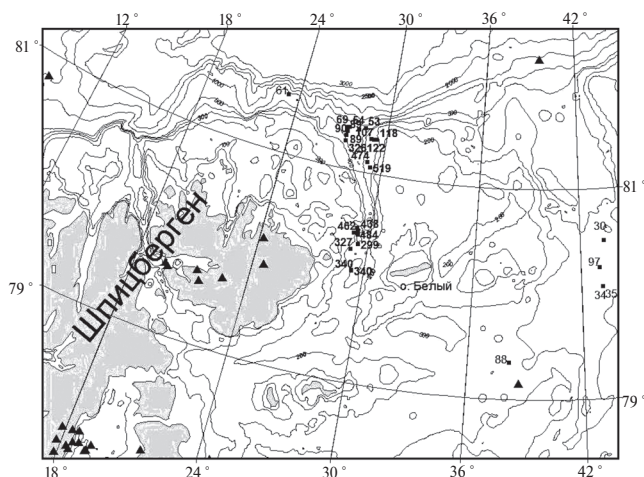
Большие черные точки – палеопозиция плиты для каждые 10 млн лет; АХ – о. Аксел Хелберг; БЗ – Баффинова Земля; ДП – Дэвисов пролив; ЭЛ – о. Элсмир; ЯМ – Ян-Майен; КА – лавовое плато Кангерлюсак, Восточная Гренландия; КО – хребет Колбейнсей; ЛА – Лабрадорское море; МДП – плато Моррис-Джессоп; МЕ – хребет Менделеева; РЕ – хребет Рейкьянес; УМ – лавовое плато Уманак-фьорда, Западная Гренландия; ЕР – плато Ермак; КОГ – граница континентальной и океанической коры по данным батиметрии.

Белые кружки показывают положение плюма – по [Forsyth et al., 1986].

кондуктивный перенос тепла из этой активизированной астеносферы и дрейф Северо-Американской плиты над исландской “горячей точкой”. Из-за одновременного воздействия этих трех геодинамических источников наблюдается асимметрия теплового потока – максимальные его значения приурочены не к оси рифта, а смещены на 200–250 км.

### *Трог Орла (Стурё)*

На северной окраине Свальбардской плиты развита система желобов (трогов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридионально, ортогонально к краю шельфа, и “раскрываются” по направлению к континентальному склону. Это хорошо известные желоба: Орла (Стурё), Воронина, Святая Анна, Франц-Виктория, а также менее крупные



**Рис. 8.** Измерения теплового потока и его значение ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) в трого Орла и в смежных акваториях. Треугольники – эпицентры землетрясений в XXI веке; белые прямоугольники – четвертичные вулканы; изобаты в интервале глубин 0–500 м проведены через 100 м, глубже – через 500 м.

структуры – желоба Британский канал во внутренней части архипелага Земля Франца-Иосифа и Хинлопен в архипелаге Шпицберген.

Трог Орла (Стурё) из перечисленных крупных депрессионных структур занимает самое западное положение и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам меридионального простирания приблизительно такого же масштаба на островах Шпицбергена. На острове Западный Шпицберген это система фьордов Бокк-фьорд, Вуд-фьорд и Вейде-фьорд, а также упомянутый пролив Хинлопен.

Трог Орла (Стурё) простирается от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере (рис. 8). Название трого (желоба) варьирует в географических источниках. В разных работах он носит название “желоб Орла”, “трог Орла” и “грабен Орла”. Еще раньше в отечественной литературе он описывался под названием “желоб Стуре” (или Стурё) по имени расположенного поблизости от него острова Стурейя (Storøya). Поэтому, во избежание неясностей, в данной статье используется двойное название – “трог Орла (Стурё)”.

Трог представляет собой выраженную в рельефе дна узкую депрессию меридионального простирания. Высота ее бортов составляет до 400 м, а дно лежит на глубине 470–520 м и еще глубже на континентальном склоне.

По простиранию он выражен на протяжении почти 200 км при ширине около 50 км.

Тектоническая природа этой структуры была не ясна, и в литературе о ней имеются лишь отрывочные данные. Но многие авторы [Богданов, 2004; Мусатов, 1997, 2004 и др.] считают ее тектоническим образованием рифтовой природы. Определяющее значение для решения этого вопроса сыграли проведенные в районе трого геотермические исследования.

В трого Орла (Стурё) и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 24 измерений теплового потока в 25-м и 27-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (см. рис. 8), принесших, без преувеличения, “сенсационные” результаты. Тепловой поток составлял от 300 до 520  $\text{мВт}/\text{м}^2$ , что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря.

Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте [Хуторской и др., 2009] не оставляет сомнений в достоверности полученных результатов. На всех “аномальных” станциях термограммы имеют линейную форму. Это свидетельствует о чисто кондуктивной природе измеренного теплового потока. Искривление термограмм, что свидетельствовало бы о конвективной разгрузке глубинного флюида, здесь не наблюдалось. Аномально высокий тепловой поток характерен для всего трого и для его продолжения на континентальном склоне до изобаты 1200 м. Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубине от 1400 м до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения – 89 и 90  $\text{мВт}/\text{м}^2$ .

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине около 8 км под дном моря здесь могут быть встречены солидусные температуры 1200–1250°C (а температура Кюри (570°C) находится на глубине 4–4.5 км) (рис. 9). Это говорит о том, что деформация континентальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное (?) вещество внедрилось в фундамент, а возможно, проникло в нижние слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне может быть обусловлено накоплением терригенного и моренного материала, который экранирует

или затушевывает эффект проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Впрочем, принимая во внимание наличие современных гидротерм на архипелаге Шпицберген [Гидрогеология ..., 1983], нельзя исключить, что признаки субаквальной разгрузки пока просто не обнаружены.

Особое значение для понимания новейшей тектонической активности субмеридиональных желобов (грабен) и ограничивающих их систем разрывов имеют молодые вулканы Шпицбергена. Вулканические аппараты этого возраста сосредоточены в северо-западной части архипелага вблизи заливов Бокк-фьорд и Вуд-фьорд.

По данным [Евдокимов, 2000], продукты излияний представлены лавами и пирокластикой субщелочных оливиновых базальтов. Возраст наиболее древних извержений по изотопным данным определяется в интервале от  $2.7 \pm 1.0$  до  $2.0 \pm 1.0$  млн лет. Самые поздние извержения — совсем недавние: по геологическим данным (вулканогенный материал в морских террасах) они датируются временем 10 тыс. лет. В работе [Сироткин, Шарин, 2006] уточняется время последних двух эпизодов вулканизма в неоплейстоцене-голоцене, второй из которых в районе вулкана Сверре, датируется средним голоценом. В этих же районах наблюдается современная гидротермальная активность, выраженная двумя группами ныне действующих термальных источников с обнаруженной Э.М. Прасоловым и И.Л. Каменским заметной примесью мантийного гелия [Гидрогеология ..., 1983; Хуторской и др., 2009].

Показательны следующие характерные особенности вулканизма: а) приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к разломным зонам меридионального простирания; б) присутствие в вулканическом материале ксенолитов, что показывает глубинность и масштабность процессов; в) направленное изменение состава в сторону возрастания щелочности в северном направлении и омоложение в том же направлении возраста вулканизма, что расценивается как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и бассейна Северного Ледовитого океана [Евдокимов, 2000]. Заметим, что севернее Шпицбергена, на плато Ермак

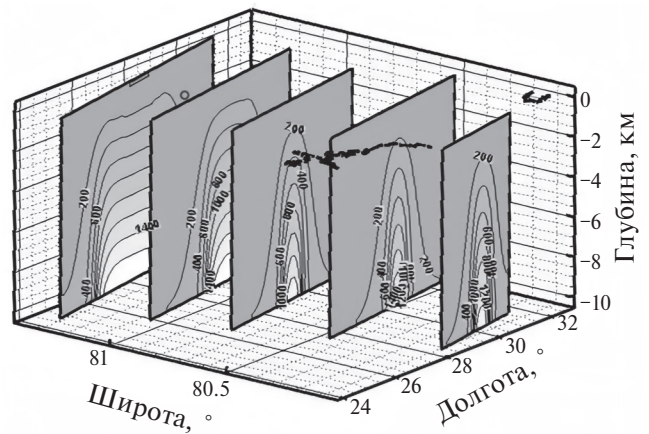


Рис. 9. Распределение температур ( $^{\circ}\text{C}$ ) на профилях вкрест простирания трога Орла (Стурё). На рисунке показана береговая линия о. Северо-Восточная Земля Шпицбергена и о. Белый.

получены аномальные значения теплового потока ( $110\text{--}125 \text{ мВт/м}^2$ ) и есть признаки наличия подводных вулканов. Получается убедительная аналогия с наблюдениями в троге Орла (Стурё), свидетельствующая о сходных тенденциях развития этих структур.

Таким образом, система упомянутых структур — желобов, или трогов, обладает рядом общих черт. Не все они в полном наборе установлены в каждой конкретной структуре. Но, суммируя данные по совокупности структур, можно воссоздать обобщающую модель их строения, в достаточно полной степени обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов; структура грабен на суше; четвертичный, вплоть до голоцена вулканизм и современные термальные проявления; активная тектоника) — признаками, отражающими процесс современной деструкции континентальной коры. Это предполагалось и ранее, но для доказательства не хватало решающих аргументов. Обнаружение аномально высокого теплового потока в троге Орла (Стурё) сыграло роль такого решающего аргумента.

Если говорить о совокупных проявлениях вулканической и тектонической активности трогов на северной окраине Свальбардской плиты, то видно явное затухание этих процессов с запада на восток — от заливов Шпицбергена в сторону трога Франц-Виктория и далее, к трогу Святая Анна. Очевидно, что Баренцевоморская континентальная окраина находится под воздействием двух взаимно

Таблица 1. Расчет критерия Крамера–Вэлча

Регион	Иорданский рифт		Байкальский рифт		Шаньси–Ляохэ	
	запад	восток	запад	восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	52.7	59.5	70.9	80.9	111.09	127.09
Среднеквадратическое отклонение	18.92	23.92	50.12	46.59	69.36	85.02
Количество измерений	54	160	177	421	100	129
Значение критерия Крамера–Вэлча	1.89		2.35		1.53	
Доверительная вероятность	0.94		0.98		0.87	

перпендикулярных спрединговых хребтов – Книповича и Гаккеля [Крапивнер, 2007; Шипилов и др., 2006]. Наверно, в самой общей форме и для кайнозойской истории в целом это справедливо. Однако, на поздних этапах этой истории (плиоцен–квартер) и в отношении рассматриваемой группы структур и связанного с ними магматизма влияние хребта Гаккеля, скорее всего, минимально. Первую скрипку, очевидно, играют процессы, вызвавшие формирование хребта Книповича и связанных с ним структур в океанической и континентальной литосфере, параллельных по простиранию хребту Книповича. Этим можно объяснить общее затухание проявлений рифтовой активизации с запада на восток.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами проанализировано распределение теплового потока в некоторых рифтовых зонах континентальной и океанической коры. Можно уверенно констатировать вслед за многими исследователями геотермического режима рифтовых зон, что он характеризуется повышенными значениями в тех структурах, где проявляются растягивающие или сдвиговые (*pull-apart*) процессы. Но еще одной особенностью локализации теплового потока в пределах рифтов является его асимметричное распределение относительно условно выделяемой оси, которую можно ассоциировать с линией максимальной амплитуды вертикальных и горизонтальных подвижек.

Для оценки статистической значимости асимметрии теплового потока использовался

параметрический критерий Крамера–Вэлча ( $T$ ), значение которого находят по формуле:

$$T = \frac{\sqrt{nm} |\bar{x} - \bar{y}|}{\sqrt{ns_x^2 + ms_y^2}},$$

где  $n$ ,  $\bar{x}$ ,  $s_x^2$  и  $m$ ,  $\bar{y}$ ,  $s_y^2$  соответственно количество данных, выборочные средние, и дисперсии по двум сравниваемым выборкам. Выборки были сформированы путем фильтрации значений теплового потока западнее и восточнее оси рифта. Проверка осуществлена для трех континентальных рифтов, в которых имеются представительное количество измерений теплового потока на флангах структуры. Это БРЗ, рифт Иордана и рифт Шаньси–Ляохэ.

Если  $T < \varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$ , где  $\varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$  – значение обратной функции нормального распределения  $\varphi$  от уровня значимости  $\alpha$ ;  $\alpha = 1 - P$ , где  $P$  – доверительная вероятность, то принимают гипотезу об однородности средних значений теплового потока, то есть существование асимметрии не подтверждается.

Если же  $T \geq \varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$ , то принимают гипотезу о неоднородности средних значений рассматриваемых выборок и асимметрия подтверждается. В нашем случае получены результаты, представленные в табл. 1.

Расчеты подтвердили статистически значимую асимметрию теплового потока в трех исследованных рифтах – восточные фланги характеризуются более высокими значениями теплового потока.

Асимметрию в структуре рифтовых зон отмечал Ю.М. Пушаровский [1985, с. 4]. В “Предисловии” к материалам Всесоюзного совещания по проблемам рифтовых зон 1982 г. он писал: “Для ряда рифтов, имеющих меридиональное или близкое к нему простирание, устанавливается асимметричное строение, выражающееся в различных структурных особенностях бортов. Это можно видеть в Исландии, в рифтах Срединного хребта Северной Атлантики, в Красноморском рифте. Такую асимметрию можно объяснить, если привлечь представление о влиянии на тектогенез вообще и рифтогенез, в частности, изменений в режиме вращения Земли”.

Не вызывает сомнения геодинамическая модель, объясняющая происхождение геотермических аномалий в рифтовых зонах. Это модель внедрения магматического материала (“большой дайки” по терминологии Ю.А. Зорина [Зорин, 1979]) и/или мощного гидротермального процесса [Голубев и др., 1987]. Однако, эти модели, в качественном и количественном аспектах подтверждающие наблюдаемые аномалии теплового потока, не объясняют явление его асимметрии, поэтому замечание Ю.М. Пушаровского о влиянии “режима вращения Земли” заслуживает специального обсуждения.

Факт структурной асимметрии в морфологии дивергентных зон [Мащенко, Погребницкий, 1995; Нарышкин, Погребницкий, 1986] и асимметричного распределения геофизических полей неоднократно обсуждался и подтвержден на статистическом уровне. Важно отметить, что, например, асимметрия в срединно-океанических хребтах наблюдается во всех геофизических полях: магнитном [Глебовский и др., 1986], гравитационном [Vudanov et al., 1997], тепловом [Подгорных, Хуторской, 1999], а также в структуре коры [Пушаровский и др., 1995].

Природа этого феномена многократно обсуждалась, и предлагались различные геолого-геофизические модели для объяснения существующей асимметрии. Некоторые исследователи отмечают существование различной скорости спрединга океанических плит по разные стороны от оси хребтов [Пушаровский и др., 1995; Шрейдер, 2001], другие полагают, что различаются геодинамические процессы в смежных плитах, и на одной из них режим сжатия,

сменивший первичную обстановку растяжения, создает характерные для сжатия шарьяжно-надвиговые структуры [Погребницкий и др., 1990; Hosford, 2001].

Мы предложили рассмотреть влияние силы Кориолиса [Хуторской, 2020; Хуторской, Тевелева, 2020], которая действует на любую массу, которая движется вдоль радиуса вращающейся Земли и отклоняет эту массу от ортогональной траектории, соответственно, к западу в южном полушарии и к востоку – в северном. В качестве такой “массы” может рассматриваться восходящий поток магмы. Отклонение этого потока от траектории, ортогональной к поверхности планеты, обуславливает наблюдаемую геотермическую асимметрию.

Как известно, на любую материальную точку (массу) Земли ( $m$ ), находящуюся на географической широте  $\varphi$ , из-за ее вращения против часовой стрелки относительно Северного полюса с угловой скоростью ( $\omega$ ) будет действовать сила Кориолиса

$$F_k = 2m \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \varphi,$$

которая в южном полушарии будет смещать массу влево относительно радиуса со скоростью  $v$  в ортогональном к оси вращения направлении, а в северном, соответственно, вправо.

В дивергентных зонах такой массой является магма, скопившаяся в астеносферном мантийном резервуаре и перемещающаяся внутри него под действием силы Кориолиса. Из-за этого формируется “избыточная” энтальпия этой массы к востоку от оси рифтовой зоны в северном полушарии и к западу от оси – в южном. Появление большего количества высоко энтальпийной массы на одном из флангов рифта объясняет наблюдаемую асимметрию кондуктивного теплового потока.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

На разных этапах работы мы консультировались и обсуждали полученные результаты с ныне покойными коллегами (Ю.Г. Леонов, Б.Г. Поляк) и здравствующими: с Р.Б. Крапивнером, В.О. Михайловым, А.Л. Собисевичем, С.Ю. Соколовым. Эти консультации и обсуждения во многом способствовали становлению идей о причинах наблюдаемой геотермической асимметрии в океанической и континентальной коре. Мы благодарны также сотрудникам



лаборатории теплопереноса ГИН РАН, оказавшим техническую поддержку при подготовке рукописи.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа подготовлена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 23-17-00019.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
- Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген / Под ред. Я.В. Неизвестнова и Д.В. Семевского. Л.: Севморгеология, 1983. 82 с.
- Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Осипов В.А.* Структура аномального магнитного поля от срединного хребта до Ангольского шельфа // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта / Под ред. Ю.Е. Погребницкого. Л.: ВНИИОкеангеология, 1986. С. 70–80.
- Голубев В.А.* Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
- Голубев В.А., Лысак С.В., Дорофеева Р.П.* Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны // Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 121–137.
- Евдокимов А.Н.* Вулканы Шпицбергена. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах). М.: Недра, 1990. 680 с.
- Зорин Ю.А.* Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 9. С. 37–43.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Крапивнер Р.Б.* Признаки неотектонической активизации Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.
- Лысак С.В.* Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
- Мащенко С.П., Погребницкий Ю.Е.* Симметрия и асимметрия САХ по материалам комплексных геофизических исследований на атлантических геотраверсах // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 64–79.
- Милановский Е.Е.* Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 5–29.
- Милановский Е.Е.* Основные этапы рифтогенеза на территории Китая // Тр. Межведомственного геофизического комитета. М., 1991. 148 с.
- Мусатов Е.Е.* Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Геоморфология. 1997. № 1. С. 72–77.
- Мусатов Е.Е.* Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 26–31.
- Нарышкин Г.Д., Погребницкий Ю.Е.* Морфоструктура дна Юго-Восточной Атлантики // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л., 1986. С. 10–23.
- Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И.* Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверзе // Сов. геология. 1990. № 3. С. 8–22.
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–42.
- Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
- Пушаровский Ю.М.* Предисловие // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 3–4.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 163 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 495)
- Сироткин А.Н., Шарин В.В.* Соотношение четвертичного вулканизма с процессами морского и ледникового осадконакопления в районе Вуд-Форда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты, 2006. С. 147–151.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С.* Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1993. Вып. 1. С. 113–122.
- Хуторской М.Д.* Проявление асимметрии теплового потока в мантийных плюмах // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 40–50.

- Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В. и др.* Тепловой режим недр МНР. М.: Наука, 1990. 176 с.
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 227–233.
- Хуторской М.Д., Тевелева Е.А.* Природа асимметрии теплового потока на срединно-океанических хребтах Мирового океана // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. P. 125–137.
- Шуилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А.* Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.
- Шрейдер А.А.* Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 320 с.
- Экштейн Й.* Тепловой поток и гидрологический цикл: примеры по Израилю // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 106–117.
- Aldersons F., Ben-Avraham Z., Hofstetter A., Kissling E., Al-Yazjeen T.* Lower crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 129–142.
- Ben-Avraham Z., Haenel R., Villinger H.* Heat flow through the Dead Sea rift // Marine Geol. 1978. V. 28. P. 253–269.
- Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V.* Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge (MAR): gravity, magnetic fields, heat flow // European Geophysical Society, Annales Geophysical. Part I. Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to V. 15, SE27 Tectonic evolution and thermal structure at mid-ocean ridges. 1997. P. 161.
- Eckstein Y.* Tamar geothermal anomaly, or perils of ignoring hydrogeology in heat flow survey // Isr. J. Earth Sci. 1978. V. 32. P. 119–126.
- Forsyth D.A., Morel-l'Huissier P., Asudsen I. et al.* Alpha Ridge and Iceland: Product of the same plume? // J. Geodynamics. 1986. V. 6. P. 197–214.
- Ginzburg A., Kashai E.* Seismic measurements in the southern Dead Sea // Tectonophysics. 1981. V. 80. P. 67–80.
- Ginzburg A., Makris J., Fuchs K., Prodehl C., Kaminski W., Amitai U.* A seismic study of the crust and upper mantle of the Jordan-Dead Sea Rift and their transition toward the Mediterranean Sea // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 1569–1582.
- Hosford A.* Crustal accretion and Evolution at slow and ultra-slow spreading mid-ocean ridges: Doct. Dissertation. Mass. Inst. Technology, Cambridge, Mass., 02139 & Woods hole ocean. Inst., Woods hole, Mass., 02543. 2001. 254 p.
- Hu S., He L., Wang J.* Heat flow in the continental area of China: a new data set // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 407–419.
- Huang Chi-cheng.* An outline of the tectonic characteristics of China // Ecological Geol. 1978. V. 71. № 3. P. 611–635.
- Ito A.* Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters – clustering of micro-earthquakes // Tectonophysics. 1990. V. 175. P. 47–66.
- Ito G., van Keken P.E.* Hotspots and melting anomalies / Ed. D. Bercovici // Mantle Dynamics, Treatise on Geophysics. V. 7. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Press, 1997. P. 512–526.
- Janssen C., Hoffmann-Rothe A., Bohnhoff M., Wetzel H.U., Matar A., Khatib M.* Different styles of faulting deformation along the Dead Sea Transform and possible consequences for the recurrence of major earthquakes // J. Geodyn. 2007. V. 44. P. 66–89.
- Lawver L.A., Müller R.D.* Iceland hotspot track // Geology. 1994. V. 22 P. 311–314.
- Ma X.* Lithosphere dynamic map of China and adjacent seas (in scale 1:4 000 000) and explanatory notes. Beijing: Publishing House of Geology, 1987. 53 p.
- Mechie J., Abu-Ayyash K., Ben-Avraham Z., El-Kelani R., Qabbani I., Weber M.* DESIRE-Team. Crustal structure of the southern Dead Sea basin derived from project DESIRE wide-angle seismic data // Geophys. J. Int. 2009. V. 178 (1). P. 457–478.
- Nasir S.* The lithosphere beneath the north-western part of the Arabian plate (Jordan): evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics. 1992. V. 201. P. 357–370.
- Petrinin A.G., Sobolev S.V.* Three-dimensional numerical models of the evolution of pull-apart basins // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2008. V. 171. P. 387–399.
- Rümpker G., Ryberg T., Bock G.* Desert Seismology Group, 2003. Boundary-layer mantle flow under the Dead Sea transform fault inferred from seismic anisotropy // Nature. 2003. V. 425. P. 497–501.
- Salamon A., Hofstetter A., Garfunke, Z., Ron A.* Seismotectonics of the Sinai subplate – the eastern Mediterranean region // Geophys. J. Int. 2003. V. 155. P. 149–173.
- Shudofsky G.N., Cloetingh S., Stein S., Wortel R.* Unusually deep earthquakes in East Africa; constraints on the thermo-mechanical structure of a continental rift system // Geophys. Res. Lett. 1987. V. 14. P. 741–744.
- Smit J., Brun J.-P., Cloetingh S., Ben-Avraham Z.* The rift-like structure and asymmetry of the Dead Sea Fault // Earth and Planet. Sci. Lett. 2010. V. 290. № 1–2. P. 74–82.

- Stein C.A., Stein S.* A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age // *Nature*. 1992. V. 359. P. 123–129.
- Tian Z.Y., Han P., Xu K.D.* The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 341–363.
- Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Tronnes R.G. et al.* Continental crust beneath southeast Iceland // *Proceed. of National Acad. Sci. of USA (PNAS)*. 2015. № 3. P. 1818–1827.
- Wang J.Y., Wang J.A.* Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe rift basin // *Tectonophysics*. 1988. № 145. P. 293–304.
- White R.S., McKenzie D.P.* Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 17543–7585.

## Heat Flow of Continental Rift Zones: A New Approach to Data Evaluation

M. D. Khutorskoy\*, E. A. Teveleva

*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: mdkh1@yandex.ru*

The features of heat flow distribution in some rift zones are considered, namely: the Baikal rift zone, the Shanxi–Liaohe rift, the Jordan rift, the Orel Trough (Sture) in the north of the Svalbard plate, as well as the rift zone of Iceland. Heat flow asymmetry relative to the rift centerline is also noted against the increased heat flow background in the rift zone compared to adjacent areas. The nature of such asymmetry is connected not only with the different faults permeability on the sides but also with planetary factors – forces acting on a rotating planet, in particular, with the Coriolis force. Heat flow increase on the eastern flanks compared with the western flanks in the considered rifts of the meridional strike is consistent with the Coriolis force vector in the Earth Northern Hemisphere.

*Keywords:* heat flow, temperature, asymmetry, continental rift zone, Coriolis force, divergence zone, rigid lithosphere

УДК 551.1/4

## РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ КОМПЛЕКСНОГО МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ НЕДР

© 2024 г. А. Л. Собисевич<sup>а</sup>, А. О. Агибалов<sup>а, с, \*</sup>, О. В. Бергаль-Кувикас<sup>б</sup>,  
В. А. Зайцев<sup>с</sup>, Д. С. Зыков<sup>д</sup>, В. М. Макеев<sup>е</sup>, А. В. Полещук<sup>д</sup>,  
А. А. Сенцов<sup>а, \*\*</sup>, А. В. Шевченко<sup>ф</sup>

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,  
ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

<sup>б</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,  
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

<sup>с</sup>Геологический факультет Московского государственного университета  
им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119234 Россия

<sup>д</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>е</sup>Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН,  
Уланский пер., 13, стр. 2, Москва, 101000 Россия

<sup>ф</sup>Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова,  
ул. Чернышевского, 143, Нальчик, 360004 Россия

\*e-mail: agibalo@yandex.ru

\*\*e-mail: alekssencov@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.06.2023 г.

После доработки 25.09.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

Оценка степени тектонической раздробленности верхней части литосферы, согласно методике Ю.В. Нечаева [2010], основана на расчетах удельной длины линеаментов. На примере трех разных регионов – Северо-Западного Кавказа, Воронежской антеклизы и Малко-Петропавловской зоны Камчатки – нами апробирована возможность использования других морфометрических параметров: удельных длин “слабых” зон, линий вытянутости и водотоков, а также кривизны рельефа. Их аномалии приурочены к сейсмоактивным участкам и областям проявления гидротермально-магматической активности. Показано, что наиболее информативны 3D модели тектонической раздробленности, построенные с учетом удельной протяженности “слабых” зон и водотоков.

**Ключевые слова:** тектоническая раздробленность, Северо-Западный Кавказ, Воронежская антеклизы, Камчатка

DOI: 10.31857/S0203030624030056, EDN: JQIETW

### ВВЕДЕНИЕ

Методика Ю.В. Нечаева [2010], позволяющая оценить степень тектонической раздробленности верхней части литосферы по данным линеаментного анализа, представляется актуальной и интересной, поскольку на базе этого методического подхода достигнуты значимые научно-практические результаты, например, выявлены потенциальные магматические камеры

вулкана Эльбрус [Богатиков и др., 2002] и зоны деструкции в районе Авачинского залива [Таскин, Сидоров, 2014], получены новые данные о разрывных нарушениях острова Парамушир, связанных с проявлениями гидротермально-магматической активности [Хубаева и др., 2020]. Цель нашей работы заключалась в развитии методики Ю.В. Нечаева путем использования разных морфометрических характеристик рельефа.

Значимость поставленной задачи связана с тем, что визуальное дешифрирование во многом субъективно, в то время как морфометрический анализ цифровых моделей рельефа (ЦМР) может быть полностью (или в значительной степени) автоматизирован. В нашей работе на примере трех регионов (Северо-Западного Кавказа, Воронежской антеклизы и Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (МПЗ) юго-востока Камчатки) апробировано использование схем блоковой делимости, составленных методом Н.П. Костенко [1999], линий вытянутости, кривизны рельефа и водотоков для разработки 3D моделей тектонической раздробленности.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положена методика Ю.В. Нечаева [2010], направленная на оценку степени тектонической раздробленности литосферы по удельной длине линеаментов. Под термином “тектоническая раздробленность” Ю.В. Нечаев понимал совокупность всех неоднородностей земной коры и верхней мантии, обусловленных их вещественным составом, строением и развитием во времени. Для ее характеристики он предлагал проводить “тотальное” визуальное дешифрирование линеаментов — линейных элементов рельефа нетехногенной природы. Несмотря на то, что вопрос геологической интерпретации линеаментов не нашел окончательного решения, основоположник метода отмечал высокую эффективность использования разных приемов линеаментного анализа для понимания структуры земной коры, прежде всего, при выделении разрывных нарушений. Поскольку алгоритм “тотального” визуального дешифрирования не формализован в достаточной мере, мы использовали методику Н.П. Костенко [1999]. Она заключается в разделении территории на ряд блоков преимущественно прямоугольной или трапецевидной формы, ограниченные “слабыми” зонами. Под этим термином понимают “зоны трещиноватости, дробления пород и разрывов со смещением”. Они выражены в рельефе в виде спрямленных участков эрозионной сети, прямолинейных контуров береговых линий озер, линейно расположенных перехватов речных долин, вертикальных стенок и уступов, подножий

крутых склонов. Упомянутые геоморфологические признаки “слабых” зон более подробно рассмотрены в монографии [Панина, 2019].

Методика Ю.В. Нечаева базируется на том, что трещиноватость одной грани образца кубической формы отражает степень трещиноватости всего образца. Геологическая среда представляется в виде множества блоков кубической формы с ребром  $a$ . Трещиноватость верхней грани каждого такого куба оценивается путем визуального дешифрирования линеаментов, а удельная длина линеаментов, равная отношению  $l/a^2$  (где  $l$  — суммарная протяженность линеаментов в расчетной ячейке размером  $a$ ), служит показателем степени тектонической раздробленности на глубине  $a/2$ . Это соотношение глубины и размера расчетной ячейки было установлено эмпирически. Таким образом, изменение значения  $a$  дает возможность охарактеризовать тектоническую раздробленность на разной глубине.

Отметим, что длина линеаментов используется не только для определения степени раздробленности, но и для оценки напряженного состояния геосреды: эта методика, разработанная П.Н. Николаевым [1992], предполагает ранжирование разломов (и линеаментов) на ряд классов в зависимости от их протяженности; далее для каждого класса, соответствующего определенному уровню глубины, реконструируют траекторию главных нормальных осей напряжений.

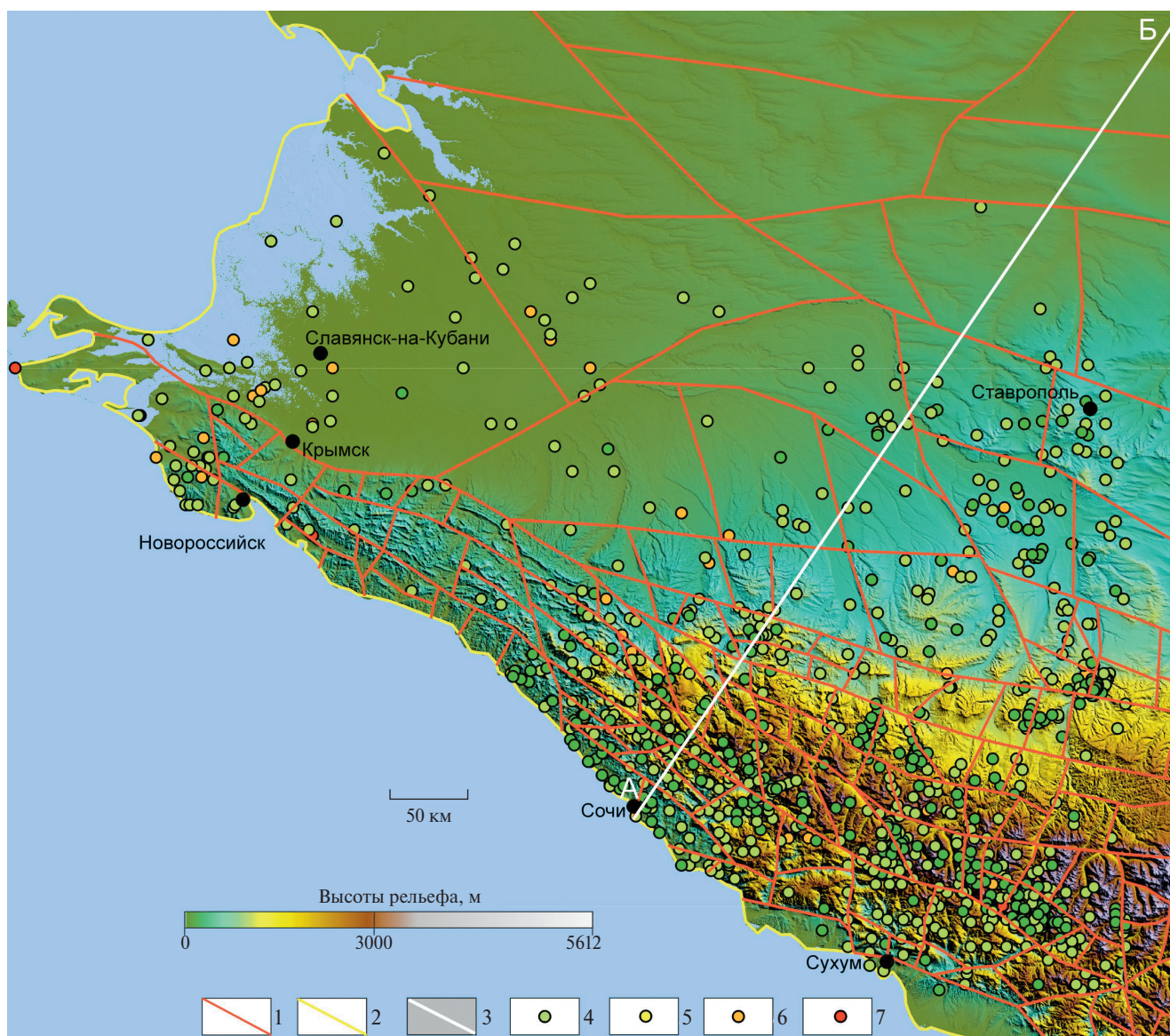
В качестве объектов исследования выбраны Северо-Западный Кавказ, Воронежская антеклизы и МПЗ по следующим соображениям: 1) эти районы существенно различны в геолого-геоморфологическом отношении; 2) детально изучена сейсмичность Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы, а также современные проявления гидротермально-магматической активности МПЗ; 3) в результате ранее проведенных нами исследований [Агибалов и др., 2021, 2023] обоснован выбор морфометрических параметров рельефа, связанных с сейсмоактивными зонами Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы и областями развития гидротермально-магматических процессов МПЗ. Отметим, что сейсмичность последней не проанализирована в нашей работе, поскольку на этой небольшой по площади

территории известно >500 эпицентров землетрясений [Каталог ..., 2023], что позволяет рассматривать ее как единую сейсмоактивную область. Расположение эпицентров землетрясений Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы приведено по сводному сейсмологическому каталогу, составленного с учетом данных [Надежка и др., 2010; Рогожин и др., 2014; Сейсмологический ..., 2023; Уломов, Медведева, 2022], расположение вулканических построек МПЗ – по геологическим картам масштаба 1 : 200 000 [Геологическая ..., 2000а, 2000б, 2013, 2016], горячих источников – по топографической карте [Электронная ..., 2023].

Известно, что удельная длина (и плотность) линеаментов – один из геоморфологических показателей, связанных с геологическим строением, сейсмичностью, новейшим морфоструктурным планом. Наряду с ним для выделения выраженных в рельефе дислокаций, сформировавшихся под влиянием тектонических процессов, используют и другие морфометрические параметры, например, крутизну склонов и глубину вертикального расчленения рельефа [Спиридонов, 1975]. В нашей работе для оценки тектонической раздробленности выбраны только те морфометрические показатели, которые связаны с геологическим строением и сейсмичностью и имеют метрическую размерность, поскольку в “традиционной” методике Ю.В. Нечаева [2010] суммарная протяженность линеаментов (м, км) делится на площадь ячейки, измеряемой в м<sup>2</sup> или км<sup>2</sup>. К таким параметрам относятся удельные длины “слабых” зон ( $\varepsilon_1$ ), линий вытянутости ( $\varepsilon_3$ ) и водотоков ( $\varepsilon_4$ , км<sup>-1</sup>), а также отношение суммарной кривизны рельефа, взятой по модулю, к площади расчетной ячейки ( $\varepsilon_2$ , м<sup>-3</sup>). Характер мегатрещиноватости во многом обуславливает пространственный рисунок постоянных и временных водотоков [Мануилова, 2022], поэтому для оценки степени тектонической раздробленности нами рассчитана их удельная протяженность ( $\varepsilon_4$ ). Она отражает степень горизонтальной расчлененности рельефа [Симонов, 1999]. В то же время при визуальном дешифрировании “слабые” зоны выделяют, прежде всего, по наиболее протяженным линейным понижениям рельефа, которым соответствуют достаточно крупные водотоки, а повышенные значения  $\varepsilon_4$  могут быть связаны

не только с наличием нескольких крупных водотоков, но и со множеством мелких. При этом сумма длин, используемая при расчете  $\varepsilon_4$ , не вскрывает этих различий, что обуславливает различия схем  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_4$ . Линии вытянутости показывают изменение среднего направления простирания линеаментов-“штрихов” [Златопольский, 2007]: конфигурация этих линий во многом схожа с рисунком линеаментного поля и гидросети, однако автоматизированный алгоритм построения линий вытянутости позволяет рассматривать  $\varepsilon_3$  в качестве отдельного морфометрического параметра. В общем случае кривизна рельефа – один из показателей степени его расчлененности. В среде ArcGis она рассчитана с помощью инструмента “Curvature” как вторая производная поверхности рельефа. Ее положительные значения указывают на то, что поверхность выпуклая, отрицательные – вогнутая, нулевые – плоская [Дамшевич, 2017]. В областях развития контрастного, глубоко расчлененного рельефа, характеризующегося повышенными значениями  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_4$ , наблюдается множество положительных и отрицательных форм, значения кривизны поверхности которых существенно отличаются от нулевого, а в пределах слабо расчлененных участков значения кривизны близки к нулю. При этом в первом случае среднее значение в расчетной ячейке может быть близко к нулевому из-за разного знака кривизны (положительного или отрицательного). Для того чтобы абстрагироваться от него, нами в ячейках разного размера рассчитаны суммарные значения кривизны, взятые по модулю.

В качестве исходных данных для структурно-геоморфологических и морфометрических исследований послужила ЦМР SRTM разрешением 3 угловые секунды [Цифровая ..., 2022], а также топографические карты Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы масштаба 1 : 1 000 000 и МПЗ масштаба 1 : 200 000 [Электронная ..., 2023]. По ним построены были оцифрованы водотоки. Линии вытянутости выделены в автоматизированном режиме в программе LESSA А.А. Златопольского [2011]. Кривизна рельефа определена в программе ArcGis. С помощью ее стандартных инструментов рассчитаны также параметры  $\varepsilon_{1-4}$ . Для Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы, занимающих территорию значительной площади,



**Рис. 1.** Схема “слабых” зон Северо-Западного Кавказа.

1 – “слабые” зоны; 2 – контуры береговой линии; 3 – линия профиля; 4–7 – эпицентры землетрясений с магнитудой по поверхностным волнам ( $M_S$ ): 4 –  $<2$ ; 5 – 2–4; 6 – 4–6; 7 – 6–7.2.

выбраны расчетные ячейки размерами 10, 20, ..., 80 км, а для относительно небольшой МПЗ – 5, 10, ..., 20 км, позволившие оценить степень тектонической раздробленности в интервале глубин 5–40 и 2.5–10 км соответственно.

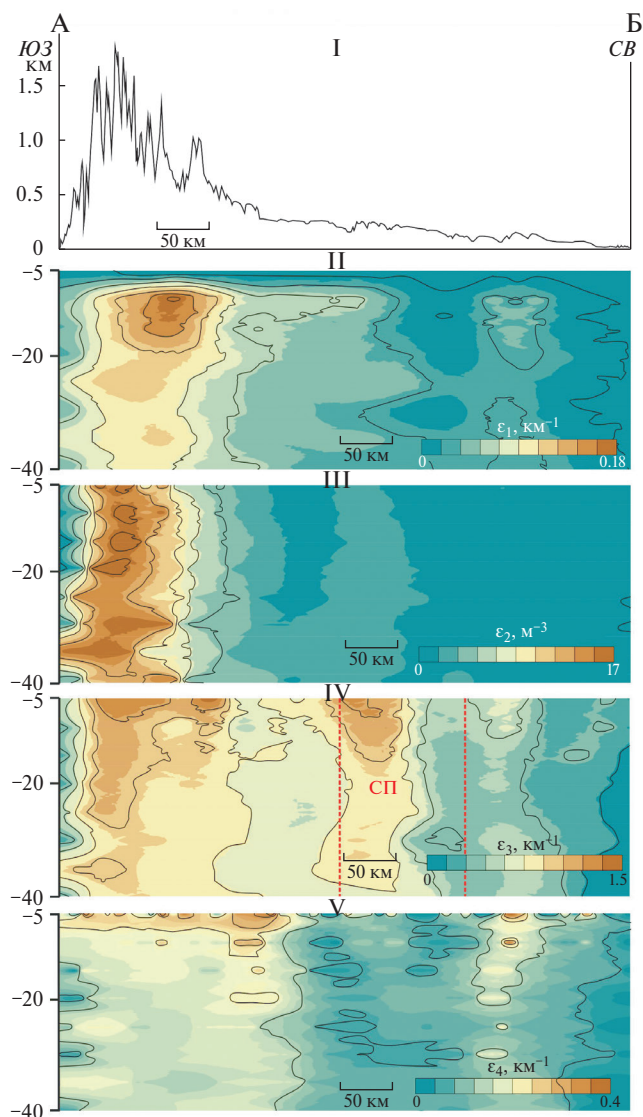
## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На профилях, иллюстрирующих степень тектонической раздробленности Северо-Западного Кавказа и Предкавказья, проявляется положительная аномалия  $\varepsilon_{1-4}$ , наблюдаемая под горно-складчатым сооружением во всем интервале глубин 5–40 км (рис. 1, 2). Ей

соответствует область разуплотнения пород, зафиксированная под осевой частью Большого Кавказа методом микросейсмического зондирования (ММЗ) [Горбатиков и др., 2015; Рогожин и др., 2014]. На профилях ММЗ эта область проявлена как обширное, клиновидное в разрезе низкоскоростное тело (до  $-5$  дБ относительно региональной скоростной модели), кровля которого залегает на глубине  $\sim 5$  км [Рогожин и др., 2014]. Она также была выделена Ю.В. Нечаевым [2010] на вертикальных сечениях поля тектонической раздробленности. Хорошо выраженный в центральной части профиля IV (см. рис. 2) максимум значений  $\varepsilon_3$  приурочен

к Ставропольскому поднятию, отличающемуся повышенной для Предкавказья сейсмичностью. Этот максимум не наблюдается на других профилях, что, предположительно, объяснимо методической особенностью построения линий вытянутости, ориентированных как вдоль линейных понижений, так и поднятий (хребтов). “Слабые” зоны связаны преимущественно с отрицательными формами рельефа, проработанными гидросетью, а локальный максимум значений  $\varepsilon_2$  расположен восточнее линии профиля около г. Ставрополь, где на ЦМР (см. рис. 1) заметна область развития достаточного контрастного рельефа (по сравнению с остальной территорией Предкавказья). Отметим согласованность друг с другом построенных разными способами воксельных моделей этого региона, подтверждающую заметной и высокой (по шкале Чеддока) численной корреляцией между рассчитанными морфометрическими характеристиками рельефа (табл. 1).

Территория Воронежской антеклизы отличается сложным характером распределения рассматриваемых четырех морфометрических параметров по площади, однако общей особенностью является приуроченность положительных аномалий  $\varepsilon_{1-3}$  к центральной части региона (район г. Воронежа). Она характеризуется повышенной сейсмичностью (рис. 3) и мелкоблочным строением: здесь по геофизическим данным выделены ограниченными разломами небольшие по площади блоки земной коры разного состава – от гранитоидного до метабазитового [Литосфера ..., 2012]. На региональном масштабном уровне это сгущение разломов и эпицентров землетрясений малых магнитуд приурочено к S-образному изгибу границы Курского мегаблока и Лосевской шовной зоны, рассматриваемому в качестве активного тектонического узла [Ефременко, 2011]. В центральной части профиля III (рис. 4) контуры положительной аномалии (параметр  $\varepsilon_2$ ) более широкие, чем на профиле II (параметр  $\varepsilon_1$ ). На наш взгляд, это расширение на юго-восток согласуется с характером сейсмичности – юго-восточная часть антеклизы более сейсмична по сравнению с северо-западной, где зафиксированы только отдельные эпицентры землетрясений (см. рис. 3). На профиле IV (параметр  $\varepsilon_3$ ) на месте одной крупной аномалии, показанной на профиле III, наблюдаются две более мелкие (западная и



**Рис. 2.** Профиль рельефа Северо-Западного Кавказа по линии А–Б (I) и вертикальные срезы поля тектонической раздробленности, оцененной по удельной длине “слабых” зон (II, шаг изолиний  $0.03 \text{ км}^{-1}$ ), кривизне рельефа (III, шаг изолиний  $3 \text{ м}^{-3}$ ), удельной длине линий вытянутости (IV, шаг изолиний  $3 \text{ км}^{-1}$ ) и водотоков (V, шаг изолиний  $0.1 \text{ км}^{-1}$ ). СП – Ставропольское поднятие, по [Милюков и др., 2022].

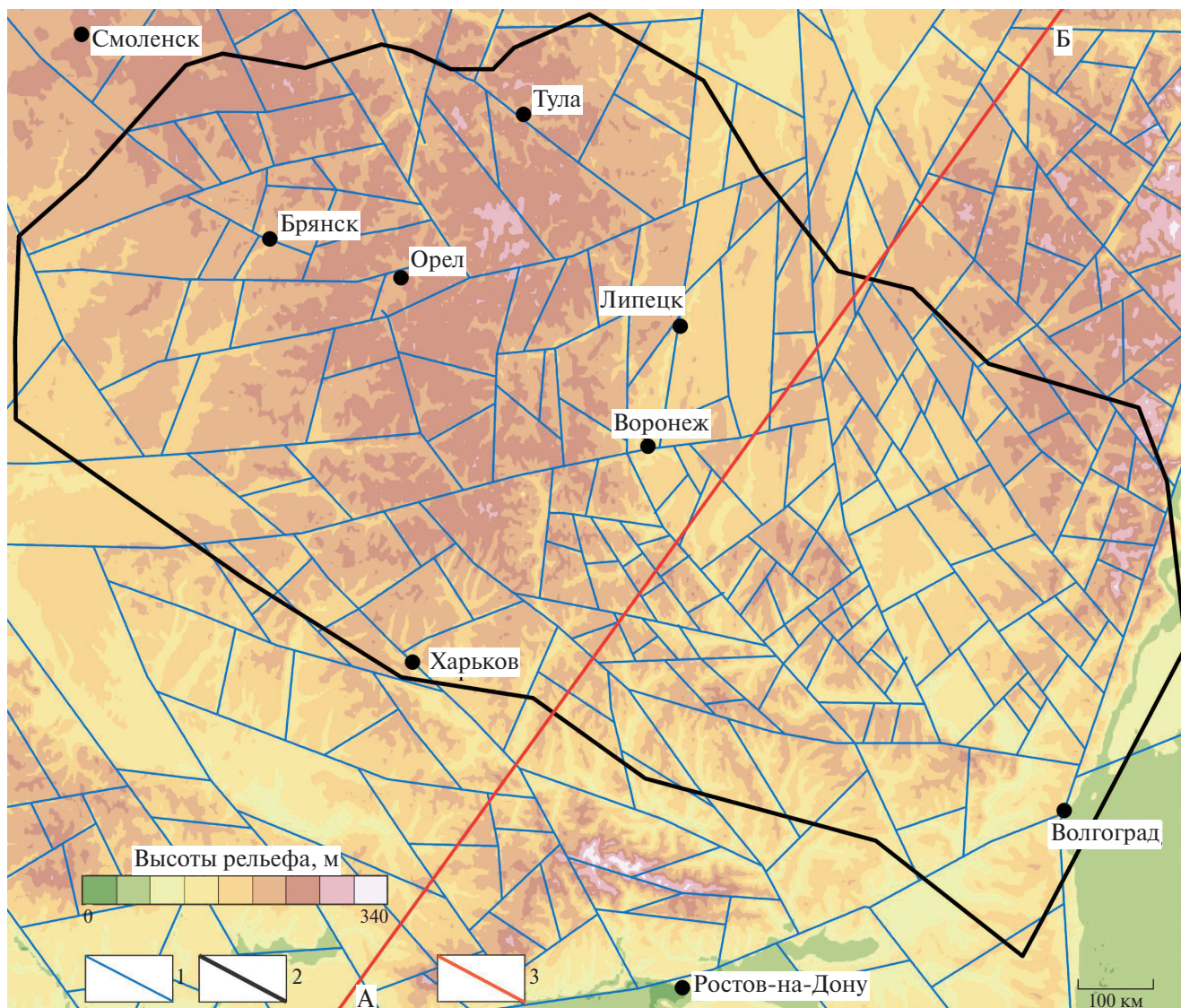
восточная), соединяющиеся на глубине  $\sim 30 \text{ км}$ . Западная маркирует ранее упомянутую область концентрации эпицентров землетрясений в районе г. Воронеж, а восточная соответствует юго-восточному сегменту Окско-Донского мегаблока [Ефременко, 2011]. В целом он достаточно активен в сеймотектоническом отношении, хотя и в меньшей степени, чем с Среднерусский мегаблок. Кроме того, в северо-западной части профиля проявлена положительная аномалия  $\varepsilon_3$ : здесь сгущение линий вытянутости



**Таблица 1.** Значения коэффициента корреляции Пирсона между различными морфометрическими параметрами рельефа Северо-Западного Кавказа, рассчитанными в пределах ячеек размерами 40×40 км (N = 272)

	УД “слабых” зон, км <sup>-1</sup>	УД линий вытянутости, км <sup>-1</sup>	$\varepsilon_2$ , м <sup>-3</sup>	УД водотоков, км <sup>-1</sup>
УД “слабых” зон, км <sup>-1</sup>	1	0.76	0.69	0.73
УД линий вытянутости, км <sup>-1</sup>	0.76	1	0.71	0.73
$\varepsilon_2$ , м <sup>-3</sup>	0.69	0.71	1	0.50
УД водотоков, км <sup>-1</sup>	0.73	0.73	0.50	1

Примечание.  $\varepsilon_2$  – отношение суммарной кривизны рельефа, взятой по модулю (м<sup>-1</sup>) к площади расчетной ячейки (м<sup>2</sup>); УД – удельная длина.

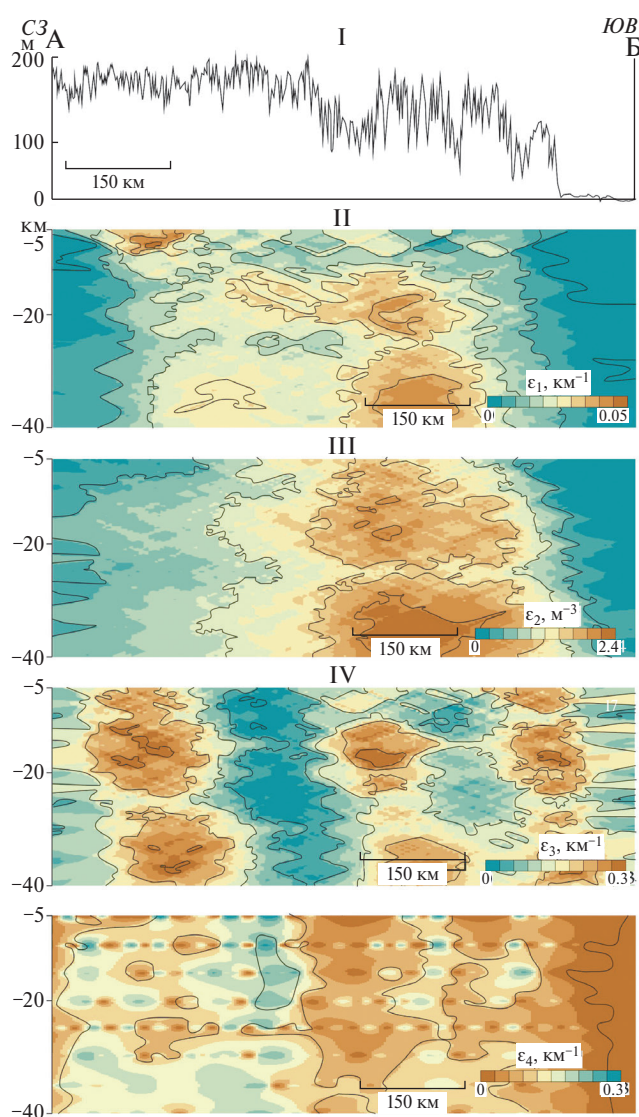


**Рис. 3.** Схема “слабых” зон Воронежской антеклизы.  
1 – “слабые” зоны; 2 – границы антеклизы; 3 – линия профиля.

на участке Брянск–Смоленск соответствует межблоковой границе II ранга, разделяющей северо-восточную и юго-западную части Смоленского блока кристаллического фундамента [Трегуб, 2006]. Она не относится к сейсмоактивным структурам, однако результаты ранее проведенного нами тектонофизического моделирования на эквивалентных материалах позволяют предположить возможность активного трещинообразования в этой области, поскольку в ходе эксперимента в сдвиговом поле напряжений при ориентировке оси сжатия по азимуту  $315^\circ$  вдоль неоднородностей северо-западного простирания развивались трещины отрыва. Судя по геоморфологическим данным, этот тип внешней нагрузки проявляется на новейшем этапе на территории антеклизы [Агибалов и др., 2022].

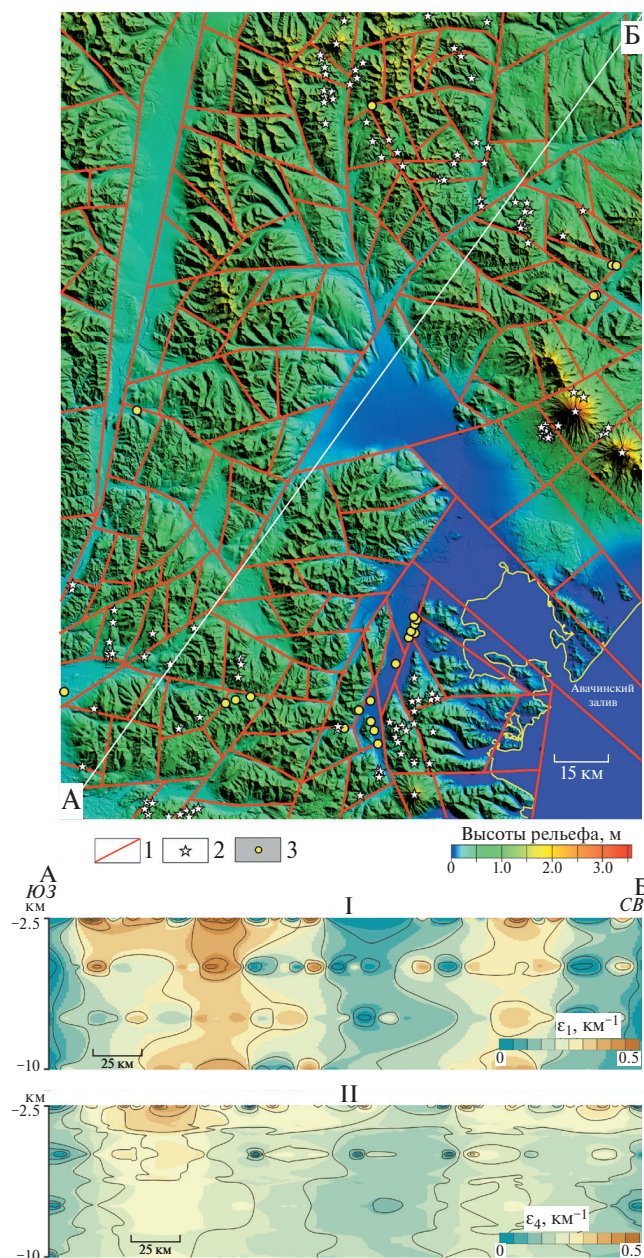
Профиль V существенно отличается от аналогичных профилей I–IV, поскольку в его центральной и юго-восточной частях проявлены отрицательные аномалии  $\varepsilon_4$ . Эти области по комплексу геоморфологических признаков (повышенным значениям глубины вертикального расчленения, крутизны склонов, плотности ортогональных линий) и характеру сейсмичности ранее проинтерпретированы нами как геодинамически активные участки [Агибалов и др., 2022]. Предположительно, малая удельная протяженность водотоков в их пределах связана с тем, что в спокойных тектонических условиях увеличивается степень извилистости русел [Панина и др., 2019], и, соответственно, возрастает суммарная протяженность водотоков в расчетных ячейках. Кроме того, более прямолинейный характер речных долин отчасти объясним конфигурацией активных разломов, рассмотренных в базе данных [Zelenin et al., 2022].

Морфометрический анализ рельефа показал, что параметры  $\varepsilon_{2-3}$  не информативны для понимания особенностей мегатрещиноватости МПЗ, поскольку ее рельеф во многом обусловлен вулканическими процессами, и линии вытянутости расположены концентрически вокруг стратовулканов – Авачинского, Корякского, Вилючинского, Бакенинг. К ним также приурочены наиболее крупные аномалии кривизны рельефа. В то же время структурно-геоморфологическое дешифрирование



**Рис. 4.** Профиль рельефа Воронежской антеклизы по линии А–Б (I) и вертикальные срезы поля тектонической раздробленности, оцененной по удельной длине “слабых” зон (II, шаг изолиний  $0.01 \text{ км}^{-1}$ ), кривизне рельефа (III, шаг изолиний 6 м), удельной длине линий вытянутости (IV, шаг изолиний  $0.1 \text{ км}^{-1}$ ) и водотоков (V, шаг изолиний  $0.1 \text{ км}^{-1}$ ).

в масштабе 1:200 000 и расчет удельной длины водотоков по топографическим картам того же масштаба позволили выявить региональные зоны мегатрещиноватости, нередко связанные с долинами крупных рек – Малкинской, Авачи, Паратунки. По положительным аномалиям  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_4$  выделены области повышенной трещиноватости в северо-восточной и юго-западных частях МПЗ, где расположено большинство моногенных вулканических построек, практически не выраженных на ЦМР, и термальных источников. Эти зоны хорошо прослеживаются



**Рис. 5.** Схема “слабых” зон Малко-Петропавловской зоны дислокаций.

1 – “слабые” зоны, 2 – вулканические постройки, 3 – горячие источники; I – вертикальный срез модели тектонической раздробленности, построенной по удельной длине “слабых” зон, II – вертикальный срез модели тектонической раздробленности, построенной по удельной длине водотоков.

на профилях (рис. 5) до глубины 10 км. Отметим высокую численную корреляцию между точечными элементами воксельных моделей, построенных по  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_4$ : коэффициент корреляции Пирсона равен 0.86 ( $N = 2388$ ). Более подробно соотношение выделенных нами по геоморфологическим признакам двух областей

повышенной трещиноватости с геологическим строением описано в статье [Агибалов и др., 2023].

Таким образом, наибольшая согласованность между значениями  $\varepsilon_{1-4}$  характерна для Северо-Западного Кавказа. Она объяснима контрастным высокогорным рельефом, в котором хорошо выражены “слабые” зоны проявлены на схемах разных морфометрических параметров – крутизны склонов, гидросети, кривизны рельефа. Эта особенность обуславливает также согласованность моделей тектонической раздробленности МПЗ, построенных по значениям  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_4$ . Отметим также, что в обоих регионах неотектонические движения служат одним из главных факторов рельефообразования. На территории Воронежской антеклизы степень согласованности разных моделей тектонической раздробленности друг с другом значительно меньше по сравнению с Северо-Западным Кавказом и МПЗ. По нашему мнению, это связано с равнинным рельефом, в котором менее четко проявлены предполагаемые зоны трещиноватости и дробления. Здесь тектонические движения проявились не столь интенсивно, поэтому их роль как фактора рельефообразования ниже, чем на Северо-Западном Кавказе и в пределах МПЗ. В связи с этим рисунок “слабых” зон, водотоков, линий вытянутости в меньшей степени отражает характер тектонической раздробленности и во многом связан с экзогенными рельефообразующими факторами, например, разной устойчивостью пород к денудации. В общем случае различия разных моделей тектонической раздробленности объяснимы методическими особенностями их построения: используемые морфометрические параметры независимы друг от друга, при этом каждый из них только в определенной степени отражает поверхностную раздробленность геосреды. По-видимому, эта степень определяется интенсивностью влияния тектонических движений и деформаций на рельеф.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере трех разных регионов апробировано использование комплекса морфометрических параметров (удельных длин “слабых” зон, линий вытянутости, водотоков, а также

кривизны рельефа) для оценки тектонической раздробленности в объеме геологической среды. По всем перечисленным геоморфологическим характеристикам выделены области повышенной раздробленности литосферы под горно-складчатым сооружением Северо-Западного Кавказа и центральной частью Воронежской антеклизы, соответствующие наиболее сейсмоактивным участкам. Повышенными значениями удельной длины линий вытянутости отличаются также активные морфоструктуры более локального масштабного уровня – Ставропольское поднятие и межблоковая граница II-го ранга на территории Воронежской антеклизы. Однако зонам трещиноватости, расположенным на юго-западе и северо-востоке МПЗ и характеризующимся высокой современной гидротермально-магматической активностью, соответствуют положительные аномалии только 2-х параметров – удельной длины “слабых” зон и водотоков. Таким образом, они информативны для понимания поля тектонической раздробленности всех изученных районов, поэтому их использование для разработки соответствующих 3D моделей представляется приоритетным.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН (А.Л. Собисевич, А.О. Агибалов, А.А. Сенцов), ГИН РАН (А.В. Полещук, Д.С. Зыков), ИВиС ДВО РАН (О.В. Бергаль-Кувикас), ИГЭ РАН (В.М. Макеев), КБГУ имени Х.М. Бербекова (А.В. Шевченко) и НИР “Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ” (В.А. Зайцев, А.О. Агибалов).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Агибалов А.О., Бергаль-Кувикас О.В., Зайцев В.А., Макеев В.М., Сенцов А.А.* Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа, характеризующих трещиноватость верхней части литосферы, и проявлений вулканизма Малко-Петропавловской зоны // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. С. 122–133.

*Агибалов А.О., Зайцев В.А., Мануилова Е.А., Сенцов А.А.* Выделение сейсмически активных участков Воронежской антеклизы геоморфологическими и тектонофизическими методами // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2022. № 2. С. 3–10.

*Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А.* Новые возможности геоморфологических и тектонофизических методов для анализа сейсмичности на примере Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы // Наука и технологические разработки. 2021. Т. 100. № 3. С. 40–52.

*Богатилов О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л.* Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 1–6.

*Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Андреева Н.В., Передерин Ф.В., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Дзедобоев Б.А., Габараев А.Ф.* Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в Осетинском секторе по комплексу геофизических данных // Физика Земли. 2015. № 1. С. 28–39.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Южно-Камчатская серия. Лист N-57-XXVII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000а.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Южно-Камчатская серия. Лист N-57-XXI. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000б.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Хангарская серия. Лист N-57-XVI. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Хангарская серия. Лист N-57-XX. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.

*Дамшев А.* Возможности использования цифровой модели рельефа для изучения влияния морфометрических показателей на влажность почв // Земля Беларуси. 2017. № 1. С. 42–45.

*Златопольский А.А.* Методика измерения ориентационных характеристик данных дистанционного зондирования (технология LESSA) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2008. Т. 1. С. 102–112.

*Златопольский А.А.* Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 38–46.

*Ефременко М.А.* Современные геодинамически активные зоны Воронежского кристаллического массива по геологическим, геофизическим и сейсмологическим данным / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Геофизическая служба РАН, 2011. 24 с.

- Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов (1962 г. – настоящее время) Единой информационной системы сейсмологических данных КФ ФИЦ ЕГС РАН. URL: <https://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php> (04.04.2023).
- Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 379 с.
- Литосфера Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и геофизическим данным. Воронеж: Научная книга, 2012. 326 с.
- Мануилова Е.А.* Новейшие структуры Западно-Сибирской плиты и их связь с нефтегазоносностью / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2022. 169 с.
- Милюков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Горбати-ков А.В., Стеблов Г.М., Корженков А.М., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Агбалов А.О., Сенцов А.А., Dogan U., Ergintav S.* Современные тектонические движения Западного Кавказа и Предкавказья по ГНСС наблюдениям // Геотектоника. 2022. № 1. С. 51–67.
- Надежка Л.И., Пивоваров С.П., Ефременко М.А., Семенов А.Е.* О землетрясениях на территории Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского университета. Серия Геология. 2010. Вып. 1. С. 233–242.
- Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа / Под ред. Н.И. Николаева. М.: Недра, 1992. 295 с.
- Нечаев Ю.В.* Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / Под ред. акад. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.
- Панина Л.В.* Новейшие структуры и рельеф Земли. М.: Перо, 2019. 115 с.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатилов А.В.* Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.
- Сейсмологический каталог Единой Геофизической Службы РАН. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl> (07.03.2023)
- Симонов Ю.Г.* Объяснительная морфометрия рельефа. М.: ГЕОС, 1999. 250 с.
- Спиридонов А.И.* Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1975. 184 с.
- Таскин В.В., Сидоров М.Д.* Трехмерная модель тектонической раздробленности земной коры, созданная с использованием космической видеоинформации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 243–252.
- Трегуб А.И.* Карта новейшей тектоники территории Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2006. № 1. С. 5–16.
- Уломов В.И., Медведева Н.С.* Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии. URL: [seismos-u.ifz.ru/documents/Earthquake-CatalogCK3.pdf](http://seismos-u.ifz.ru/documents/Earthquake-CatalogCK3.pdf) (07.07.2022)
- Хубаева О.Р., Бергаль-Кувикас О.В., Сидоров М.Д.* Идентификация разрывных нарушений северной части острова Парамушир (Курильские острова, Россия) и их взаимосвязь с гидротермально-магматическими системами: 3D моделирование тектонической раздробленности // Геотектоника. 2020. № 6. С. 77–90.
- Цифровая модель рельефа. URL: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> (22.11.2022)
- Электронная база данных топографических карт. URL: <http://www.etomesto.ru/map-genshtab/> (02.01.2023)
- Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489–4503.

## Development of Methods for Integrated Morphometric Relief Analysis for Assessment of Tectonic Fragmentation of the Subsoil

A. L. Sobisevich<sup>1, \*</sup>, A. O. Agibalov<sup>1, 3</sup>, O. V. Bergal-Kuvikas<sup>2</sup>,  
V. A. Zaitsev<sup>3</sup>, D. S. Zykov<sup>4</sup>, V. M. Makeev<sup>5</sup>, A. V. Poleshchuk<sup>4</sup>,  
A. A. Sentsov<sup>1, \*\*</sup>, A. V. Shevchenko<sup>6</sup>

<sup>1</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,  
Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Volcanology and Seismology Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences,  
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

<sup>3</sup>*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University,  
Leninskie Gory, Moscow, 119234 Russia*

<sup>4</sup>*Geological Institute Russian Academy of Sciences,  
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

<sup>5</sup>*Sergeev Institute of Environmental Geoscience Russian Academy of Science,  
Ulansky lane, 13, bld. 2, Moscow, 101000 Russia*

<sup>6</sup>*Kabardino-Balkarian State University named after H.M. Berbekov,  
Chernyshevsky str., 143, Nalchik, 360004 Russia*

*\*e-mail: agibalo@yandex.ru*

*\*\*e-mail: alekssencov@yandex.ru*

Assessment of the degree of tectonic fragmentation of the upper part of the lithosphere, according to the method of Yu.V. Nechaev [2010] is based on calculations of the specific length of lineaments. On the example of three different regions – the Northwestern Caucasus, the Voronezh anteclise, and the Malko-Petropavlovskaya zone of Kamchatka – we have tested the possibility of using other morphometric parameters: the specific lengths of “weak” zones, elongation lines and streams, as well as the Gaussian curvature of the relief. Their anomalies are confined to seismically active areas and areas of manifestation of hydrothermal-magmatic activity. It is shown that the most informative are 3D models of tectonic fragmentation, built taking into account the specific length of “weak” zones and watercourses.

*Keywords:* tectonic fragmentation, Northwestern Caucasus, Voronezh anteclise, Kamchatka

УДК 551.21+551.24

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ОБВАЛА НА ВУЛКАНЕ КОРЯКСКИЙ И ОЦЕНКА ВУЛКАНООПАСНОСТИ ДЛЯ ЕЛИЗОВСКО-ПЕТРОПАВЛОВСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ (КАМЧАТКА)

© 2024 г. А. А. Долгая\*, О. В. Бергаль-Кувикас

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,  
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия  
\*e-mail: adolgay@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 04.08.2023 г.

После доработки 06.10.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

На основе моделирования потенциального обвала на вулкане Корякский показано наиболее вероятное направление движения обломочной лавины. Периодическая фумарольная активизация вулкана свидетельствует о циркуляции метеорных вод и благоприятных условиях для замещения коренных пород постройки вулкана с развитием обвальных отложений. На основе спутниковых данных изучены деформации земной поверхности. Северо-восточные склоны Корякского вулкана вздымаются относительно опускающихся юго-западных склонов. Учитывая тот факт, что в 10 км от вулкана Корякский находится вулкан Авачинский, формировавший мощные обвально-взрывные отложения в истории своего развития, актуальность данного исследования крайне высока. Так как в пределах Елизовско-Петропавловской агломерации (включающей в себя города Елизово, Петропавловск-Камчатский и прилегающие населенные пункты Елизовского района), находящейся в непосредственной близости от Корякского вулкана, проживает более половины всего населения Камчатского края и располагаются предприятия, приносящие более половины всей прибыли региона, оценка опасных природных процессов на вулкане с целью дальнейшей разработки плана по минимизации их негативных последствий является критически важной для экономики Камчатки.

*Ключевые слова:* гравитационный обвал, обломочная лавина, вулканическая опасность, Корякский вулкан, Камчатка

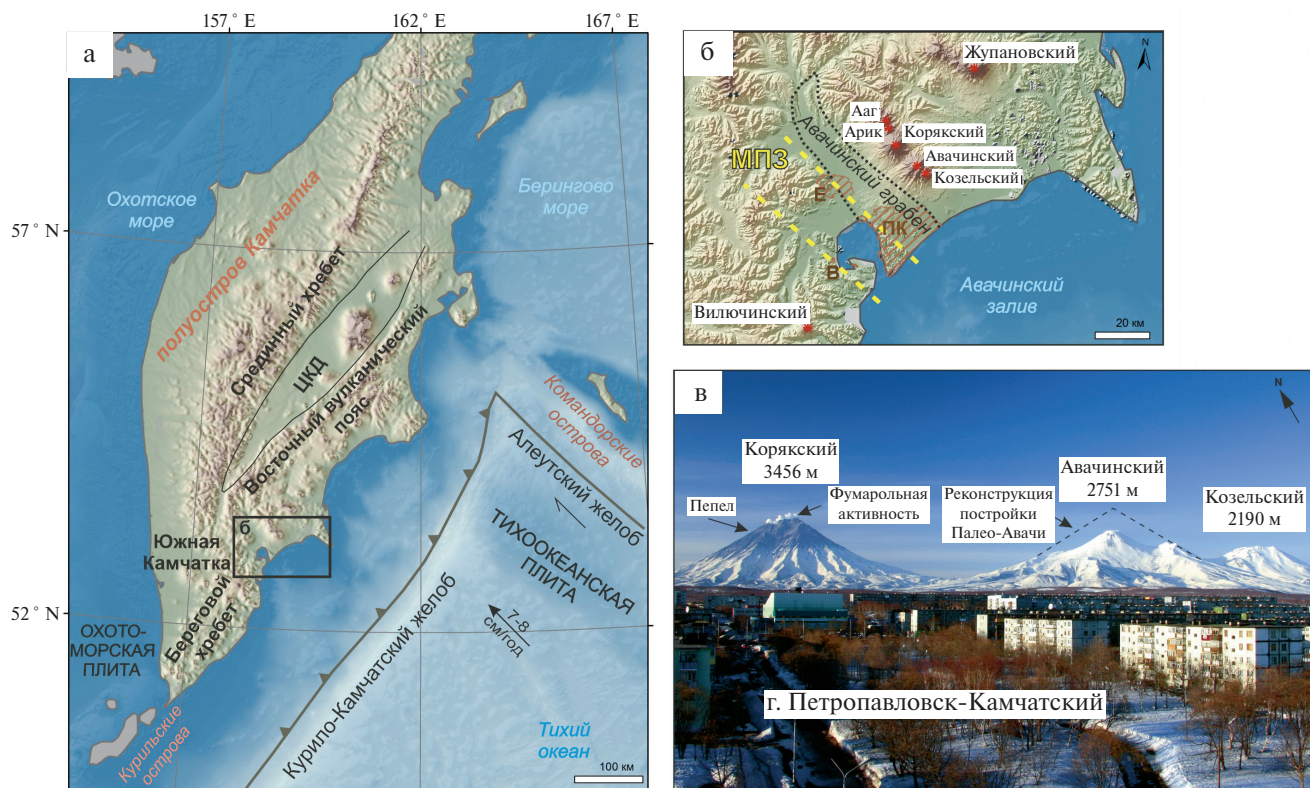
DOI: 10.31857/S0203030624030063, EDN: JQAYTH

### ВВЕДЕНИЕ

Обвальные отложения весьма распространены и известны на многих вулканах мира, таких как: Роке-Нубло, Канарские острова, Испания [Cacho et al., 1994], Таранаки, Новая Зеландия [Roverato et al., 2015], Антуко, Чили [Romero et al., 2022], Шаства, Калифорния, США [Crandell, 1989], Ирига, Филиппины [Yoshida, 2013]. На Камчатке около 30 активных вулканов, на 18 из которых были зафиксированы многочисленные обвалы от небольших (от 0.001 км<sup>3</sup>) до катастрофических (20–30 км<sup>3</sup>) объемов [Ponomareva et al., 2006]. С развитием современных геоинформационных технологий

появилась возможность моделировать потенциальную опасность от обломочных лавин на вулканах, например, для вулкана Сюпхан в Турции [Ozdemir et al., 2016], Пико де Танситаро в Мексике [Morelli et al., 2010], Ирига на Филиппинах [Minimo, Lagmay, 2016]. Для Корякского вулкана в 1995 г. В.В. Адушкиным с коллегами [1995] был рассмотрен механизм разрушения постройки вулкана, связанный с пластовым субгоризонтальным внедрением магмы из питающего канала в тело вулканической постройки.

За прошедшие с того момента почти 30 лет появилось большое количество новых технологий



**Рис. 1.** Полуостров Камчатка (а), район Авачинского залива (б) и вид на Авачинскую группу вулканов со стороны г. Петропавловска-Камчатского (в).

ЦКД – Центральная Камчатская депрессия; ПК – г. Петропавловск-Камчатский, Е – г. Елизово, В – г. Вилючинск; МПЗ – Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций. Фото А.В. Сокоренко. Дата съемки: 26.04.2009.

Высоты вулканов даны по [Масуренков и др., 1991]. Высота постройки Палео-Авачи могла составлять, по оценкам, около 3700 м (личное сообщение М.Ю. Пузанкова, ИВиС ДВО РАН, 2022). Границы Авачинского грабена (Авачинской депрессии) даны по [Поздеев, 2003].

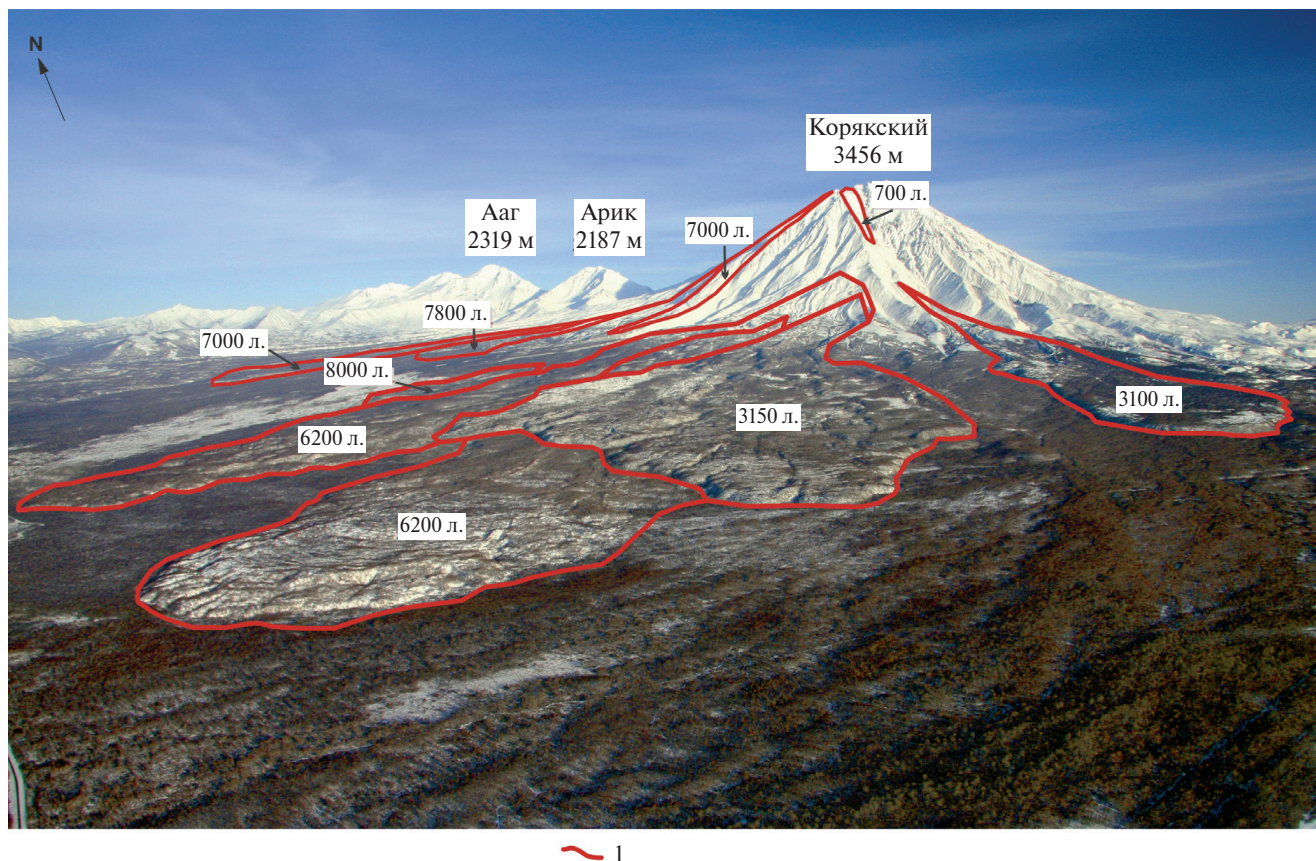
и методик изучения вулканических процессов, наблюдалась еще одна активизация вулкана Корякский, что в совокупности определило цель настоящей работы – смоделировать потенциальный обвал на вулкане Корякский с применением современных геоинформационных технологий и изучить возможные сценарии развития ситуации. Особенно важно отметить, что на вулкане Авачинский, расположенном в 10 км от Корякского вулкана, в позднем плейстоцене произошел катастрофический обвал с объемом материала около 16–20 км<sup>3</sup> [Ponomareva et al., 2006]. Учитывая, что Корякский и Авачинский вулканы находятся в единой геодинамической обстановке и принадлежат одной вулканической группе, повторение схожего сценария на вулкане Корякский вполне вероятно. Актуальность настоящего исследования обусловлена тем, что Корякский вулкан расположен в 30 км от городов Петропавловска-Камчатского и Елизово,

в которых проживает около 77% (~220 тыс. чел.) населения всего Камчатского края [База ..., 2023]. Таким образом, изучение потенциальной опасности от обвальных отложений вулкана Корякский важно для понимания возможных рисков и развития экономической и хозяйственной деятельности региона в будущем.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АВАЧИНСКО-КОРЯКСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Авачинско-Корякская группа вулканов расположена на юге Восточного вулканического пояса Камчатки (рис. 1б). Этот регион отличается сложным геологическим строением ввиду наличия границы аккреции Кроноцкой палеодуги [Авдейко, Бергаль-Кувикас, 2015; Lander, Shapiro, 2007] и долгоживущей системы Южной Камчатки, в том числе и Берегового хребта





**Рис. 2.** Лавовые потоки вулкана Корякский. Высоты вулканов – по [Масуренков и др., 1991]. Контуры и возраст (календарных лет) лавовых потоков – по [Пономарева и др., 2016; Голоценовый ..., 2023]. Фото А.В. Сокоренко. 1 – контуры лавовых потоков.

[Бергаль-Кувикас, Рогозин, 2023]. Эта граница выражена Авачинским трансформным разломом на слэбе [Андреев, 1993], подтвержденным данными мантийной томографии [Bushenkova et al., 2023]. Результаты электроразведочных работ и гравиметрической съемки свидетельствуют об аномальной зоне Авачинского грабена, осложненного вулcano-тектоническими депрессиями Авачинско-Корякской группы вулканов [Мороз, Гонтовая, 2003; Нурмухамедов, 2016]. На земной поверхности Центральной Камчатки фиксируются многочисленные разрывные нарушения Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, к которым приурочены моногенные конусы и гидротермально-магматические системы [Агибалов и др., 2023].

Авачинско-Корякская группа вулканов представлена линейным рядом вулканов, вытянутым в северо-западном направлении, т. е. вкост Восточному вулканическому поясу (см. рис. 1). Группа состоит из вулканов (с запада на восток):

Ааг (2319 м), Арик (2166 м), Корякский (3456 м), Авачинский (2751 м) и Козельский (2190 м). Общая площадь связанных с этими вулканами отложений равна ~2000 км<sup>2</sup>. До высоты около 1000 м отдельные вулканы группы не обособляются, отложения их подножий образуют изометричный аккумулятивный пьедестал диаметром 40–50 км [Масуренков и др., 1985]. По данным Государственной геологической карты [2000], Авачинско-Корякская группа вулканов относится к плейстоцен-голоценовой андезитовой формации. Вулкан Корякский расположен в 230 км от желоба и по изотопно-геохимическим характеристикам лав принадлежит к тыловой части вулканического пояса [Bergal-Kuvikas et al., 2022]. Результаты магнитотеллурического зондирования свидетельствуют о питании активных вулканов Авачинско-Корякской группы по разломам Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций [Мороз, Логинов, 2019] и насыщении флюидами территории Авачинского грабена [Мороз, Гонтовая, 2001]. По данным

Таблица 1. Сведения об исторической активности вулкана Корякский

Год активности	Тип активности		Дополнительная информация	Источники
	фумаролы	пепловые выбросы		
1827	+			[Мелекесцев, 1996]
1855	+			[Мелекесцев, 1996]
1890-е?			трещина	[Мелекесцев, 1996]
1897	+			[Мелекесцев, 1996]
1904	+			[Мелекесцев, 1996]
1926	+	+		[Мелекесцев, 1996]
1931	+			[Мелекесцев, 1996]
1945	+		“очень мощно”	[Мелекесцев, 1996]
1952	+			[Мелекесцев, 1996]
1954	+		“мощно”	[Мелекесцев, 1996]
1956–1957	+	+	лахар, трещина	[Гордеев и др., 2011; Мелекесцев, 1996]
1962	+			[Мелекесцев, 1996]
1983	+			[Таран, 1985]
1984	+			[Гордеев и др., 2011]
2008–2009	+	+		[Гордеев и др., 2011]

мантийной томографии глубина магматического очага в Корякский оценена в 7 км [Bushenkova et al., 2019].

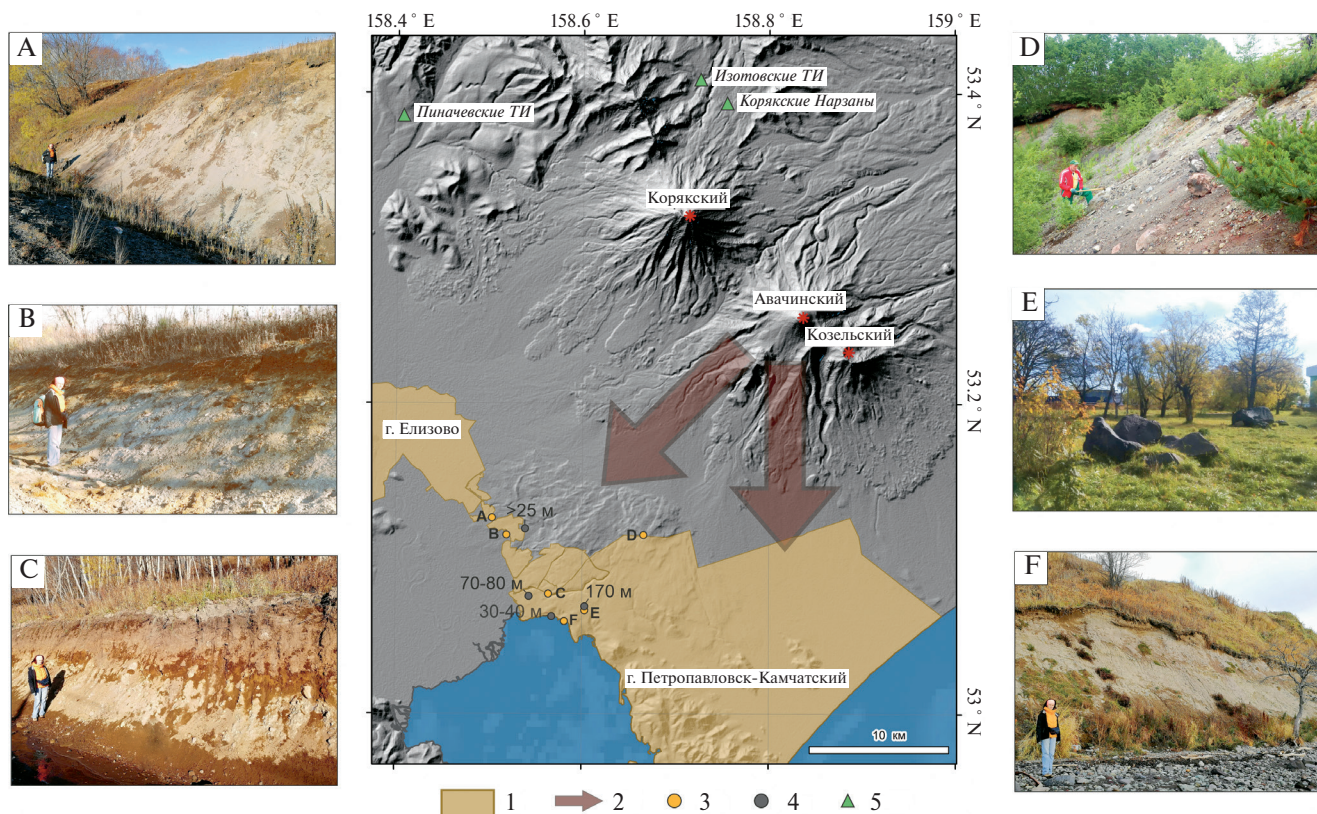
Корякский вулкан является типичным стратовулканом с переслаиванием лавовых потоков и пирокластических толщ [Масуренков и др., 1991]. Вулкан имеет форму правильного конуса высотой 3456 м с крутыми склонами: до 35° у вершины и до 20° в средней части склонов. Диаметр основания около 20 км, относительная высота над южным подножием – 3200 м, над северным – 2399 м. Поверхность склонов изрезана глубокими барранкосами. Площадь основания вулкана – более 300 км<sup>2</sup> [Государственная ..., 2000]. В западной части вулкана расположен кратер диаметром около 200 м и глубиной до 30 м, открытый на юг. В кратере и на западном склоне вулкана на высоте 3 км находятся активные фумарольные площадки [Масуренков и др., 1991]. Моделирование равновесной формы постройки в Корякский показало, что наряду с наличием кольцевых структур в теле постройки вулкана имеются секторы, для которых выработан гравитационно-устойчивый профиль склона [Делемень и др., 2004].

Постройка Корякского вулкана проходила в две фазы: ранняя – позднелейстоценовая и поздняя – голоценовая [Государственная ...,

2000]. Корякский вулкан проявлял большую активность в начале голоцена, по данным тефростратиграфии зафиксировано около 60 событий [Krashenninikov et al., 2020]. Возраст некоторых лавовых потоков в Корякский оценивается в 8000–8200, 7800, 7150, 6700 календарных лет [Базанова и др., 2012] (рис. 2).

За последние 200 лет Корякский вулкан проявлял активность 15 раз, доминировали фреатические извержения [Мелекесцев, 1996]. Последний цикл активизации имел место в 2008–2009 гг., когда наблюдалась активная фумарольная деятельность и пеплопады [Гордеев и др., 2011] (табл. 1, см. рис. 1в). Методами спутниковой радарной интерферометрии на основе снимков японского спутника ALOS-1 были определены смещения склонов вулкана Корякский, достигающих 25 см, в период его последней активизации [Михайлов и др., 2021]. Наиболее вероятной причиной зафиксированных смещений, по мнению авторов, является внедрение магматического материала в постройку вулкана с формированием трещины с глубиной нижней кромки 0.5 км над уровнем моря, с размерами по простиранию 1.0 км, по падению 2.4 км, с углом падения от 45° до 60° [Михайлов и др., 2021].

Вулкан Авачинский, имеющий форму Сомма-Везувий, состоит из переслаиваний потоков



**Рис. 3.** Направления распространения обваловно-взрывных отложений от плейстоценовых извержений Авачинского вулкана и фото представителей обнажений. Фото авторов.

1 – территории населенных пунктов Елизовско-Петропавловской агломерации; 2 – направления распространения обваловно-взрывных отложений от позднеплейстоценовых катастрофических извержений Авачинского вулкана (по [Мелекесцев и др., 1991]); 3 – места съемки обнажений: А – поселок (п.) Красный, В – п. Нагорный, С – п. Крутобереговый, Д – гора Лагерная, Е – парк у здания ИВиС ДВО РАН, F – бухта Моховая; 4 – точки измерения мощности отложений обломочных лавин (по [Гриб и др., 1985; Мелекесцев и др., 1991]); 5 – термальные источники (ТИ).

лавы и пирокластики [Заварицкий, 1977]. Современный молодой конус Авачинского вулкана вырос на месте Палео-Авачи, имевшей, по некоторым оценкам, высоту  $\sim 3700$  м (личное сообщение М.Ю. Пузанкова, ИВиС ДВО РАН, 2022) и частично разрушенной в плейстоцене в результате нескольких извержений. В работе И.В. Мелекесцева с соавторами [1991, с. 9] показано, что “в истории формирования вулкана Авачинский в позднем плейстоцене было по меньшей мере два эпизода значительного разрушения его постройки, связанных с катастрофическими извержениями типа направленного взрыва, происшедшими с интервалом в несколько (?) тысяч лет. Оба раза материал выбрасывался в юго-западном и южном направлениях”. Радиоуглеродным методом определены возраста этих катастрофических извержений – 29–30 и 35–40 тыс. лет

[Мелекесцев и др., 1991]. Ассоциированные с извержениями грубообломочные взрывные и обваловные отложения первоначально покрывали площадь около  $400 \text{ км}^2$ , а их объем достигал  $16\text{--}20 \text{ км}^3$  [Мелекесцев и др., 1991]. По данным И.Ф. Делемена с соавторами [1985], отложения направленных взрывов в Авачинский развиты на площади около  $150 \text{ км}^2$ , а у подножия Авачинско-Коряжской группы вулканов, вероятно, достигают мощности порядка 300 м. В результате извержений произошла кардинальная перестройка рельефа к югу от вулкана Авачинский, нижняя по течению часть русла р. Авача была перемещена на 6–10 км [Мелекесцев и др., 1991]. Современный город Петропавловск-Камчатский и прилегающие населенные пункты расположены на обваловно-взрывных отложениях в Авачинский, с максимальной измеренной мощностью 170 м (рис. 3).

К Авачинско-Корякской группе вулканов приурочены термоминеральные источники (Корякские Нарзаны, Изотовский и Пиначевский (см. рис. 3)), имеющие гидравлическую связь с зоной внедрения магм питающих систем вулканов Авачинский и Корякский [Кириухин и др., 2015].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных в данном исследовании задач необходимо применение комплекса подходов и моделей, основанных на последних достижениях, в том числе, в сфере геоинформационных технологий.

### *РСА-интерферометрия*

Спутники, оснащенные радаром с синтезированной апертурой (Synthetic Aperture Radar, SAR, РСА) получают снимки поверхности Земли, излучая радиолокационные сигналы и анализируя отраженный сигнал. В отличие от видимого или инфракрасного света, радиолокационные волны проходят через большую часть облаков, а также одинаково эффективны как в светлое, так и в темное время суток [Hanssen, 2001]. Радиолокационные сигналы характеризуются амплитудой и фазой. Амплитуда связана с энергией обратно рассеянного сигнала. Фаза связана с расстоянием от датчика до цели и используется для оценки смещения в интерферометрических приложениях.

Интерферометрический радар с синтезированной апертурой (Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR) или SAR-интерферометрия, РСА-интерферометрия – это метод измерения изменения фазы сигнала между двумя изображениями, полученными для одной и той же местности в разное время. Когда точка на поверхности Земли смещается, расстояние между сенсором и точкой изменяется, что влияет на значение фазы сигнала, записанное сенсором. Интерферограмма – это цифровое представление изменений в смещении поверхности.

Дифференциальная РСА-интерферометрия (Differential InSAR, DInSAR) отличается от InSAR тем, что топографические эффекты на получаемых интерферограммах компенсируются использованием цифровых моделей рельефа исследуемой области, в результате чего создаются дифференциальные интерферограммы.

DInSAR не является методом точного измерения смещений земной поверхности, так как в действительности измеряется проекция смещения целевой точки в направлении на спутник, однако этот метод полезен для мониторинга природных явлений, сопровождающихся интенсивными движениями земной коры, таких как землетрясения и извержения вулканов [Atzori et al., 2019; Ji et al., 2013; Sreejith et al., 2020; Wang et al., 2018; Xiong et al., 2022].

Данные InSAR незаменимы в тех случаях, когда другие методы изучения природных объектов невозможны или сильно ограничены из-за отдаленности объектов исследований, сложной логистики и неблагоприятных погодных условий в районе исследований. Ярким примером является программа исследования вулканов Алеутских островов методами РСА-интерферометрии, в ходе которой были получены важные данные о смещениях земной поверхности, сопровождавших различные этапы подготовки извержений таких вулканов, как Окмок, Уэстдал, Акутан и другие [Lu, Dzurisin, 2014].

В этом исследовании мы анализировали РСА-интерферограммы, созданные с помощью программного обеспечения SF DAAC Нур3 2022 с использованием программного продукта GAMMA. Мы работали с сервисом получения InSAR данных по запросу, доступ к которому организован на портале Vertex, созданном в Alaska Satellite Facility, подразделении Аляскинского университета в Фэрбенксе (США) [Kristenson, 2022]. Полученные данные содержат обработанные данные Copernicus Sentinel 2022, предоставленные Европейским космическим агентством (ESA). При создании InSAR и DInSAR данных была использована цифровая модель рельефа Copernicus GLO-30 Public DEM с разрешением 1 с (~30 м).

Для того чтобы устранить влияние неоднородности атмосферы и других факторов, зашумляющих итоговые карты распределения деформаций, полученные интерферограммы были обработаны методом малых базовых линий (SBAS – Small Baseline Subset). Суть метода заключается в том, что пары SAR-снимков, участвующие в генерации интерферограмм, выбираются таким образом, чтобы минимизировать пространственное и временное разделение (базовую линию) между орбитами сбора

данных, тем самым смягчая явления декорреляции [Berardino et al., 2002; Lanari et al., 2007]. Метод SBAS позволяет получить карты средней скорости деформации и временные серии карт деформации для каждого участка исследуемой территории.

В нашей работе для оценки деформации земной коры с помощью сервиса Vertex по методике SBAS было проанализировано 18 пар снимков исследуемого района, полученных с помощью спутника Sentinel-1 в летние месяцы в период с 2016 по 2022 гг. Для анализа подбирались пары снимков с минимальным пространственным разнесением (менее 20 м) и временным интервалом в 1 год. Все снимки, участвовавшие в анализе, были сделаны на нисходящей орбите спутника. Было проанализировано по три интерферограммы для каждого годового интервала (2016–2017, 2017–2018 и т.д.). Итоговая карта относительных вертикальных смещений представляет собой усреднение всех полученных интерферограмм.

#### *Модель Energy cone*

Для оценки опасности схода обломочных лавин на вулкане Корякский была применена модель Energy cone (“энергетический конус”). Эта модель, впервые сформулированная М.С. Malin, М.Ф. Sheridan в 1982 г. [Malin, Sheridan, 1982], является 3D-экстраполяцией модели energy line (“энергетическая линия”) [Heim, 1882]. В основу модели положена идея о том, что мобильность вулканического гравитационного потока определяется углом энергетической линии. Этот угол выражается отношением относительной высоты ( $H$ ) к расстоянию латерального перемещения вулканического гравитационного потока ( $L$ ). Например, если лавина начинается на высоте 4 км и спускается по склону до высоты в 1 км, пройдя при этом расстояние в 10 км, то  $H/L = (4 - 1)/10 = 0.3$ . Чем большее расстояние проходит поток, тем меньше отношение  $H/L$ .

Таким образом, для оценки опасности от обломочной лавины с использованием модели энергетического конуса необходимо два параметра: отношение  $H/L$  и высота обрушающегося блока  $H_c$ . Модель Energy cone используется для описания различных видов вулканических гравитационных потоков, включая пирокластические потоки, обломочные лавины и лахары.

В работах [Hayashi, Self, 1992; Sosio et al., 2012] приведено распределение различных типов оползневых процессов на вулканах (вулканические обрушения, пирокластические потоки, горные лавины и т.д.) в зависимости от значения параметра  $H/L$  и объема лавины. Отмечено, что обломочные лавины на вулканах по сравнению с другими, невулканическими, лавинами вовлекают большие объемы пород, а также распространяются на большие площади.

В работе [Ponomareva et al., 2006] параметр  $H/L$ , наряду с другими характеристиками, используется для описания обломочных лавин различных вулканов Камчатки. Можно проследить разнообразие наблюдаемых значений данного параметра (от 0.09 до 0.8) для различных обломочных лавин.

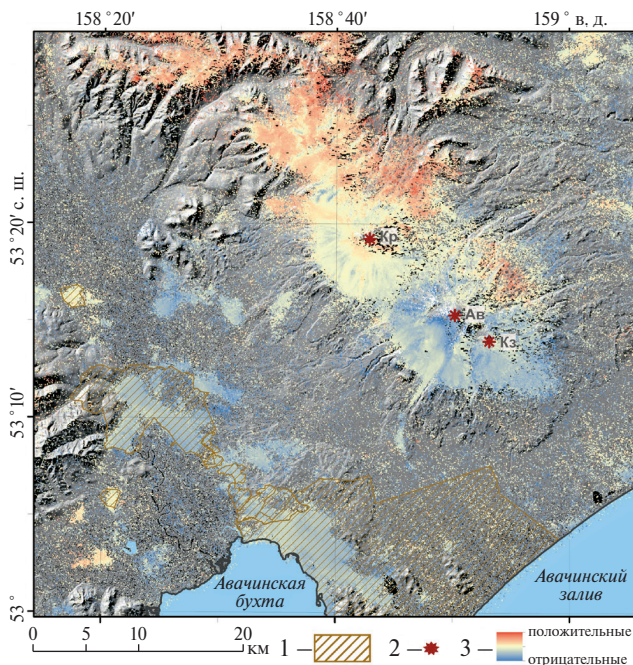
Параметр  $H/L$  применяется не только для описания уже произошедших событий, но и для моделирования событий, которые могут произойти в будущем. Такие работы проводились, например, для следующих вулканов: Мерапи (Индонезия) [Yulianto et al., 2015], Чанбайшань (граница КНДР и Китая) [Wan et al., 2012], Везувий и Флегрейские поля (Италия) [Tierz et al., 2016].

В нашем исследовании для моделирования различных сценариев схода обломочных лавин был использован инструмент Energy Cone Simulation, входящий в состав программного продукта для оценки вулканической опасности The Volcanic Hazards Assessment Support System (VHASS) [Takarada, 2017]. В этой системе реализован оригинальный графический интерфейс, в котором положение точки начала лавины может быть определено простым кликом мыши. После ввода значений высоты обрушающегося блока ( $H_c$ ), минимального и максимального значения и шага изменения параметра  $H/L$  система генерирует карту с различными сценариями схода гравитационного потока в зависимости от указанных параметров.

Дальнейшая обработка и визуализация данных на карте выполнялась с помощью программных продуктов ArcGIS и Google Earth.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На итоговой карте распределения смещений земной поверхности (рис. 4) хорошо заметны

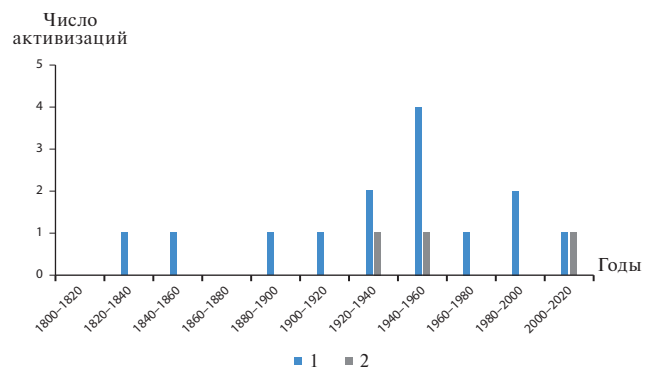


**Рис. 4.** Относительные деформации земной поверхности, полученные методом SBAS по InSAR-данным. Положительные деформации интерпретируются как поднятия, отрицательные — как опускания.

1 — территории населенных пунктов Елизовско-Петропавловской агломерации; 2 — вулканы: Кр — Корякский, Ав — Авачинский, Кз — Козельский; 3 — относительные деформации.

области положительных деформаций вдоль Авачинско-Корякской группы вулканов с северной стороны изучаемого района, что соответствует палеотектоническим реконструкциям и подъему значительной территории Авачинского и Восточного хребтов [Карта ..., 1977; Бергаль-Кувикас и др., 2019]. Юго-восточнее рассматриваемой группы вулканов поверхность испытывает отрицательные деформации (см. рис. 4). Эти данные свидетельствуют о том, что Корякский вулкан расположен на гетерогенном основании, возможно, разломе северо-западного простирания [Маренина и др., 1962]. Геофизические наблюдения подтверждают наличие Авачинского грабена в основании Авачинской группы вулканов [Bushenkova et al., 2023].

Анализ вулканической активности за время исторических наблюдений (рис. 5) свидетельствует о доминировании фумарольной активности с периодическими выбросами пепла. Пеплы состоят в большей степени из резургентного

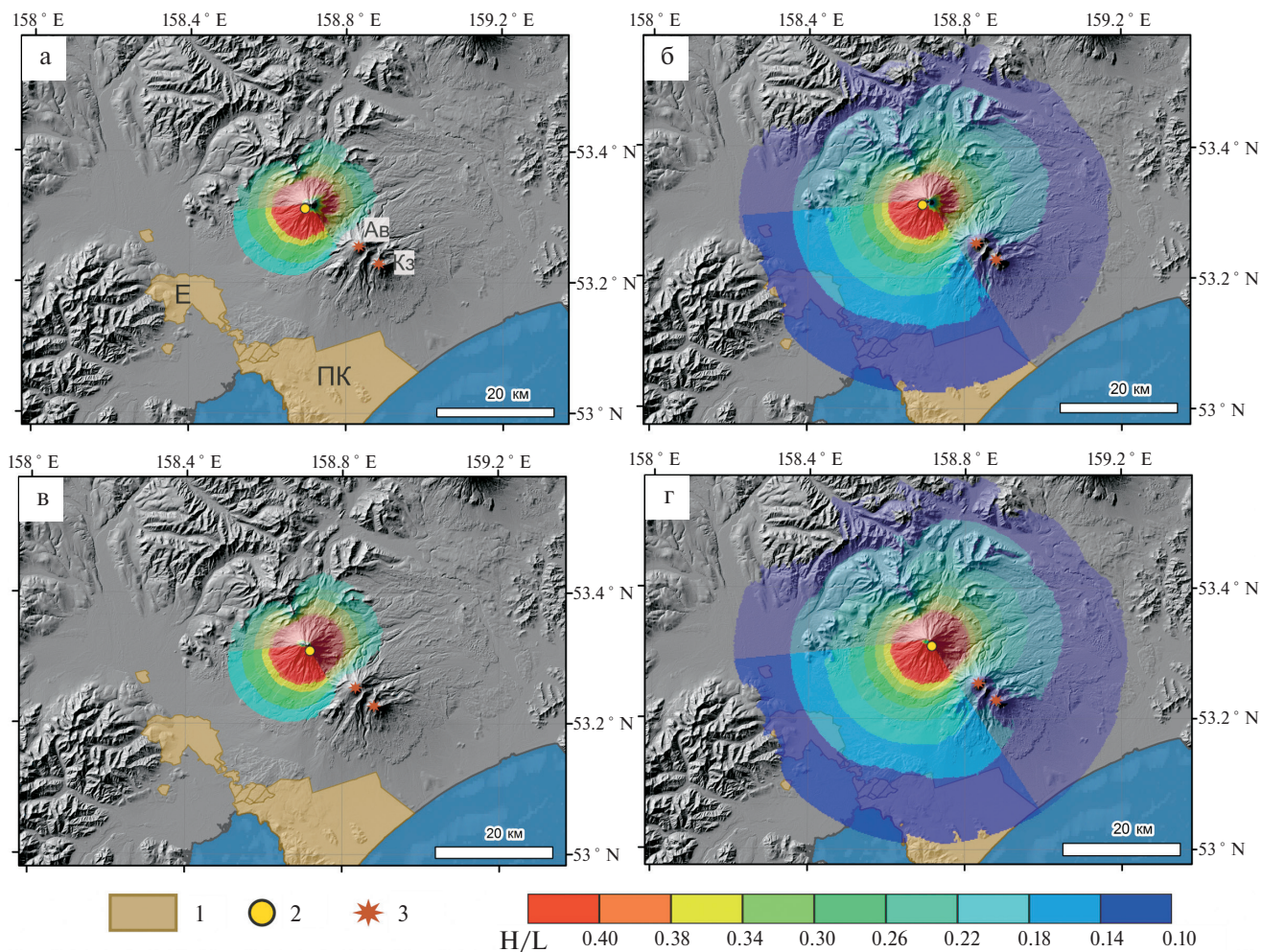


**Рис. 5.** Гистограмма активности вулкана Корякский в историческое время (на основе табл. 1).

1 — фумарольная активность, 2 — пепловые выбросы.

материала [Гордеев и др., 2011; Пономарева и др., 2012]. Абсолютное датирование некоторых фенокристаллов пеплов, вынесенных в результате активизации 2009 г., показало загрязнение магм гетерогенными детритовыми компонентами осадочных пород и широкий временной диапазон вариаций пород фундамента в Корякский от архея до кайнозоя [Bindeman et al., 2016]. Геофизические наблюдения на в. Корякский в 1966–2009 гг. свидетельствуют о периодической активизации разломов и попадании метеорной воды, провоцирующей проявления фумарольной деятельности на в. Корякский [Синюков, Нуждина, 2010]. Анализ сейсмических событий под вулканом во время извержения 2008–2009 гг. по данным А.В. Кирюхина [2020] показал, что кластеры землетрясений фиксируются на абсолютных глубинах до 2 км над уровнем моря. Этот факт может свидетельствовать о накапливающейся неоднородности вулканической постройки вследствие активного прогрева пород фумаролами.

Многочисленные исследования стратовулканов свидетельствуют о том, что гидротермальные изменения могут приводить к обрушению построек вулканов и формированию обвальных отложений [Kereszturi et al., 2021]. На большинстве вулканов Авачинско-Корякской группы были зафиксированы обвальные отложения [Ponomareva et al., 2006], а для в. Корякский имеются признаки дестабилизации постройки и фумарольной деятельности, прогревающей всю постройку вулкана. На основании этих данных было проведено моделирование потенциальной опасности от обвальных отложений в. Корякский.



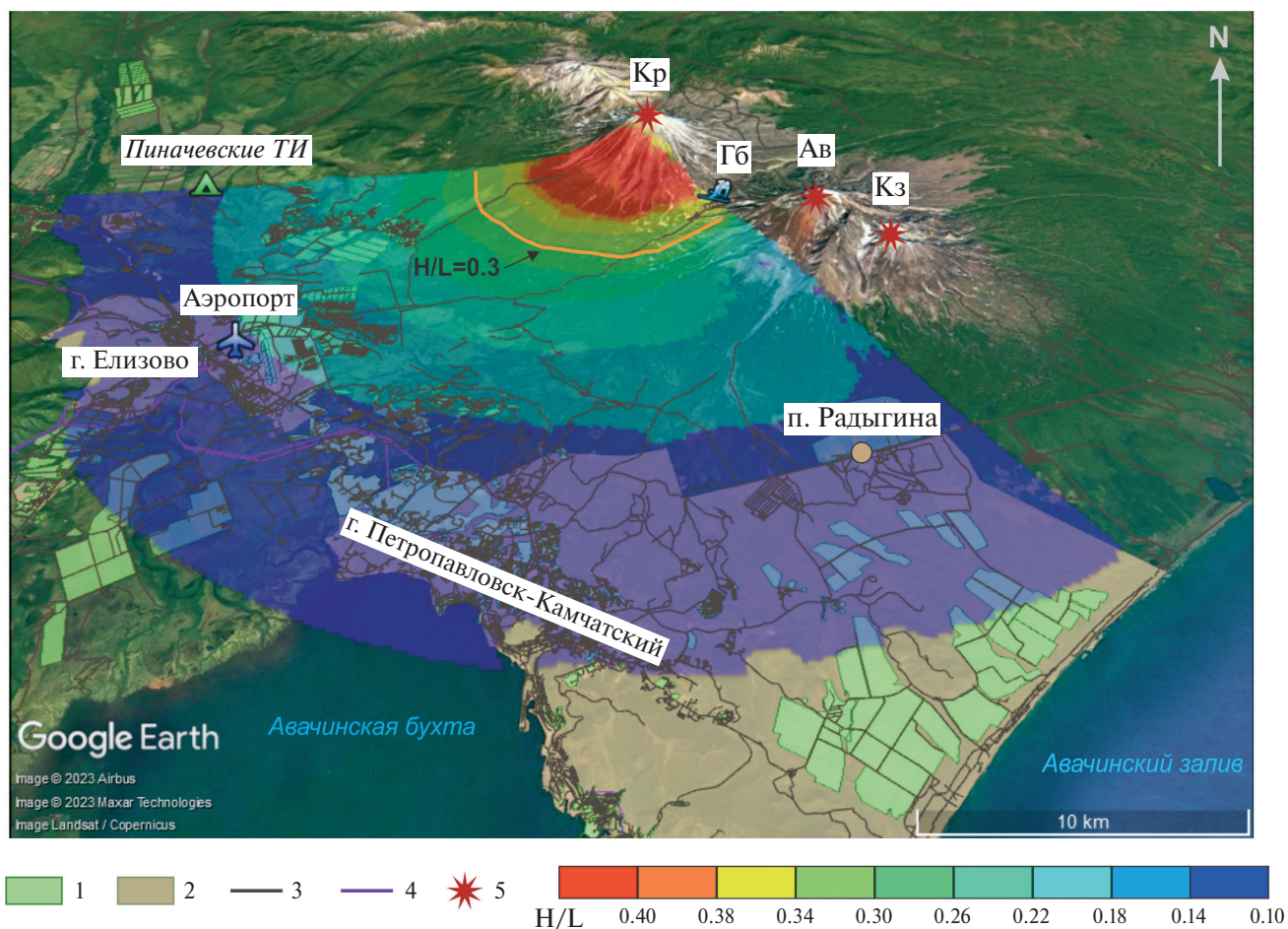
**Рис. 6.** Моделирование распределения параметра  $H/L$ , определяющего мобильность обломочных лавин на вулкане Корякский.

а, б – лавина начинается на юго-западном склоне; в, г – лавина начинается на юго-восточном склоне (а, в – высота обрушающегося блока 5 м, значения  $H/L \sim 0.3$ ; б, г – высота обрушающегося блока 100 м, значения  $H/L \geq 0.1$ ). 1 – территории населенных пунктов: ПК – Петропавловск-Камчатский, Е – Елизово; 2 – место начала движения обломочной лавины; 3 – вулканы: Ав – Авачинский, Кз – Козельский.

Результаты моделирования различных сценариев развития потенциального обвала в. Корякский с учетом рельефа земной поверхности представлены на рис. 6. Учитывались разные параметры для расчета дистанций распространения обломочных лавин. Минимальные значения (высота обрушившегося блока 5 м,  $H/L \sim 0.3$ ) использовались, поскольку по данным [Ponomareva et al., 2006] подобные обвалы уже происходили на в. Корякский в прошлом. Максимальные значения (высота обрушившегося блока 100 м,  $H/L \geq 0.1$ ) рассчитывались на примере распространения обваловых отложений в. Авачинский по данным [Ponomareva et al., 2006]. Использование в качестве модельных для в. Корякский параметров обвалов, имевших

место на в. Авачинский, обусловлено тем, что эти два вулкана приурочены к единой тектонической структуре, близки по возрасту и составу пород, а в позднем плейстоцене имели схожую морфологию и абсолютную высоту [Мелекесцев и др., 1991].

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в случае потенциального обвала распространение обломочных лавин возможно на расстояние как минимум 10 км от постройки вулкана (см. рис. 6а, 6в). В случае повторения сценария на в. Авачинский ситуация может быть катастрофической и затрагивать более значительные территории (см. рис. 6б, 6г). Учитывая наличие возвышенностей с большим



**Рис. 7.** Карта опасности от потенциальных обломочных лавин на вулкане Корякский. На 3D-сцену наложены области распределения параметра  $H/L$ , приведенные на рис. 6а и 6б.

1 – области землепользования (пастбища, фермы, садоводческие товарищества и др.); 2 – территории населенных пунктов; 3 – дороги, проезды; 4 – линии электропередач; 5 – вулканы: Кр – Корякский, Ав – Авачинский, Кз – Козельский. Гб – горнолыжная база, ТИ – термальные источники. 1–4 – по данным проекта OpenStreetMap [2022].

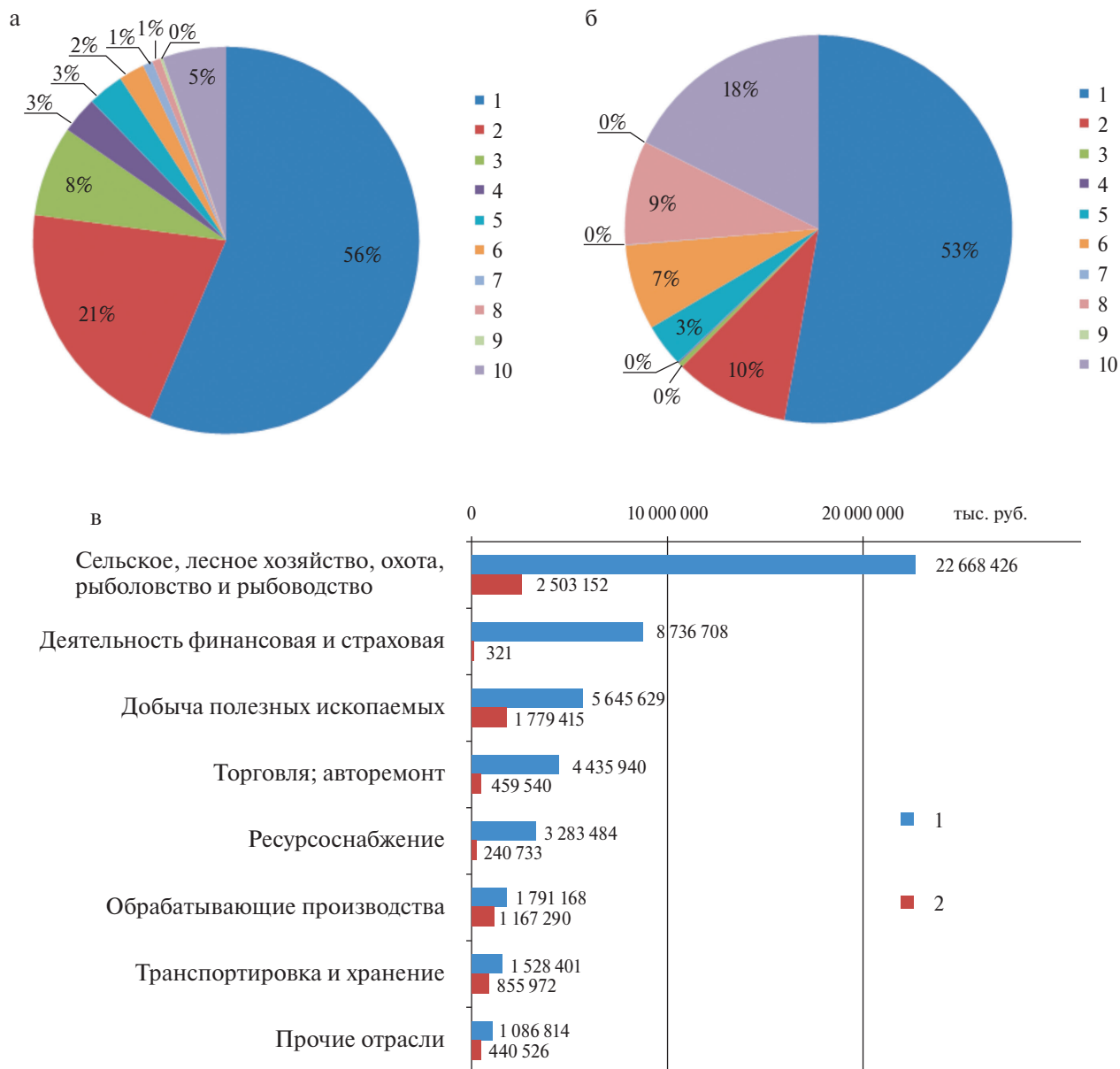
перепадом высот (вулканы Авачинский и Козельский), распространение обвальных отложений на юго-восток несколько ограничено (см. рис. 6).

Поскольку существует гетерогенность постройки в Корякский и подъем ее северо-восточной части, а обвальные отложения в Авачинский распространялись на юг и юго-запад, мы предполагаем, что доминирующим направлением распространения обвальных отложений будет являться юго-западное (рис. 7). Если предположить, что следующий обвал на вулкане будет такого же масштаба, как и известное историческое событие [Ropotageva et al., 2006], то есть будет иметь объем порядка  $0.1 \text{ км}^3$  и распространится на расстояние 10 км, то тогда опасная область будет соответствовать

значениям параметра  $H/L \sim 0.3$  (см. рис. 7, область, оконтуренная оранжевой линией). Мощность оползневых отложений в этом случае может достигать 1 м. В этом, сравнительно “благоприятном”, случае наибольшей опасности подвергнутся дачные поселки, находящиеся близко к юго-западным склонам вулкана, а также, вероятно, постройки и объекты инфраструктуры, находящиеся вдоль дороги, ведущей на перевал между вулканами Корякский и Авачинский.

Ранее В.В. Адушкин с соавторами [1995] на основе рассмотренного ими механизма разрушения вулканической постройки за счет субгоризонтального внедрения магматического вещества также предположили наиболее вероятный сценарий обвала в юго-западном направлении





**Рис. 8.** Социальные и экономические показатели районов Камчатского края, по [База ..., 2023].

а – процентное распределение населения на 01.01.2023; б – процентное распределение прибыли организаций по данным бухгалтерского учета за 2021 г.; в – распределение прибыли организаций г. Петропавловска-Камчатского и Елизовского района в различных отраслях за 2021 г.

1 – Петропавловск-Камчатский городской округ; 2 – Елизовский муниципальный район (МР); 3 – Вилючинск; 4 – Мильковский МР; 5 – Усть-Камчатский МР; 6 – Усть-Большерецкий МР; 7 – Быстринский МР; 8 – Соболевский МР; 9 – Алеутский муниципальный округ; 10 – Корякский округ.

с дальностью распространения лавин 30–50 км и площадью лавинных отложений 80–1500 км<sup>2</sup>, объем возможного лавинного обрушения ~8 км<sup>3</sup>. Такие параметры обломочной лавины соответствуют значениям  $H/L$ , близким 0.1, то есть области, закрашенной синим цветом на рис. 7. Это наихудший из рассматриваемых в данном исследовании сценариев, при котором в опасную зону

попадают густонаселенные районы, военные объекты, расположенные, например, в поселке Радыгина, а также объекты инфраструктуры (аэропорт и морской порт, дороги, линии электропередач и т.д.).

Согласно данным Федеральной службы государственной статистики по Камчатскому краю,

на Камчатке по состоянию на 1 января 2023 г. проживало 288 730 человек [База ..., 2023], 56% которых – в столице края, а еще 21% – в Елизовском муниципальном районе (рис. 8а), в состав которого входят два других города Камчатки – Елизово и Вилючинск. Таким образом, больше половины населения Камчатского края живет в непосредственной близости от Корякского вулкана и находится в зоне риска от потенциальных обвалов.

Елизовско-Петропавловская агломерация, включающая в себя города Елизово, Петропавловск-Камчатский и расположенные между ними населенные пункты Елизовского района, является также самыми экономически развитым районом Камчатки, на нее приходится более 60% прибыли, получаемой всеми предприятиями края (см. рис. 8б). В контексте обсуждаемой в данном исследовании проблемы особенно важно, что значительный вклад в экономику Елизовского района и Петропавловска-Камчатского вносят предприятия, занятые в сельском хозяйстве, охоте и рыболовстве, добыче полезных ископаемых, обрабатывающих производствах, ресурсоснабжении (водоотведение, обеспечение электроэнергией, газом), для которых ключевую роль играют, во-первых, надежная инфраструктура (дороги, линии электропередач, логистические пункты и т.д.), а во-вторых, эксплуатация освоенных земельных участков. В связи с этим последствия схода обвалов с Корякского вулкана в масштабах, показанных на рис. 7, окажут катастрофическое воздействие на экономику всего Камчатского края. Тем важнее вести постоянный мониторинг динамики постройки Корякского вулкана, чтобы иметь возможность подготовиться и уменьшить, насколько это возможно, негативные последствия от потенциальных обвалов и последующий экономический ущерб.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе данных спутниковой интерферометрии показано, что северо-восточные склоны постройки в. Корякский имеют положительные деформации относительно опускающихся юго-западных склонов. Периодическая фумарольная активность, извержение пеплов резургентного состава позволяют предполагать циркуляцию метеорных вод в постройке вулкана.

Это может способствовать формированию полей измененных пород и, следовательно, нарушению прочности постройки, что создает условия для обрушения вулкана с образованием обвально-оползневых отложений. Учитывая масштабность обвальных отложений находящегося рядом с изучаемым объектом в. Авачинский, проведено моделирование обвала части постройки Корякского вулкана, показан вероятный сектор такого обвала. Зона поражения от движения потенциальной обломочной лавины практически полностью охватывает территорию Елизовско-Петропавловской агломерации, что несет очень высокие риски для жизни населения и экономики Камчатского края. Для того чтобы иметь возможность уменьшить негативные последствия от процессов, происходящих на Корякском вулкане, необходим комплекс мер, включающих, как минимум, размещение в привершинной части постройки вулкана высокоточных GPS-станций, а также сети сейсмических датчиков. В случае значительных деформации постройки вулкана такой мониторинг позволит экстренным службам оперативно предпринять комплекс спасательных мер, включающих эвакуацию населения.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность редакторам и анонимным рецензентам, чьи критические замечания и предложения позволили значительно улучшить качество статьи.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-10019 (<https://rscf.ru/project/22-77-10019/>).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. Геодинамические условия образования адакитов и Nb-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 1–13. <https://doi.org/10.7868/S0203030615050028>

- Агибалов А.О., Бергаль-Кувикас О.В., Зайцев В.А., Макеев В.М., Сенцов А.А. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа, характеризующих трещиноватость верхней части литосферы, и проявлений вулканизма Малко-Петропавловской зоны // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. № 2. С. 122–133. <https://doi.org/10.21455/GPB2023.2-5>
- Адушкин В.В., Зыков Ю.Н., Иванов Б.А. Численное моделирование лавинообразного обрушения вулкана Корякский // Вулканология и сейсмология. 1995. № 6. С. 82–93.
- Андреев А.А. Трансформные разломы земной коры северо-запада Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 14–20.
- База данных “Показатели муниципальных образований”. URL: <https://gks.ru/dbscripts/munst/munst30/DBInet.cgi> (10.07.2023)
- 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: материалы конференции, посвященной дню Вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 11–18.
- Бергаль-Кувикас О.В., Rogozin A.N. Актуальность исследования прибрежного вулканического комплекса в контексте истории изучения Южной Камчатки // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 5. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-5-0724>
- Бергаль-Кувикас О.В., Rogozin A.N., Кляпицкий Е.С. Использование сравнительного анализа распространения и происхождения кальдер с базальт-андезитовым составом магм для изучения генезиса миоценовых игнимбритов Восточного вулканического пояса Камчатки // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 3. С. 815–828.
- Гриб Е.Н., Делемень И.Ф., Храмов Н.А. Петропавловск-Камчатский и его окрестности // Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки. Путеводитель научных экскурсий. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 149–163.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI, N-57-XXVII, N-57-XXXIII. Объяснительная записка. М., 2000. 302 с.
- Гордеев Е.И., Дроздин В.А., Дубровская И.К., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А. Вулкан Корякский: современное состояние и активизация в 2008–2010 гг. // Вестник ДВО РАН. 2011. № 3. С. 25–34.
- Голоценовый вулканизм Камчатки. Электронный ресурс. URL: <http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/hvolc.php> (17.01.2023)
- Делемень И.Ф., Уткин И.С., Уткина Л.И., Мельников Д.В., Жданова О.К. Анализ образующей вулканического конуса для выявления ослабленных секторов постройки (на примере Корякского вулкана, Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2004. № 4. С. 90–108.
- Заварицкий А.Н. Вулкан Авача на Камчатке. М.: Наука, 1977. 308 с.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб: 1:5000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
- Кирюхин А.В. Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. СПб.: Эко-Вектор Ай Пи, 2020. 431 с.
- Кирюхин А.В., Манухин Ю.Ф., Федотов С.А., Лаврушин В.Ю., Рычкова Т.В., Рябинин Г.В., Поляков А.Ю., Воронин П.О. Геофлюиды Авачинско-Корякского вулканогенного бассейна, Камчатка // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2015. № 5. С. 400–414.
- Маренина Т.Ю., Сирин А.Н., Тимербаева К.М. Корякский вулкан на Камчатке // Труды Лаборатории вулканологии. 1962. Т. 22. С. 67–130.
- Масуренков Ю.П., Егорова И.А., Пузанков М.Ю. Авачинская группа вулканов // Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки. Путеводитель научных экскурсий. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 107–134.
- Масуренков Ю.П., Пузанков М.Ю., Егорова И.А. Вулкан Корякский // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х томах. Т. 2. / Отв. ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. С. 228–243.
- Мелекесцев И.В. Вулкан Корякский (Камчатка): извержение 1895–1896 гг. выделено ошибочно // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 91–95. (Melekestsev I.V. Koryakskiy Volcano, Kamchatka: Eruption of 1895–1896 was a misinterpretation // Volcanology and Seismology. 1996. V. 18. № 2. P. 237–242.)
- 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. № 2. С. 3–11. (Melekestsev I.V., Litasova S.N., Sulerzhitsky L.D. On the age and scale of the directed-blast catastrophic eruption of the Avachinsky volcano (Kamchatka) in the Late Pleistocene // Volcanology and Seismology. 1992. V. 13. № 2. P. 135–146.)
- Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Смирнов В.Б. О связи активизации вулкана Корякский в 2008–2009 гг. с глубинными магматическими процессами // Физика Земли. 2021. № 6. С. 3–9. <https://doi.org/10.31857/S0002333721060041>
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение Южной Камчатки по геофизическим данным // Геодинамика

- и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) ДВО РАН, 2001. С. 58–74.
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение района Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 3–10.
- Мороз Ю.Ф., Логинов В.А. Глубинная геоэлектрическая модель Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2019. Вып. 42. № 2. С. 9–24. <https://doi.org/10.31857/S086956520002947-4>
- Нурмухамедов А.Г. Исследование геотермальных ресурсов Авачинской группы вулканов и ее флангов // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2016. № S31. С. 453–477.
- Поздеев А.И. Углеродородная газогенерация Авачинской депрессии Камчатки, ее перспективы и связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 44–54.
- Пономарева В.В., Портнягин М.В., Мельников Д.В. Состав тефры современных (2009–2011 гг.) извержений вулканов Камчатки и Курильских островов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 20. № 2. С. 20–37.
- Пономарева В.В., Зеленин Е.А., Михайлюкова П.Г. ГИС “Голоценовый вулканизм Камчатки”. Свидетельство о регистрации базы данных № 2016620587 от 12.05.2016.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н. Сейсмичность вулкана Корякский в 1966–2009 гг. // Труды Второй региональной научно-технической конференции “Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России” (Петропавловск-Камчатский, 11–18 октября 2009 г.). Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 91–95.
- Таран Ю.А. Фумарольная активность Корякского вулкана в 1983 году // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 82–85. (Taran Yu.A. The fumarolic Activity of Koryak Volcano in 1983 // Volcanology and Seismology. 1988. V. 7. № 3. P. 439–446.)
- Atzori S., Antonioli A., Tolomei C., de Novellis V., de Luca C., Monterosso F. InSAR full-resolution analysis of the 2017–2018  $M > 6$  earthquakes in Mexico // Remote sensing of environment. 2019. V. 234. Art. 111461. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111461>
- Berardino P., Fornaro G., Lanari R., Sansosti E. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms // IEEE Transact. Geoscience and remote sensing. 2002. V. 40. № 11. P. 2375–2383.
- 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 and applied geophysics. 2022. № 179. P. 3989–4011. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-02956-7>
- Bindeman I.N., Anikin L.P., Schmitt A.K. Archean xenocrysts in modern volcanic rocks from Kamchatka: insight into the basement and paleodrainage // The Journal of Geology. 2016. V. 124. № 2. P. 247–253.
- 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. of Volcanology and Geothermal Res. 2023. V. 435. Art. 107768. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107768>
- Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S., Gordeev E.I., Huang H.-H., El Khrepy S., Al Arifi N. Tomographic images of magma chambers beneath the Avacha and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // J. of Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124. № 9. P. 9694–9713. <https://doi.org/10.1029/2019JB017952>
- Cacho L.G., Díez-Gil J. L., Araña V. A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands // J. of Volcanology and Geothermal Res. 1994. V. 63. № 3–4. P. 217–229. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90075-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90075-2)
- Crandell D.R. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. Bulletin 1861. Washington, DC: US Government Printing Office, 1989. 32 p. <https://doi.org/10.3133/b1861>
- Hanssen R.F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht: Academic Publishers, 2001. 308 p.
- Hayashi J.N., Self S. A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility // J. of Geophysical Res. 1992. V. 97. P. 9063–9071. <https://doi.org/10.1029/92JB00173>
- Heim A. Der Bergsturz von Elm // Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 1882. V. 34. P. 74–115.
- Ji L., Lu Zh., Dzurisin D., Senyukov S. Pre-eruption deformation caused by dike intrusion beneath Kizimen volcano, Kamchatka, Russia, observed by InSAR // J. of Volcanology and Geothermal Res. 2013. V. 256. P. 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.02.011>
- Kereszturi G., Schaefer L., Mead S., Miller C., Procter J., Kennedy B. Synthesis of hydrothermal alteration, rock mechanics and geophysical mapping to constrain failure and debris avalanche hazards at Mt. Ruapehu

- (New Zealand) // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 2021. V. 64. № 2–3. P. 421–442.  
<https://doi.org/10.1080/00288306.2021.1885048>
- Krashennikov 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. of Volcanology and Geothermal Res.* 2020. V. 408. Art. 107088. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107088>
- Kristenson H.* InSAR on Demand! Ordering Sentinel-1 InSAR datasets from the Alaska Satellite Facility. 2022. URL: <https://storymaps.arcgis.com/stories/68a8a3253900411185ae9eb6bb5283d3> (19.09.2022)
- Lanari R., Casu F., Manzo M., Zeni G., Berardino P., Manunta M., Pepe A.* An overview of the Small BAseline Subset algorithm: a DInSAR technique for surface deformation analysis // *Pure applied geophysics*. 2007. V. 164. P. 637–661.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-007-0192-9>
- Lander A.V., Shapiro M.N.* The origin of the modern Kamchatka subduction zone // *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*. 2007. V. 172. P. 57–64. <https://doi.org/10.1029/172GM05>
- Lu Zh., Dzurisin D.* InSAR Imaging of Aleutian volcanoes. Monitoring a Volcanic Arc from Space. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. 410 p.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-00348-6>
- Malin M.C., Sheridan M.F.* Computer-assisted mapping of pyroclastic surges // *Science*. 1982. V. 13. P. 637–640.  
<https://doi.org/10.1126/science.217.4560.637>
- Minimo L.G., Lagmay A.M.F.A.* 3D modeling of the Buhí debris avalanche deposit of Iriga Volcano, Philippines by integrating shallow-seismic reflection and geological data // *J. of Volcanology and Geothermal Res.* 2016. V. 319. P. 106–123.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.002>
- Morelli S., Monroy V.H.G., Gigli G., Falorni G., Rocha E.A., Casagli N.* The Tancitaro debris avalanche: characterization, propagation and modeling // *J. of Volcanology and Geothermal Res.* 2010. V. 193. № 1–2. P. 93–105.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.008>
- OpenStreetMap. URL: <https://www.openstreetmap.org/> (08.11.2022)
- Özdemir Y., Akkaya İ., Oyan V., Kelfoun K.* A debris avalanche at Süphan stratovolcano (Turkey) and implications for hazard evaluation // *Bulletin of Volcanology*. 2016. V. 78. Art. 9.  
<https://doi.org/10.1007/s00445-016-1007-6>
- Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V.* Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene–Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // *J. of Volcanology and Geothermal Res.* 2006. V. 158. № 1–2. P. 117–138.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.016>
- Romero J.E., Moreno H., Polacci M., Burton M., Guzmán D.* Mid-Holocene lateral collapse of Antuco volcano (Chile): debris avalanche deposit features, emplacement dynamics, and impacts // *Landslides*. 2022. V. 19. № 6. P. 1321–1338. <https://doi.org/10.1007/s10346-022-01865-z>
- Roverato M., Cronin S., Procter J., Capra L.* Textural features as indicators of debris avalanche transport and emplacement, Taranaki volcano // *GSA Bulletin*. 2015. V. 127. № 1–2. P. 3–18. <https://doi.org/10.1130/B30946.1>
- Sosio R., Crosta G.B., Hungr O.* Numerical modeling of debris avalanche propagation from collapse of volcanic edifices // *Landslides*. 2012. V. 9. P. 315–334.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-011-0302-8>
- Sreejith K.M., Agrawal R., Agram P., Rajawat A.S.* Surface deformation of the Barren Island volcano, Andaman Sea (2007–2017) constrained by InSAR measurements: Evidence for shallow magma reservoir and lava field subsidence // *J. of Volcanology and Geothermal Res.* 2020. V. 407. Art. 107107.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107107>
- Takarada S.* The Volcanic Hazards Assessment Support System for the Online Hazard Assessment and Risk Mitigation of Quaternary Volcanoes in the World // *Frontiers in Earth Science*. 2017. V. 5. Art. 102.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2017.00102>
- Tierz P., Sandri L., Costa A., Zaccarelli L., Di Vito M.A., Sulpizio R., Marzocchi W.* Suitability of energy cone for probabilistic volcanic hazard assessment: validation tests at Somma-Vesuvius and Campi Flegrei (Italy) // *Bulletin of Volcanology*. 2016. V. 78. Art. 79.  
<https://doi.org/10.1007/s00445-016-1073-9>
- Wan Y., Xu J., Pan B.* Define the energy cone threshold and extent of Tianchi volcano // *J. of Earth Science*. 2012. V. 23. P. 768–774.  
<https://doi.org/10.1007/s12583-012-0283-0>
- Wang T., DeGrandpre K., Lu Zh., Freymueller J.T.* Complex surface deformation of Akutan volcano, Alaska revealed from InSAR time series // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2018. V. 64. P. 171–180. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.09.001>
- Xiong W., Chen W., Wang D., Wen Y., Nie Zh., Liu G., Dijin W., Yu P., Qiao Xu., Zhao B.* Coseismic slip and early afterslip of the 2021 Mw 7.4 Maduo, China earthquake constrained by GPS and InSAR data // *Tectonophysics*. 2022. V. 840. Art. 229558.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229558>
- Yoshida H.* Decrease of size of hummocks with downstream distance in the rockslide-debris avalanche deposit at Iriga volcano, Philippines: similarities with Japanese avalanches // *Landslides*. 2013. V. 10. № 5. P. 665–672.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-013-0414-4>

*Yulianto F., Tjahjono B., Anwar S.* The applications of Monte Carlo algorithm and energy cone model to produce the probability of block-and-ash flows of the 2010 eruption of Merapi volcano in Central Java, Indonesia // *Arabian Journal of Geosciences*. 2015. V. 8. P. 4717–4739. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1525-5>

## **Simulation of a Potential Sector Collapse on the Koryaksky Volcano and Volcanic Hazard Assessment for the Yelizovo-Petropavlovsk Agglomeration (Kamchatka)**

**A. A. Dolgaya\*, O. V. Bergal-Kuvikas**

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,  
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia  
\*e-mail: adolgaya@kscnet.ru*

Based on the modeling of a potential sector collapse on the Koryaksky volcano, the most probable direction of movement of a debris avalanche is shown. Periodic fumarole activity of the volcano indicates the circulation of meteoric waters and favorable conditions for the replacement of the volcano bedrock with the development of landslide deposits. On the basis of satellite data, deformations of the earth's surface have been studied. The northeastern slopes of Koryaksky volcano rise relative to the descending southwestern slopes. Taking into account the fact that Avachinsky volcano, which is located 10 km from the Koryaksky volcano, has formed powerful landslide-explosive deposits in the history of its development, the relevance of this study is extremely high. Within the Yelizovo-Petropavlovsk agglomeration (which includes the cities of Yelizovo, Petropavlovsk-Kamchatsky and the adjacent settlements of the Yelizovsky district), which is located in the immediate vicinity of the Koryaksky volcano, more than half of the total population of the Kamchatka region lives and there are enterprises that bring more than half of all financial profit of the region. Therefore, the assessment of hazardous natural processes on the Koryaksky volcano in order to further develop a plan to minimize their negative consequences is critical for the economy of Kamchatka.

*Keywords:* gravitational collapse, debris avalanche, volcanic hazard, Koryaksky volcano, Kamchatka

УДК 550(34(012:062):344.2)

## АВТОМАТИЧЕСКОЕ УДАЛЕНИЕ НИЗКОЧАСТОТНОГО ШУМА ИЗ СЕЙСМОГРАММ С ПОМОЩЬЮ ДВОИЧНЫХ ОТПЕЧАТКОВ: АЛГОРИТМЫ, СВОЙСТВА, ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2024 г. К. Ю. Силкин\*

*Единая геофизическая служба РАН,  
просп. Ленина, 189, Обнинск, 249035 Россия  
\*e-mail: const.silkin@ya.ru*

Поступила в редакцию 30.06.2023 г.

После доработки 24.09.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

Представляемая статья содержит описание новой методики для автоматической подготовки зашумленной сейсмической записи к дальнейшему анализу с помощью экспертных информационных систем. В основу методики положены двоичные отпечатки сейсмограммы, которые благодаря своему лаконичному, но информативному рисунку позволяют хорошо алгоритмизировать поиск ключевых характеристик низкочастотного шума. Особенно важным нахождение оптимальной частоты низкочастотной фильтрации является в условиях частичного перекрытия спектров сигнала и шума при высокой интенсивности последнего. Именно на такой трудный случай и рассчитано проведенное исследование. В статье проводится анализ разработанной методики на примере нескольких сотен регистраций региональных землетрясений и взрывов. По результатам анализа показано, что достоверные результаты решения могут быть достигнуты более чем в 90% случаев. Отдельно упоминаются слабые стороны и ограничения метода, которые являются продолжением его достоинств. В приложении к статье читатель найдет детально описанный алгоритм, положенный в его основу.

*Ключевые слова:* землетрясение, взрыв, сейсмограмма, вейвлет-преобразование, двоичные отпечатки, низкочастотный шум, фильтрация

DOI: 10.31857/S0203030624030077, EDN: JPXQUG

### ВВЕДЕНИЕ

В работе [Силкин, 2022б] были представлены двоичные отпечатки (ДО) сейсмической записи как полезный инструмент, способный найти несколько различных областей применения при анализе сейсмограмм. Во-первых, двоичные отпечатки позволяют сжимать сейсмическую информацию не менее чем на 4 порядка объема. Во-вторых, в сжатом виде эта информация сохраняет ключевые свойства исходных данных, которые могут быть использованы для анализа волнового поля и распознавания природы сейсмического события. Однако, судя по весьма скромному числу отечественных публикаций на эту тему, данная методика еще плохо знакома российским сейсмологам.

Кроме отмеченных особенностей ДО в работе [Силкин, 2023] было показано, что они способны с успехом быть применены к автоматическому определению параметров фильтра, предназначенного для оптимального устранения низкочастотного шума из сейсмической записи с бережным отношением к полезному сигналу в условиях частичного перекрытия спектров обоих. Очевидно, по отношению к зашумленным данным это действие является необходимой предварительной операцией, которую обязательно надо выполнить, а лишь затем приступать к задачам распознавания. С самого начала в этом деле у нас при разработке методик ДО существовала ориентация на автоматизацию указанной операции.

В работе [Силкин, 2023], кроме того, была представлена подборка нескольких близких аналогов к предлагаемому нами методу среди современных приемов устранения шума сейсмограмм. Поскольку задача данной статьи в развитии алгоритмического обеспечения ДО, то здесь мы только еще раз упомянем публикации, которые легли в основу этого обзора:

- метод двумерной фильтрации [Abma, Claerbout, 1995];
- алгоритм нелокального среднего [Bonar, Sacchi, 2012];
- редактирование частотно-временного изображения с последующим восстановлением по нему сигнала [Herrera, 2014; Mousavi et al., 2016a; Асминг, Баранов, 2006; Асминг и др., 2010; Wang et al., 2010; Mousavi, 2017];
- синхронное сжимающее преобразование [Daubechies et al., 2011; Mousavi et al., 2016b; Tary et al., 2018; Shi et al., 2019; Zhang et al., 2022];
- анализ “атомов” времени-частоты на частотно-временном изображении [Mousavi, Langston, 2016];
- анализ связности смежных пикселей на частотно-временном изображении [Zeng et al., 2022];
- синхронное извлекающее преобразование [Yu et al., 2017];
- прочерчивание хребтовых линий на нечетком частотно-временном изображении [Iatsenko et al., 2016].

Благодаря этому обзору было выполнено сравнение метода ДО с аналогами, выявлены их сходства и различия.

К принципиально общему с аналогами относится следующее: перевод сейсмограммы в двумерное изображение; сильное уменьшение объема информации; выявление малых существенных локусов записи; выделение особо ориентированных сигнатур; использование “мягкого” порога при выборе существенной части изображения; поиск минимума графика спектра при перекрытии спектров шума и сигнала.

К важным отличиям предлагаемого метода, которые отличают его от аналогов, относятся: анализу подвергается изображение энергетического представителя вейвлетограммы,

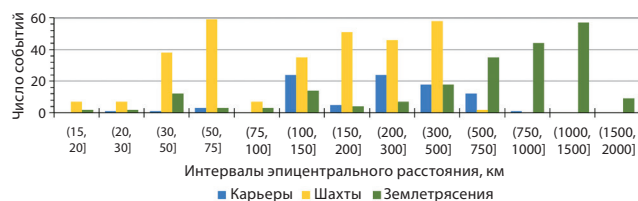
что позволяет оценивать интенсивность всех волновых компонентов любого масштаба одинаково четко; логарифмический масштаб оси частот помогает в этом; анализ изображения производится по выделенным направлениям (горизонтальное и вертикальное) как наиболее часто встречающимся среди наблюдаемых рисунков; применение оптимального порога даже при многократном превышении интенсивности шума над сигналом сохраняет возможность оценки интенсивности частотных характеристик сигнала; автоматическое применение — как изначальный приоритет; отсутствие принципиального требования предварительного анализа характеристик шума до вступления сигнала.

Двоичные отпечатки как таковые не являются нашим изобретением. В статье [Силкин, 2022б] приведен подробный исторический обзор данного направления, включающий следующие публикации: [Fragoulis et al., 2001; Haitma, Kalker, 2002; Wang, 2003; Cano et al., 2005; Baluja, Covell, 2008; Yoon et al., 2015; Ferrari, 2016; Тур и др., 2017; Попов, Замараев, 2019; Bergen, Beroza, 2019]. Там показано как родилась идея формировать для временных рядов компактные образы, чей лаконичный характер отдаленно напоминает дактилоскопические рисунки. Изначально в роли таких рядов выступали аудиозаписи и с помощью отпечатков производился поиск нужных меломану песен в большой базе музыкальных композиций.

Однако вскоре и к сейсмическим записям был применен метод ДО. Цель в данном случае была примерно та же. Однако в силу уникальности каждой сейсмограммы речь шла, главным образом, о детектировании события как такового, выявлении основных черт структуры волнового поля и классификации событий по их происхождению: землетрясение, подземный взрыв, карьерный взрыв и тому подобное. Масштаб решаемых сейсмологических задач — региональный.

Новое, что было принесено в технологию получения двоичных отпечатков работой [Силкин, 2022б], стало использование (вместо спектрограмм на базе скользящего оконного преобразования Фурье) другого, более адекватного подхода — непрерывного вейвлет-преобразования [Suvichakorn et al., 2011; Силкин, 2020]





**Рис. 1.** Распределение по эпицентральному расстоянию числа проанализированных событий в зависимости от вида источника.

на основе подходящего материнского вейвлета [Mallat, 1989].

Кроме того, нами предложено не саму вейвлетограмму подавать для получения отпечатка, а ее “энергетическое” представление – энергограмму, введенную в статье [Силкин, 2022а]. Энергограмма демонстрирует не анализируемый волновой процесс непосредственно, а характер перераспределения во времени энергии всех его частотных компонент. Фактически энергограмма – это уже частотно-временной портрет события, однако, чрезвычайно избыточный. Поэтому приложение к ней метода ДО стало оправданным и важным благодаря колоссальному сокращению объема информации с помощью отпечатков.

Изначально у других упомянутых исследователей основная идея применения ДО сейсмограмм заключалась в наработке базы данных эталонных образов большого числа событий, чтобы можно было потом сравнивать отпечаток каждого нового события с этими образцами.

Однако, как впервые было показано в работе [Силкин, 2022б], определенные полезные результаты с помощью ДО можно получить сразу, без длительного накопления объемных баз данных. И, прежде всего, к таким результатам относятся упомянутые уже параметры низкочастотного шума, которые необходимо знать для оптимальной фильтрации записи. Тем более, что нерациональным было бы приниматься за решение задачи распознавания природы событий по зашумленным данным. И, если уже организовывать применение двоичных отпечатков, то было бы правильным использовать их еще и для бережной очистки сейсмограмм от низкочастотных помех.

Непосредственный процесс построения ДО после получения вейвлет-энергограммы записи подробно описан в работе [Силкин, 2022б] и

кратко в статье [Силкин, 2023], поэтому здесь мы не будем повторяться.

Целью же данной статьи является детальный разбор методики автоматической оценки свойств шума на основе отпечатков зашумленной записи. Задачи исследования: представление практического алгоритма получения такой оценки, исследование особенностей предлагаемого решения, а также анализ ограничения в его применении.

Именно эти задачи добавляют новое знание относительно статьи [Силкин, 2023], чье содержание было более теоретическим. Она только представила методику ДО, но без конкретизации применявшихся алгоритмов.

## ДАННЫЕ

В качестве исходных данных были использованы более 700 регистраций полутора сотен землетрясений и разнообразных взрывов от Карелии до Шпицбергена, записанных десятью станциями, расположенными в Мурманской области и Норвегии. В статье [Силкин, 2022б] на карте изучаемого арктического региона были показаны эпицентры этих событий, а в работе [Силкин, 2023] – расположение участвовавших в регистрации сейсмостанций. Из соображений экономии здесь мы не станем дублировать эти карты, так как для данного исследования они не требуются.

Среди событий присутствует 54 землетрясения, 70 подземных взрывов и 25 карьерных. Из взрывов 12 (как шахтных, так и поверхностных) были произведены по короткозамедленной схеме. Магнитуда событий (если она определена) составила от 1.5 до 4.0, в среднем 2.4. Эпицентральные расстояния при регистрации определены в диапазоне от нескольких десятков км до нескольких сотен км. Распределение числа событий в зависимости от расстояния источник–приемник отдельно для карьерных и шахтных взрывов, а также землетрясений показано на рис. 1. Зарегистрированные землетрясения происходили в основном в Норвежском и Гренландском морях, поэтому они часто более удалены от сейсмостанций, чем взрывы.

## МЕТОДИКА

На рис. 2 в графическом виде представлены все ключевые этапы формирования ДО в последовательности их выполнения. Рис. 2а

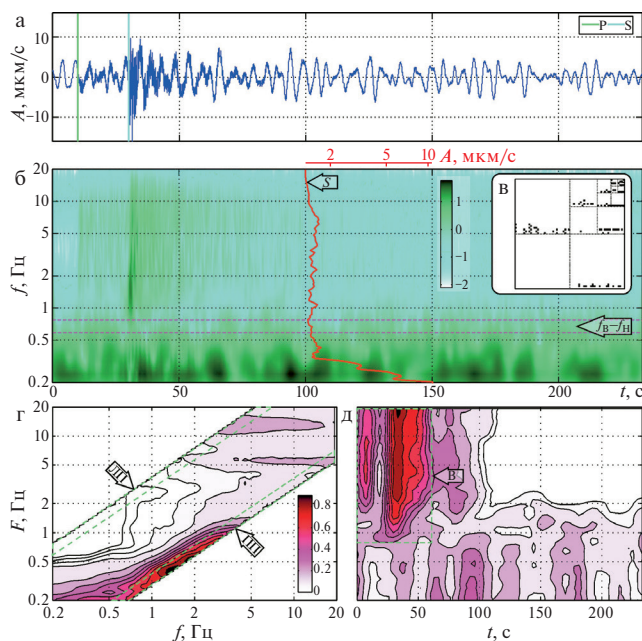
демонстрирует исходную запись. Для примера взято землетрясение, произошедшее 1 апреля 2020 г. в 04<sup>ч</sup>44<sup>м</sup>27<sup>с</sup>. Эпицентр толчка находился в Кандалакшском районе Мурманской области. Сейсмограмма зарегистрирована станцией LVZ (канал ВНЗ). Эпицентральное расстояние 176 км. Магнитуда события была определена  $ML = 3.0$ . Отношение максимальных амплитуд сигнала и шума в интервале частот 0.2–20 Гц оценено как  $R_{СШ} \approx 3.5$ .

*Получение частотно-временного образа записи*

Вейвлетограмма, рассчитанная с помощью вейвлета Гаусса 8-го порядка [Mallat, 2008], здесь не показана. Также на данном этапе мы уже не обсуждаем проблему выбора материнского вейвлета, так как она была подробно исследована в работе [Силкин, 2023]. Там было отмечено, что для нашей цели базис вейвлет-преобразования имеет, конечно, значение, но не такое большое как при, например, выделении вступлений фаз. Главное, чтобы он был близок по форме к обычному сейсмическому импульсу. Для этого подходит широкий ассортимент семейств вейвлетов и их разновидностей. Выбор между вейвлетом, полученным с помощью производной 6-го, 8-го или 10-го порядка гауссианы, – в общем-то, дело скорее вкуса, чем критический момент методики, так как различия у получаемых в итоге ДО не существенны.

На рис. 2б сразу приведена полученная на основе вейвлетограммы энергограмма. Причем, чтобы лучше продемонстрировать все, в том числе и слабые волновые составляющие, применен логарифмический масштаб значений этой функции. Стрелка с обозначением “ $f_B - f_H$ ” указывает на середину ( $f_C$ ) между двумя горизонтальными синими пунктирами. Данные линии прочерчивают сделанный оператором выбор допустимых пределов (верхнего  $f_B$  и нижнего  $f_H$ ) расположения частотной границы шума, которая будет использоваться при задании фильтра. Эти пределы используются для контроля качества работы вводимого здесь алгоритма по выявлению параметров шума. В данном случае  $f_B = 0.52$  Гц,  $f_H = 0.83$  Гц,  $f_C = 0.68$  Гц.

Поверх энергограммы (для сопоставления) красной линией нанесен амплитудный спектр Фурье этой записи.



**Рис. 2.** Основные элементы технологии двоичных отпечатков.

а – запись канала ВНЗ станции LVZ землетрясения 1 апреля 2020 г. в 04<sup>ч</sup>44<sup>м</sup>27<sup>с</sup>: зеленая и бирюзовая линии – отметки вступления Р- и S-волн; б – энергограмма по вейвлетограмме записи, ось времени относительная, цветовая шкала – логарифм значений амплитуды, стрелкой “S” показан наложенный амплитудный спектр Фурье записи, горизонтальная ось значений которого наверху красная, вертикальная ось соответствует оси энергограммы, стрелка с обозначением “ $f_B - f_H$ ” помечает экпертный интервал допустимых пределов границы фона (горизонтальные синие пунктирные линии) и указывает на его середину; в – двоичные отпечатки энергограммы; г, д – избыточные двоичные отпечатки (г – скользящий вейвлет-спектр, горизонтальная ось – частота вейвлет-разложения, вертикальная ось – положение сканирующего частотного окна, цветовая шкала значений – условная плотность отпечатков, стрелки “ЛП” и “ПП” отмечают левую и правую полосы для расчета сечений скользящего вейвлет-спектра (зеленый пунктир), при этом стрелка “ПП” указывает на зону сильного градиента; д – скользящая вейвлет огибающая, вертикальная ось и шкала амплитуд соответствует скользящему вейвлет-спектру, стрелка “В” отмечает область проявления регулярных волн (зеленый пунктир)).

*Двоичные отпечатки энергограммы*

Как врезка поверх малоинформативной части энергограммы на рис. 2в демонстрируются двоичные отпечатки, рассчитанные по данной энергограмме, в виде централизованного и бинаризованного созвездия максимальных

коэффициентов двумерного дискретного вейвлет-разложения Хаара [Jensen, la Cour-Harbo, 2011; Hussain et al., 2020; Фортуна-Сервантес и др., 2021] децимированной энергограммы. Отпечатки представляют собой фрактальноподобный композит из нескольких последовательных уровней разложения исходной энергограммы на горизонтальные, диагональные и вертикальные составляющие.

Применение в данном случае вейвлет-преобразования с четко определенным материнским вейвлетом (Хаара) преследует 2 задачи. Во-первых, это сжатие информации, а простой, похожий на две разнонаправленные ступеньки вейвлет Хаара, прекрасно с этим справляется [Ranjan et al., 2022]. Во-вторых, благодаря свойствам преобразования – еще и раздельный анализ специфически ориентированных элементов изображения.

На нескольких уровнях горизонтальной составляющей (см. рис. 2в) невооруженным глазом можно видеть четко прочерченные полосы, соответствующие проявлению шума. Остается только должным образом проинтерпретировать их и оценить меру доверия к получаемым результатам.

#### *Избыточные двоичные отпечатки.*

Более наглядно интерпретацию отпечатков можно сделать на примере избыточных двоичных отпечатков (ИДО), которые, как показано в статье [Силкин, 2022б], и были изначально задуманы только для этой цели, а потом нашли самостоятельное применение.

Скользящий вейвлет-спектр. Рис. 2г демонстрирует одну из двух ипостасей ИДО – скользящий вейвлет-спектр (СВ-С). Избыточные отпечатки получаются путем расчета простых ДО в скользящем частотном окне, текущее положение середины которого показано на СВ-С с помощью вертикальной оси  $F$ . Шаг между окнами и ширина их, а также масштаб оси  $F$  – логарифмические. Горизонтальная же ось  $f$  отмечает частоту вейвлет-спектра, полученного по результатам осреднения значений *горизонтальной* составляющей нескольких младших уровней разложения Хаара при данном положении скользящего окна. Так как СВ-С рассчитывается в окне с шириной в четверть числа

дискретов частоты исходной энергограммы, то он имеет вид полосы, протянувшейся по диагонали от малых значений  $f$  и  $F$  к большим.

Замечено в серии опытов, что подобный рисунок (присутствие области высоких значений внизу, часто в виде горизонтальной полосы, нередко с косым отростком, протянувшимся вдоль правой стороны, отмечающим переходный диапазон частот между частично накладывающимися спектрами сигнала и шума) на СВ-С неизменно появляется всякий раз, когда на исходной записи присутствует стационарный низкочастотный шум, сменяемый на более высоких частотах сейсмическими колебаниями иной природы, например, регулярными от землетрясения. Причем правая сторона СВ-С более надежно указывает на частотный рубеж смены волновой картины. Важно, что эта граница тяготеет к участку наиболее сильного градиента от максимума правой стороны по пути к выходу поверхности СВ-С на плато. Именно здесь интенсивность регулярных волн начинает преобладать над низкочастотным шумом. Фильтрация по данной границе будет означать не идеальное устранение помехи, а оптимальное подавление с бережным сохранением полезного сигнала, насколько это возможно.

Одновременно левая сторона СВ-С иногда может оказать поддержку в этом поиске, так как, если на правой стороне имеется такой характерный косой отросток, то сильный линейный градиент СВ-С слева обычно соответствует максимуму справа. В случае слабого проявления переходной зоны такое соответствие не наблюдается, и левая сторона оказывается менее информативной. Тем не менее, в условиях нередкого наложения случайных мешающих факторов и такая подсказка бывает полезной. Хотя, разумеется, помехи могут сказываться и на левой стороне СВ-С, но контрольный источник информации избыточным не станет.

Стрелками “ЛП” и “ПП” на СВ-С отмечены подведенные зеленым пунктиром полосы шириной в 10% от размаха рассчитанного скользящего вейвлет-спектра, соответственно, левая полоса и правая полоса. Эти полосы используются для расчета характерных графиков профилей СВ-С Л и СВ-С П, по которым определяется верхняя частотная граница шума.

Детально это прописано в приложении (подраздел “Избыточные отпечатки”).

Скользящая вейвлет-оггибающая. На рис. 2д представлена скользящая вейвлет-оггибающая (СВ-О), являющаяся второй независимой стороной единой функции ИДО данной записи. При этом СВ-О рассчитывается по *вертикальным* составляющим нескольких уровней разложения Хаара энергограммы. На представленном рисунке стрелка “В” отмечает выделенную зеленым пунктиром область существования в двумерном частотно-временном пространстве исключительно регулярных волн.

Нижняя кромка этой области также используется для оценки верхней границы шума, так как здесь аналогичная картина, которая наблюдается и на СВ-С, только это взгляд с другой стороны. На СВ-О мы видим, что феномены высокочастотных регулярных волн от землетрясения и их энергетические проявления исчезают, когда в области низких частот им на смену приходит колебательный процесс иной природы – стационарный шум. Задача алгоритма в данном случае выявить точку выхода на плато после спуска с вершины максимума в сторону понижения частоты. Этот рубеж не будет означать идеального сохранения полезного сигнала, но даст возможность устранить помеху настолько тщательно, как это только возможно.

*Подготовка контрольных параметров*

Предварительно, чтобы оценить качество алгоритма для определения свойств низкочастотного шума по каждой записи, оператором с помощью всех доступных ему в такой работе средств были отмечены два уровня частоты (они были продемонстрированы на примере рис. 2б). Эти значения ограничивают снизу и сверху допустимое с точки зрения оператора положение границы между шумом и полезным сигналом. В силу индивидуальности каждой сейсмограммы ширина полосы между этими уровнями могла принимать разные значения. Гистограмма для данного параметра показана на рис. 3.

Можно видеть, что распределение значений интервалов ширины (в логарифмическом масштабе) близко к нормальному с наиболее частотным значением около 0.5 Гц. Это говорит



**Рис. 3.** Гистограмма распределения ширины экспертного диапазона частот, содержащего допустимое значение верхней границы шума для оптимальной фильтрации.

о том, что при задании частот  $f_B$  и  $f_H$  оператор старался быть аккуратным и по возможности не придал допустимому интервалу между ними слишком большую ширину.

Принцип, заложенный в выделение верхнего и нижнего пределов допустимого интервала частот, которому может принадлежать оптимальная граница шума, основан на компромиссе между идеальным сохранением полезного сигнала и идеальным устранением шума при фильтрации. Оператор, отмечая эти пределы, полагал, что  $f_B$  хотя и обрезает сигнал, но не сильно, а  $f_H$  хотя и не совсем исключает шум, но существенно. Разумеется, все это субъективные оценочные суждения, основанные, тем не менее, на экспертном опыте. Ожидается, что алгоритм двоичных отпечатков должен выдать в итоге значение в пределах  $f_B - f_H$ , желательно вблизи середины  $f_C$  между ними.

В качестве меры попадания в цель формулируется гауссиана  $g(f)$ , построенная так, чтобы она удовлетворяла условиям:  $g(f_C) = 1$  и  $g(f_B) = g(f_H) = 0.7$ . При этих вводных колоколообразная функция качества результата определяется нами следующим образом:

$$g(f) = \exp \left[ \frac{4 \ln 0.7}{(f_B - f_H)^2} \left( \frac{f_B + f_H}{2} - f \right)^2 \right].$$

Значение 0.7 при достижении пределов  $f_B$  и  $f_H$  выбрано исходя из общераспространенного в статистике критерия, согласно которому именно такое значение принимается в качестве

значимого уровня [Баврина, Борисов, 2021]. Однако при выходе за указанные пределы  $g(f)$  становится, пусть и мене значимым, но все же не нулевым.

Кстати, для рассмотренного выше примера записи кандалакшского землетрясения были получены следующие значения функции качества:  $g_{\text{ДО}} = 0.99$  и  $g_{\text{ИДО}} = 0.87$ . Первый можно признать идеальным, второй – вполне достоверным.

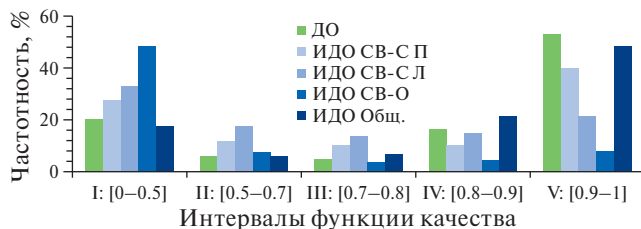
Алгоритм определения границы шума подробно описан в приложении. Там же даются указания к измерению степени доверия к получаемому результату. Далее мы перейдем к анализу полученных результатов по всем 716 записями, вовлеченным в проведенное исследование.

## АНАЛИЗ

### *Предварительные замечания*

Прежде чем приступить к анализу отметим, что даже в таком относительно несложном случае, представленном на рис. 2, где имеется не очень сильный шум, спектр которого довольно скромно перекрывается со спектром сигнала, тем не менее, простой Фурье-спектр совсем не работает для нашей цели. На рис. 2б с сопоставимым наложением приведен амплитудный спектр исходной записи. Он хорошо демонстрирует интервал энергичного низкочастотного шума. Однако график спектра здесь сходит на уровень низкого плато, содержащего и регулярные волны, слишком рано, на уровне 0.36 Гц, где шум еще преобладает над большей частью сигнала. Справедливости ради, следует отметить, что существенный минимум спектра Фурье наблюдается на частоте 0.77 Гц, что близко к  $f_C$  (0.68 Гц). Однако он так слабо выступает от линии плато, что нет никаких шансов пытаться обнаружить его в реальных условиях.

Конечно, если бы заранее было известно положение на оси времени основных проявлений энергии регулярных волн от этого землетрясения, то спектр Фурье выдал бы более четко разделяемый результат. Однако предлагаемый алгоритм предназначен работать на этапе, когда такое знание еще не получено или его достоверность подвергается сомнению из-за наложения интенсивного шума. Для выявления фаз регулярных волн хорошо зарекомендовал себя



**Рис. 4.** Гистограммы распределения функции качества результатов алгоритма двоичных отпечатков с разделением на классы.

Условные обозначения содержат виды вычисляемых оценок качества для: ДО – двоичных отпечатков (простых); ИДО СВ С П – правого профиля скользящего вейвлет-спектра; ИДО СВ С Л – аналогично левого профиля; ИДО СВ О – профиля скользящей вейвлет-оггибающей; ИДО Общ. – итогового обобщения результатов разных сторон ИДО.

метод СТА/LTA, однако он начинается с применения к сейсмограмме высокочастотного фильтра, по результатам которого уже работает вычисление отношения средних значений во временных окнах разной ширины [Chen, Stewart, 2006; Асминг, Федоров, 2014]. Как определить нижний предел для такого фильтра – вопрос, требующий отдельного решения, на поиск которого и направлено наше исследование.

Таким образом, только тщательный частотно-временной анализ дает надежду решить поставленную задачу достоверно, тем более, если применять его в автоматическом режиме.

### *Общий анализ результатов*

Итак, разделим область значений функции  $g(f)$  на 5 классов, как показывает рис. 4, и определим частотность появления отклика алгоритма в том или ином классе качества. При этом классы III–V считаются достоверным результатом, так как покрывают интервал 0.7–1.0. Ответы алгоритма ИДО показаны по разделениям на его ипостаси и стороны: правый профиль СВ-С, левый профиль СВ-С и профиль СВ-О.

Итоговый ответ, выдаваемый за результат ИДО, формируется в соответствии со сложной системой измерения доверия к ответу каждой сотрудничающей части ИДО таким образом, чтобы постараться взять от них только самое удачное и по возможности проигнорировать промахи. Можно видеть, что по большей части такой подход оправдался, так как ни одна часть алгоритма для ИДО не равнозначна их итоговому обобщению. Более

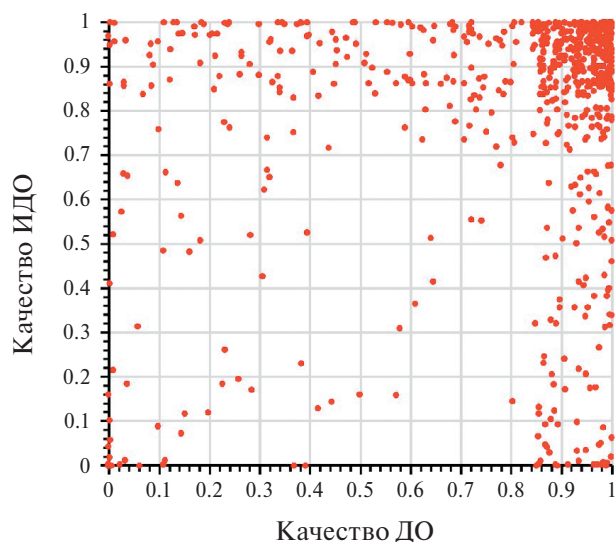


Рис. 5. Диаграмма рассеяния значений качества результатов простых двоичных отпечатков (ДО) и итоговых обобщенных избыточных двоичных отпечатков (ИДО).

того, суммарный итог превосходит по качеству любую свою исходную часть.

Рис. 4 демонстрирует наибольшую предсказуемость у класса качества V, то есть алгоритм двоичных отпечатков (обычных и избыточных) действительно чаще всего дает результат, близкий к  $f_c$ . Если посчитать какова суммарная частотность попадания ответов в достоверные классы III–V, то для простых отпечатков это будет 74.1%, а для избыточных — 76.4%. Результат ИДО на первый взгляд может показаться недостаточно высоким. Можно задаться вопросом: “Зачем строить что-то избыточное, если оно не на много лучше простого?” Ответ в том, что алгоритм избыточных отпечатков не полностью дублирует, а временами дополняет алгоритм простых, что хорошо видно на рис. 5.

Диаграмма рассеяния показывает в правом верхнем углу густо заселенное ядро ( $g_{ДО} > 0.85$  и  $g_{ИДО} > 0.75$ ), соответствующее одновременно (для каждой сейсмограммы обособленно) высокому качеству решения по обоим видам отпечатков. При этом в две стороны от ядра протянулись рукава с тоже довольно высокой плотностью точек. Они соответствуют записям, для которых лишь простые отпечатки сработали качественно (правый рукав) или, наоборот, лишь избыточные (верхний рукав). Благодаря такой взаимной “поддержке” в достижении цели итоговое качество решения может

превысить достоверный уровень 0.7 для 90.2% сейсмограмм, что конечно нельзя игнорировать.

Упоминание слова “может” в последнем предложении не случайно. Ведь во время автономной работы алгоритма наперед неизвестно какой из видов отпечатков для данной сейсмограммы окажется более точным. Для решения этой проблемы и построена эмпирическая экспертная система оценки доверия к результату работы обоих видов отпечатков.

Данная система представляет собою довольно большое дерево решений относительно величины штрафа, применяемого как понижающий коэффициент к первоначально стопроцентному уровню доверия. Для описания данной системы целиком нам потребовалось бы перечислить все условия назначения штрафа на каждом этапе алгоритма, где оно применимо. Это привело бы к ещё большему увеличению объема текста статьи, чего хотелось бы избежать. В приложении только приведены несколько примеров ситуаций как это работает. В будущем мы вообще не планируем сохранять подобное нагромождение решающих правил, а заменим ее на нейросеть, построенную и обученную для решения данной задачи.

Цель данной статьи заключается лишь в представлении алгоритма для получения величины граничной частоты фильтрации шума и дать меру доверия к ней. Тем не менее, уже начатые работы по разработке нейросетевой экспертной системы, показали, что для понимания принципа ее работы крайне важной была реализация этого дерева решений.

#### *Специальный анализ результатов*

Рассмотрим теперь как ДО работают в некоторых особых случаях и наметим ограничения метода.

**Короткозамедленные взрывы.** Среди проанализированных взрывов имелось 12 короткозамедленных, зарегистрированных на 72 сейсмограммах. Достоверность определения верхней границы шума по ним отличается от средней. Лучше показали себя простые отпечатки. Они выдали результаты с качеством более 0.7 для 84.7% записей такого сорта. В то же время ИДО смогли достичь достоверного результата только в 70.8% случаев. В целом, однако, как показала

практика, работать с записями короткозамедленных взрывов двоичным отпечаткам вполне по силам. Изначально предполагалось, что больша́я по длительности череда интерферирующих регулярных волн от множества быстро взрывааемых зарядов [Адушкин, Спивак, 2013] будет похожа по внешнему виду для ДО на исковую запись стационарного шума. Однако алгоритм нашел между ними отличия и справился хорошо.

**Землетрясения.** Такой тип источника анализируется на обычном уровне достоверности для ДО (74.1% достоверных ответов) и несколько лучше обычного – для ИДО (78.3%).

**Влияние соотношения амплитуд сигнала и шума.** Также надо рассмотреть, как влияет отношение энергий сигнала и шума на оценку характеристик последнего. Результаты определения частотности выпадения того или иного класса качества решения для разных относительных уровней шума отдельно для ДО и ИДО показаны на рис. 6. Все значения процентов на этих рисунках рассчитаны относительно полного числа проанализированных записей. Раздельное оценивание каждого диапазона шума было бы неуместным в силу неравнозначной встречаемости сейсмограмм с разными значениями  $R_{СШ}$ .

Можно видеть определенный диапазон отношения амплитуд сигнала и шума, в пределах которого отпечатки чаще дают качественный результат. Обычно они востребованы при высоком, но не экстремальном шуме. Когда  $R_{СШ} \in [0.1, 1]$ , то имеется 43.7% достоверных определений границы сигнал/шум для простых отпечатков и 45.3% для избыточных из общего числа записей с любым шумом. На втором месте по встречаемости правильного решения – следующий вариант при  $R_{СШ} \in [1, 10]$ . На его долю приходится 17.9 и 21.4% достоверных результатов соответственно.

Во всех остальных случаях соотношения сигнала и шума результативные решения встречаются реже. Хотя, надо отдать должное, и сейсмограмм с  $R_{СШ} \notin [0.1, 10]$  суммарно не так много. К ним относится лишь пятая доля всего материала. Но если учесть этот факт, то окажется, что преобладающая часть сейсмограмм с  $R_{СШ} \in [0.01, 0.1]$  также была обработана верно. Ошибочными среди подобных были лишь 0.1%

определений для простых отпечатков и 0.7% – для избыточных.

## ОБСУЖДЕНИЕ

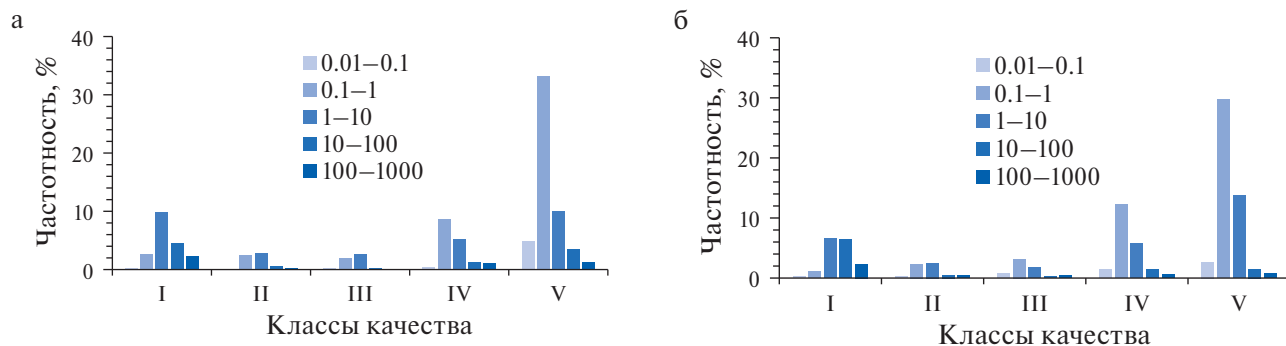
Постараемся сразу ответить на возможную критику предлагаемого метода. Одновременно покажем, что его слабые стороны в действительности могут быть и достоинствами.

**Вычислительные затраты.** Несомненно, некоторую трудность в практическом применении метода ДО составят его довольно высокие вычислительные затраты. По сравнению с обычным спектральным анализом, особенно алгоритмом быстрого преобразования Фурье, данный метод требует на порядок больше ресурсов. Причиной тому перевод одномерного ряда сейсмограммы в двумерное изображение вейвлетограммы. Но еще больше вычислений требуется для формирования его энергетического представления – энергограммы. Дополнительно накладывается двумерное вейвлет-преобразование Хаара, но в силу своей фрактальной природы оно вычисляется быстрее, чем одномерное. Избыточные двоичные отпечатки требуют многократного вычисления обычных. Однако, поскольку все это применяется к серьезно децимированной энергограмме, затраты времени на данном этапе весьма скромны.

Разумеется, отмеченная сложность может быть оправдана в определенных условиях, к которым правомерно отнести следующие.

Во-первых, никакая предусмотрительность не бывает излишней и, если обработчик сейсмограмм в своей повседневной работе захочет иметь дополнительный независимый инструмент анализа записей, то не стоит его ограничивать.

Во-вторых, во многих сложных случаях обычно применяемые для анализа сейсмограмм методы (спектральный анализ, наборы узкополосных фильтров, спектрограммы и тому подобное) не обеспечивают такой точности как непрерывное вейвлет-преобразование, на котором основан наш метод ДО. О причинах и интенсивности размытия энергетических проявлений частотных компонент на спектрограммах и вейвлетограммах, а также методах повышения четкости частотно-временных



**Рис. 6.** Гистограммы распределения значений качества результатов решения для простых отпечатков (а) и избыточных (б) при разных соотношениях энергии полезного сигнала и низкочастотного шума (градации в условных обозначениях) с разделением на классы качества. Классы качества соответствуют рис. 3.

изображений мы рассуждали в работе [Силкин, 2023].

В-третьих, предлагаемый алгоритм изначально разрабатывался не для интерактивной работы, когда опыт обработчика позволяет увидеть все необходимое без дополнительных преобразований, а для применения в автоматическом режиме, чтобы быть встроенным в информационные системы более общего характера. Поэтому, если есть инструмент, надежно работающий в подобных условиях, заплатить за который требуется дополнительным временем вычислений, то на такую жертву можно пойти.

Потребность в предварительной оценке спектра фона. Другим моментом, способным вызвать критику, является нужда алгоритма в предварительном определении спектральных характеристик фоновой записи. Можно справедливо заметить, что часть сейсмограммы до первого вступления априори содержит тот стационарный низкочастотный шум, от которого мы пытаемся избавиться. Однако эти характеристики фона не могут быть использованы непосредственно в качестве конечного результата алгоритма вместо него самого. Ведь задача предлагаемого метода не отфильтровать шум идеально, а найти компромисс между его подавлением и сохранением сигнала в условиях частичного (а порой и сильного) перекрытия их спектров. Это особенно важно, когда интенсивность шума многократно превышает энергию сигнала.

Однако стоит отметить, что двоичные отпечатки сами по себе в принципе отлично работают

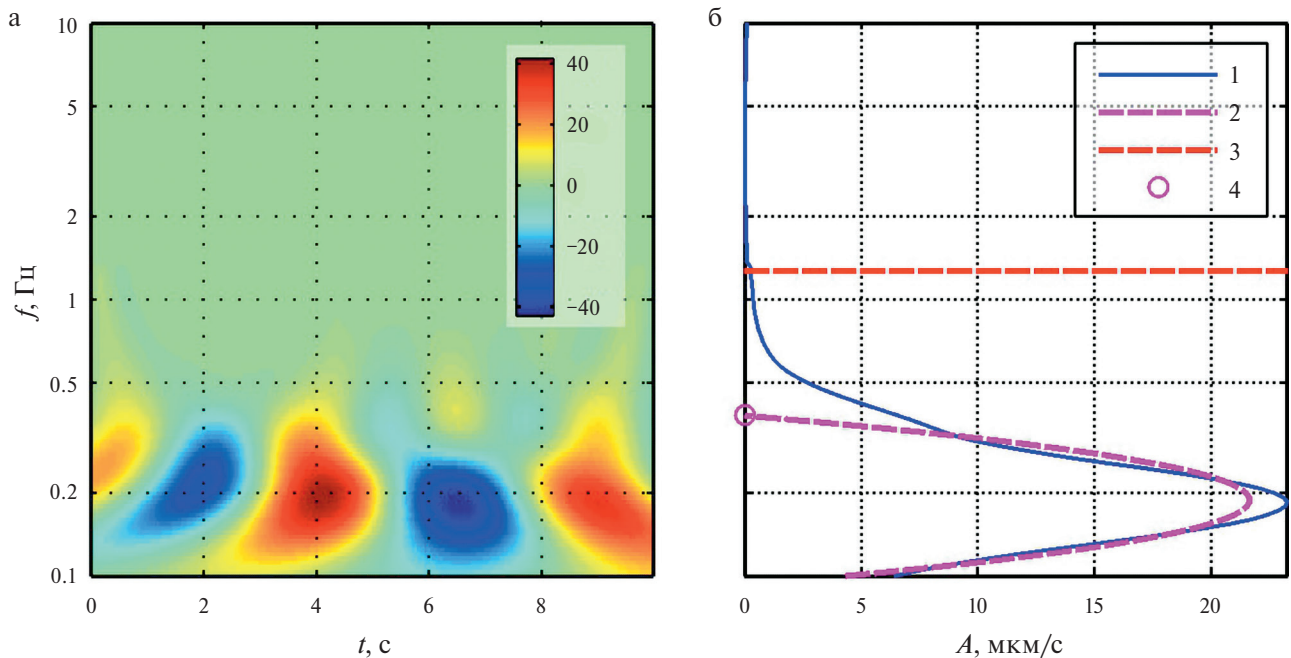
без этих данных, описывающих фон, но некоторые сведения о спектральных свойствах записи до вступления сигнала полезны для измерения степени доверия к получаемым результатам в каждом конкретном случае применения.

Трудности в обнаружении слабого шума. Из сделанных наблюдений о качестве работы метода в условиях разного соотношения сигнал/шум следует очевидный вывод о том, что чем ярче представлен искомый предмет (шум в данном случае), тем лучше он и находится. На практически свободных от низкочастотного шума сейсмограммах его поиск обычно заканчивается провалом, хотя ценность подобного поиска все равно сомнительна. Ведь такие сейсмограммы скорее всего можно в дальнейшем использовать непосредственно, не подвергая их низкочастотной фильтрации.

В то же время ДО продемонстрировали себя как очень полезный инструмент для надежного избавления записей от шума, когда он действительно представляет собою серьезную помеху.

Региональная привязка. Другим узким местом метода, которым, однако, обладают все другие методы распознавания сейсмических событий, и это было детально разобрано в работе [Силкин, 2022а], является его привязка к региону и масштабу исследований. Мы проверяли алгоритм на данных из определенной части Арктики и ограничились региональным масштабом. Ключевым ограничением метода, которое постоянно присутствовало, но не отмечалось явно, был диапазон частот, в котором вейвлет-анализ проводился: 0.2–20 Гц.





**Рис. 7.** Иллюстрация методики определения характерных спектральных параметров фоновой записи.

а – вейвлетограмма записи до вступления Р-волны, цветовая шкала – амплитуда в мкм/с; б – средний вейвлет-спектр шума, вертикальная ось совпадает с вейвлетограммой (1 – график спектра, 2 – аппроксимирующий полином для главного максимума спектра, 3 – отметка 1-процентного уровня, 4 – частота начала затухания преобладающей спектральной компоненты фона).

По-видимому, в иных условиях этот диапазон надо будет выбирать особо.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования на большом числе реальных примеров было убедительно показано, что технология двоичных отпечатков является полезным надежным инструментом для автоматического детектирования и оценивания свойств низкочастотного шума на сейсмических записях, содержащих сигналы от региональных взрывов и землетрясений. Мы не сравнивали предлагаемый метод по качеству результатов с современными аналогами устранения шума, рассмотренными в обзоре из работы [Силкин, 2023] и упомянутыми во введении данной статьи. Причина в том, что все алгоритмические построения у других авторов, как нам представилось, проходят проверку на единичных событиях или синтетических примерах.

Дальнейшее развитие методики с помощью замены эмпирических решающих правил на

нейросетевую экспертную систему может повысить надежность предлагаемого алгоритма.

## ПРИЛОЖЕНИЕ.

### АЛГОРИТМЫ ОЦЕНКИ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ НИЗКОЧАСТОТНОГО ШУМА НА ЗАШУМЛЕННОЙ СЕЙСМОГРАММЕ С ПОМОЩЬЮ ДВОИЧНЫХ ОТПЕЧАТКОВ

*Подготовительные действия и вводные обозначения*

**Определение спектральных характеристик фона.** При измерении уровня доверия к результатам каждого вида отпечатков используется предварительное определение двух характерных параметров спектра фоновой записи: частота начала затухания преобладающей спектральной компоненты фона  $f_0^{\Phi}$  и частота 1-процентного уровня спектра фона  $f_1^{\Phi}$  (частота, на которой график спектра фона впервые станет в 100 раз меньше своего максимума). Оба эти параметра показаны на рис. 7.

Частота начала затухания преобладающей спектральной компоненты определяется как больший из корней квадратного уравнения, задающего полином второй степени, аппроксимирующий по

методу наименьших квадратов главный максимум спектра фона. Во время аппроксимации проверяется, чтобы коэффициент детерминации полинома не был менее 0.7. В противном случае (но это случается крайне редко) аппроксимация принимается неудачной и вместо параметра  $f_0^\Phi$  используется частота спектрального максимума фона. Чтобы аппроксимация вышла лучше, частотные пределы вейвлетограммы сдвинуты вниз на октаву.

**Вводные обозначения.** Пусть имеется энергограмма  $E(t_i, f_j)$  – функция, рассчитанная при дискретных значениях времени  $t_i$  и частоты  $f_j$ , определяемых следующим образом:

$$t_i = t_{\min} + i\Delta t, \quad (1)$$

$$f_j = \text{ant} \lg \left( \lg f_{\min} + \frac{j}{N_f} \lg \frac{f_{\max}}{f_{\min}} \right), \quad (2)$$

где  $i = (1, 2, \dots, N_t) - 1, j = (1, 2, \dots, N_f) - 1$ . Здесь  $N_f$  – число дискретов частоты (равно в данном случае 128),  $N_t$  – число дискретов времени, определяемое следующим образом:

$$N_t = \frac{t_{\max} - t_{\min}}{\Delta t} + 1,$$

где  $t_{\min}$  – время вступления продольной волны,  $t_{\max} = t_{\min} + 10\Delta_{\text{SP}}$ ,  $\Delta_{\text{SP}}$  – разница времен прихода  $S$ - и  $P$ -волн,  $\Delta t$  – дискретность по времени (в данном случае 25 мс).

В процессе вычислений используется понятие уровня доверия к качеству получаемого результата. Он получается следующим образом. В начале каждого алгоритма (ДО, СВ-С Л, СВ-С П и СВ-О) выдается кредит доверия равный 1 (или 100%). В определенных “трудных” местах (некоторые из них как пример упоминаются в описании алгоритмов) к нему применяется пенальти в виде эмпирически подобранного понижающего коэффициента. Как правило, этот коэффициент равен 0.9, но возможны многократные пенальти, поэтому кредит доверия к качеству результата алгоритма способен серьезно пасть.

К случаям понижения уровня доверия в отношении результатов ДО относятся: определение верхней частотной границы сигнала и нижней шума лишь по одному уровню отпечатков;

полное отсутствие проявлений сигнала или шума; сигнатуры шума во временном измерении не охватывают большую часть анализируемого интервала; имеет место взаимное перекрытие спектров шума и сигнала и т.п., а также разнообразные комбинации этих факторов.

Применительно к ИДО понижение уровня доверия вызывают (для каждого варианта одинаково): малое отличие по размаху главного максимума графика профиля от остальных его максимумов; значительное удаление абсцисс середины между главными экстремумами и точки сильнейшего градиента; большое расхождение результата с частотными характеристиками фона и т.п.

Вероятно, можно придумать и какие-то еще дополнительные критерии, сделав эту систему куда более громоздкой. Однако, как мы уже заметили выше, в наших планах создать независимую нейросетевую оценку, а от этой эмпирической отказаться.

### Простые отпечатки

Пусть по энергограмме  $E(t_i, f_j)$  рассчитаны двоичные отпечатки  $\varphi(t_L, f_L)$  как двумерный композит, ассоциированный с аргументами времени и частоты (общее число дискретов композита  $n_t \times n_f$ ). Вейвлет-разложение проводится до уровня  $L, L = 1, 2, \dots, N_L$ . В представленном примере  $N_L = 6, n_t = n_f = 64$ .

Отпечатки  $\varphi$  разбираются на составляющие и уровни, из которых формируются средние сечения  $\Phi_f^H(L), \Phi_f^V(L), \Phi_t^V(L)$ . Здесь надстрочный индекс при  $\Phi$  указывает на составляющую разложения, по которой берутся значения (H – горизонтальная, V – вертикальная); подстрочный индекс отмечает какое измерение матрицы  $\varphi$  сохраняется ( $t$  – временное по строкам,  $f$  – частотное по столбцам) после осреднения по другому измерению. Диагональные составляющие не применяются. Число уровней, используемых с этого момента, ограничено несколькими первыми, например, четырьмя:  $N_L^{\max} = 4$ . Область значений средних сечений принадлежат интервалу  $[0, 1]$ .

По каждому сечению осуществляется построение вектора поуровневого индикатора  $Y_f^H(L), Y_f^V(L), Y_t^V(L)$  в соответствии со следующей схемой:

$$Y(L) = \begin{cases} 0, \text{ если } \Phi_{x_k}(L) < C, \\ k, \text{ при котором } \Phi_{x(k)}(L) = \max \Phi(L), \\ \text{если } \overline{\Phi(L)} \geq C \text{ и } \Phi_{x(k)}(L) \geq C/2 \end{cases}$$

где  $k = 1, 2, \dots, N_L^{\max} \cdot 2^{-L-1}$ ;  $L = 1, 2, \dots, N_L^{\max}$ . Здесь  $x$  – один из аргументов  $\Phi$  ( $t$  или  $f$ ) соответствующего сечения,  $x(k)$  – соответствует  $t_i$  или  $f_j$  в зависимости от ситуации;  $\overline{\Phi(L)}$  – среднее сечение по  $L$ -му уровню;  $C$  – минимальная значимость сечения отпечатка, задаваемая равной 0.75 для горизонтальной составляющей  $\varphi$  и 0.5 – для вертикальной, эмпирически настроенная константа. Природа этих констант вытекает из того, как формируются исходные данные: длина анализируемой записи равна  $10\Delta_{\text{сп}}$  (из которых лишь примерно  $1/4$  занята проявлениями регулярных волн), а шум встречается только в нижней половине диапазона частот (в логарифмическом масштабе).

Пусть  $v(L)$  – вектор признака обоснованного присутствия искомой особенности записи на соответствующем сечении ДО и  $L$ -ом уровне разложения, а  $\sigma$  – число информативных уровней у каждого сечения, определяемые по следующим правилам:

$$v(L) = \begin{cases} 1, \text{ если } Y(L) > 0, \\ 0, \text{ если } Y(L) = 0, \end{cases}$$

$$\sigma = \sum_{L=1}^{N_L^{\max}} v(L).$$

Если  $\sigma_f^v > 0$ , то есть не менее одного уровня  $\Phi_f^v(L)$  несут в себе достаточно четкие проявления сигнала, то определяется нижняя частотная граница его распространения  $f_s^\downarrow = f_j$ , где  $f_j$  берется по формуле (2). Здесь стрелка  $\downarrow$  указывает, что определяется нижняя граница. Номер частотного дискрета  $j$  (в котором  $L_0$  подразумевает использование только уровней с  $v(L) > 0$ ) задается следующим выражением:

$$j = \left\langle \sum_{L_0}^{2^L} \frac{2^L}{n_f} v_f^v(L) \right\rangle,$$

где угловые скобки означают округление до целого.

Если  $\sigma_f^v = 0$ , то частота  $f_s^\downarrow$  считается невыясненной и в дальнейшем не используется, что снижает доверие к качеству результата.

Исследуется сечение  $\Phi_f^h(L)$ . Если  $\sigma_f^h < 2$ , то есть оценка верхней частотной границы шума  $f_N^\uparrow$  выполнена недостаточно надежно или вообще не выполнена, то предпринимается попытка определить временной интервал проявления сигнала по  $\Phi_f^v(L)$ .

Анализируется сечение  $\Phi_t^v(L)$ . Если  $\sigma_t^v = 0$ , то сигнал на ДО не виден. Тогда эта информация не используется, а доверие к качеству результата снижается.

В случае  $\sigma_t^v > 0$  определяется фактор  $Q$  доли длительности ДО, занятой в конце его шумом:  $Q = 1 - t_i/n_i$ , где  $t_i$  берется по формуле (1). Возможные значения у этого фактора лежат в диапазоне  $[0, 1]$  и пропорционально ему сокращается минимальная значимость  $C$  для следующего этапа. Номер временного дискрета  $i$  задается следующим выражением:

$$i = \left\langle \sum_{L_0}^{2^{L+1}} \frac{2^{L+1}}{n_t} [v_t^v(L) + 1] \right\rangle.$$

Повторно вычисляется  $Y_f^h(L)$  с уменьшенным  $C$ . Если  $\sigma_f^h > 0$ , то определяется верхняя частотная граница распространения шума  $f_N^\uparrow = f_j$ . Здесь стрелка  $\uparrow$  указывает, что определяется верхняя граница. Номер частотного дискрета  $j$  задается следующим выражением:

$$j = \left\langle \sum_{L_0}^{2^{L+1}} \frac{2^{L+1}}{n_f} [v_f^h(L) + 1] \right\rangle.$$

Далее анализируются полученные сведения по  $f_N^\uparrow$  и  $f_s^\downarrow$ . Если  $f_s^\downarrow$  вообще определена и  $f_s^\downarrow - f_N^\uparrow < n_f/5$ , то за результат алгоритма выдается среднее из этих частот. Иначе  $f_N^\uparrow$  не изменяется.

### Избыточные отпечатки

Пусть для энергограммы  $E(t_i, f_j)$  имеются готовые ИДО: СВ-С  $\Xi(f_j, F_j)$  и СВ-О  $\Psi(t_i, F_j)$ . Здесь  $t$  и  $f$  имеют смысл дискретных аргументов энергограммы в соответствии с уравнениями (1) и (2),  $F$  – сканирующая частота, отмечающая

середины скользящего окна, в рамках которого по энергограмме многократно рассчитываются ДО. Для экономии времени это делается лишь для каждого второго дискрета частоты. Различие между  $\Xi(f, F)$  и  $\Psi(t, F)$  не только в одном из аргументов, но и в том, что СВ-С рассчитываются по горизонтальной составляющей ДО, а СВ-О – по вертикальной. Чтобы упростить построения индексы  $i$  и  $j$  далее опустим.

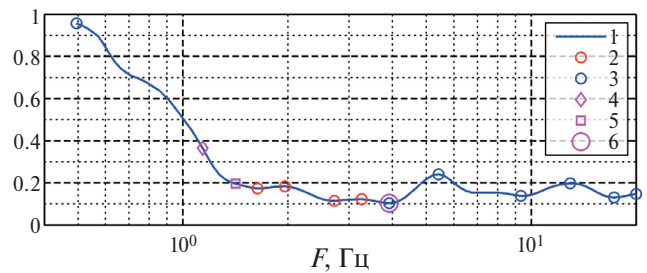
Пусть на  $\Xi(f, F)$  взяты средние профили по узким полосам вдоль наклонных боковых сторон: СВ-С Л и СВ-С П. Полосы имеют ширину в одну десятую ширины сканирующего окна, которое в свою очередь имеет ширину  $N_f/4$ . Все значения поперек полосы усредняются, формируя одномерный график профиля. Влиянием частоты вейвлет-разложения  $f$  на них пренебрежем, то есть рассмотрим проекцию профилей на ось  $F$ . Профиль с левой стороны обозначим  $\overleftarrow{\xi}(F)$ , а с правой –  $\overrightarrow{\xi}(F)$ .

Аналогичный график строится и по СВ-О в виде обобщенного спектра  $\psi(F)$ . Он формируется из  $\Psi(t, F)$  как результат вычисления квантиля с 95-процентной вероятностью при всех значениях  $t$  и фиксированном значении  $F$ . Таким образом выявляются самые высокие значения на СВ-О на данной сканирующей частоте, но свободные от случайных ураганых выбросов. В дальнейшем анализируется график  $\psi(F)$ , полученный зеркальным переворотом  $\psi(F)$  в обратном порядке  $F$ , что позволяет все три профиля обрабатывать единым образом.

Все виды профилей –  $\overleftarrow{\xi}(F)$ ,  $\overrightarrow{\xi}(F)$  и  $\tilde{\psi}(F)$  – проходят через практически одинаковый алгоритм анализа ключевых особенностей своих графиков. Исключение заключается только в том, что для контроля качества анализа первых двух используются сведения о спектральных характеристиках фона, а последнего – нет.

Пусть  $y(F)$  – один из этих графиков (рис. 8). По нему отыскиваются следующие параметры:

- 1) абсцисса  $F_R$  середины (в логарифмическом смысле или среднее геометрическое) между точками минимума и максимума  $y(F)$ :  $F_R = \sqrt{F_{\min} F_{\max}}$ ;
- 2) абсцисса  $F_D$  минимума производной  $y'(F)$ ;
- 3) абсцисса  $F_M$  следующего минимума  $y(F)$  после  $F_D$  или точки выхода на плато.



**Рис. 8.** Пример графика профиля для избыточных двоичных отпечатков. Вертикальная ось – условная плотность отпечатков. 1 – график профиля; 2 – экстремумы графика, которые были удалены на этапе устранения мелких особенностей; 3 – оставленные экстремумы; 4 – точка сильнейшего отрицательного градиента; 5 – точка середины между сильнейшими экстремумами; 6 – точка первого минимума (из оставленных) после сильнейшего градиента.

Для точности определения следует заметить, что  $y'$  – это не настоящая производная, а ее численный аналог – разделенная разность 1-го порядка.

Поскольку реальный график любого профиля обычно содержит некоторого рода помехи, то, прежде чем приступить к определению координат упомянутых точек, проводится работа по устранению или смягчению этих мешающих явлений. Если устранить помехи не получается, то оценивается мера доверия к тому, что есть, но с пенальти. Данная работа заключается в следующем.

Отыскиваются все экстремумы на  $y(F)$ . Устраняется пара смежных экстремумов, если расстояние между ними в пространстве номеров частотных дискретов  $j$ , задающих значение частоты в соответствии с формулой (2), менее 3.

Устраняются “мелкие” экстремумы на  $y(F)$ , выступание которых над (под) соседними относительно максимального размаха значений  $y(F)$  попадает в 25-процентный квартиль.

Исследуется степень изрезанности графика  $y(F)$ . Если график имеет много крупных осцилляций и отношение размаха наибольшей из них к среднему размаху недостаточно велико (менее 3), то это снижает доверие к результатам анализа.

Если найденные значения  $F_R$ ,  $F_D$  и  $F_M$  не принадлежат интервалу частот  $[f_0^\Phi, f_1^\Phi]$ , то это снижает доверие к результатам анализа  $\overleftarrow{\xi}(F)$  и  $\overrightarrow{\xi}(F)$ .

Осуществляется выборка наиболее информативного из показателей  $F_R$  и  $F_D$  или формируется их обобщение. Мерой для этого служит минимально значимый отрезок дискретов оси  $F$ , определяемый через  $\Delta j = \langle (j_{\max} - j_{\min}) / 10 \rangle$ .

Выявляется наиболее достоверное положение сильнейшего отрицательного градиента  $F_G$ . Причем, чтобы сохранить привязку к логарифмическому масштабу измерения производятся не в пространстве частот, а в пространстве номеров дискретов. Если  $|j_R - j_D| < \Delta j$ , то  $F_G = \min(F_R, F_D)$ . Если  $\Delta j < |j_R - j_D| < 2\Delta j$ , то  $F_G = \sqrt{F_R F_D}$ , но доверие к  $F_G$  в данном случае снижается. При выходе за рубеж  $2\Delta j$  доверие снижается еще сильнее.

Аналогично в зависимости от соотношения  $F_G$  и  $F_M$  определяется и оценивается более обоснованное значение искомой верхней частотной границы шума для данного профиля  $u(F)$ , однако роль  $F_M$  в этом случае является вспомогательной.

В итоге по трем профилям  $\bar{\xi}(F)$ ,  $\vec{\xi}(F)$  и  $\tilde{\psi}(F)$  получается три оценки границы шума:  $F_{\bar{\xi}}$ ,  $F_{\vec{\xi}}$  и  $F_{\tilde{\psi}}$  соответственно. Между ними устраивается “конкурс” на величину полученной при их отыскании оценки доверия к качеству. Если найден явный фаворит, то побеждает наилучший. Если найден явный аутсайдер, то исключается худший. В случае близких результатов за итог выдается средняя среди них величина. Таким образом, создается ансамбль решающих деревьев, качество работы которого выходит больше, чем любого из них в отдельности.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность кандидату физ.-мат. наук, ведущему научному сотруднику Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН В.Э. Асмингу за любезную помощь в подборе данных.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01471-22) и с использованием данных, полученных

на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Влияние трассы на затухание сейсмического сигнала от короткозамедленных карьерных взрывов // *Динамические процессы в геосферах*. 2013. № 4. С. 118–126.
- Асминг В.Э., Баранов С.В.* Использование спектрально- и частотно-временных вариаций сейсмических сигналов для различия землетрясений и взрывов в Евро-арктическом регионе // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных*. Материалы Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 23–27.
- Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Виноградов Ю.А. Евтюгина З.А.* Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона // *Вестник МГТУ. Труды Мурманского государственного технического университета*. 2010. Т. 13. № 4–2. С. 998–1007. EDN NQZHFN
- Асминг В.Э., Федоров А.В.* Возможности применения автоматического детектора-локатора сейсмических событий по одиночной станции для детальных сейсмологических наблюдений // *Сейсмические приборы*. 2014. Т. 50. № 3. С. 19–29. EDN SLRRSN
- Баврина А.П., Борисов И.Б.* Современные правила применения корреляционного анализа // *Медицинский альманах*. 2021. № 3(68). С. 70–79. EDN TPSSIX
- Попов С.Е., Замараев Р.Ю.* Веб-сервис классификации сейсмических событий на базе системы распределенных вычислений Apache Spark // *Обработка пространственных данных в задачах мониторинга природных и антропогенных процессов (SDM-2019)* // *Сборник трудов Всероссийской конференции с международным участием, Бердск, 26–30 августа 2019 года*. Бердск: ИВТ СО РАН, 2019. С. 440–450. EDN ESWFQV
- Силкин К.Ю.* Использование вейвлет-анализа как дополнительного критерия при идентификации природы сейсмического события // *Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: материалы XXII Всероссийской с международным участием научно-практической Шукинской конференции (Воронеж, 22–25 сентября 2020 г.)* / Под ред. Л.И. Надежка, Т.Б. Силкиной. Воронеж: ВГУ, 2020. С. 328–334. EDN VHKKWM

- Силкин К.Ю.* Новые эвристики на основе вейвлет-анализа записи одиночного датчика для распознавания землетрясений и взрывов // Сейсмические приборы. 2022а. Т. 58. № 3. С. 5–24.  
<https://doi.org/10.21455/si2022.3-1> EDN HFBDZH
- Силкин К.Ю.* Двоичные отпечатки результатов вейвлет-анализа записи сейсмического события как инструмент формирования его компактного образа для целей нейросетевого распознавания // Российский сейсмологический журнал. 2022б. Т. 4. № 4. С. 42–55.  
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2022.4.03> EDN EMMDC
- Силкин К.Ю.* Двоичные отпечатки сейсмической записи как средство для автоматической фильтрации низкочастотного шума // Сейсмические приборы. 2023. Т. 59. № 2. С. 26–45.  
<https://doi.org/10.21455/si2023.2-3> EDN BYNTAQ
- Тур А.И., Кокоулин А.Н., Южаков А.А.* Возможности применения алгоритмов нечеткого поиска и нейронных сетей в технологии Fingerprint // Нейрокомпьютеры: разработка, применение. 2017. № 6. С. 45–48. EDN ZICARH
- Фортуна-Сервантес Х.М., Рамирес-Торрес М.Т., Мартинес-Карранса Х., Мургуа-Ибарра Х.С., Ме-хиа-Карлос М.* Обнаружение объектов в аэронавигации с использованием вейвлет-преобразования и сверточных нейронных сетей: первый подход // Труды Института системного программирования РАН. 2021. Т. 33. № 2. С. 149–162.  
[https://doi.org/10.15514/ISPRAS-2020-33\(2\)-9](https://doi.org/10.15514/ISPRAS-2020-33(2)-9) EDN MYCXZQ
- Abma R., Claerbout J.* Lateral prediction for noise attenuation by  $t$ - $x$  and  $f$ - $x$  techniques // Geophysics. 1995. V. 60. № 6. P. 1887–1896.  
<https://doi.org/10.1190/1.1443920>
- Baluja Sh., Covell M.* Waveprint: Efficient wavelet-based audio fingerprinting // Pattern Recognition. 2008. V. 41. № 11. P. 3467–3480.  
<https://doi.org/10.1016/j.patcog.2008.05.006>
- Bonar D., Sacchi M.* Denoising seismic data using the nonlocal means algorithm // Geophysics. 2012. V. 77. № 1. P. A5–A8.  
<https://doi.org/10.1190/geo2011-0235.1>
- Bergen K.J., Beroza G.C.* Earthquake fingerprints: Extracting waveform features for similarity-based earthquake detection // Pure and Applied Geophysics. 2019. V. 176. P. 1037–1059.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-018-1995-6>
- Cano P., Battle E., Kalker T., Haitsma J.* A Review of Audio Fingerprinting // Journal of VLSI Signal Processing Systems for Signal, Image and Video Technology. 2005. V. 41. № 3. P. 271–284.
- Chen Z., Stewart R.* A multi-window algorithm for real-time automatic detection and picking of P-phases of microseismic events // CREWES Research Report. 2006. V. 18. P. 1–9.
- Daubechies I., Lu J., Wu H.-T.* Synchrosqueezed Wavelet Transforms: An Empirical Mode Decomposition-like Tool // Appl. Comput. Harmon. Analysis. 2011. V. 30. № 2. P. 243–261.  
<https://doi.org/10.1016/j.acha.2010.08.002>
- Ferrari G.M.* Un saber “sudamericano”. La dactiloscopia en el Congreso Científico Latinoamericano, 1901–1909 // Historia Crítica. 2016. № 60. P. 81–101.  
<https://doi.org/10.7440/histcrit60.2016.05>
- Fragoulis D., Rousopoulos G., Panagopoulos T., Alexiou C., Papaodysseus C.* On the automated recognition of seriously distorted musical recordings // IEEE Transactions on Signal Processing. 2001. V. 49. № 4. P. 898–908.
- Iatsenko D., McClintock P.V.E., Stefanovska A.* Extraction of instantaneous frequencies from ridges in time-frequency representations of signals // Signal Processing. 2016. V. 125. P. 290–303.  
<https://doi.org/10.1016/j.sigpro.2016.01.024>
- Jensen A., la Cour-Harbo A.* Ripples in mathematics: The Discrete wavelet transform. Berlin, Germany: Springer Science & Business Media Publ., 2011. 246 p.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-56702-5>
- Haitsma J., Kalker T.* A Highly robust audio fingerprinting system: Proceedings of ISMIR 2002, 3rd International Conference on Music Information Retrieval. Paris, France, 2002. P. 107–115.
- Hussain I., Fadhil R., Abdulsatar N.M.* An image compression using block truncation coding with two types of wavelet transform (HAAR & DWT) // Test Engineering and Management. 2020. № 83. P. 16707–16713.
- Herrera R., Tary J.B., Baan M., Eaton D.* Body Wave Separation in the Time-Frequency Domain // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2014. № 12. P. 364–368. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2014.2342033>
- Mallat S.* A wavelet tour of signal processing: the sparse way. Cambridge, UK: Academic Press, 2008. 109 p.
- Mallat S.G.* A Theory of multiresolution signal decomposition: The wavelet representation // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. 1989. № 11. P. 674–693.  
<https://doi.org/10.1109/34.192463>
- Mousavi S.M.* Microseismic monitoring and denoising / Diss. ... Doctor. of Philosophy. Memphis, 2017. 188 p.  
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16996.27529>
- Mousavi S.M., Langston C.A.* Hybrid Seismic Denoising Using Higher-Order Statistics and Improved Wavelet Block Thresholding // Bull. Seismol. Soc. Am. 2016. V. 106. P. 1380–1393.  
<https://doi.org/10.1785/0120150345>

- Mousavi S.M., Langston Ch., Horton S.* Automatic denoising and detection of microseismic events using the synchrosqueezing // SEG Technical Program Expanded Abstracts. 2016a. P. 825–829.  
<https://doi.org/10.1190/segam2016-13262052.1>
- Mousavi S.M., Langston Ch., Horton S.* Automatic microseismic denoising and onset detection using the synchrosqueezed continuous wavelet transform // Geophysics. 2016b. V. 81. № 4. P. V341–V355.  
<https://doi.org/10.1190/geo2015-0598.1>
- Ranjan R., Kumar P., Naik K., Singh V.K.* The HAAR-the JPEG based image compression technique using singular values decomposition // 2022 2nd International Conference on Emerging Frontiers in Electrical and Electronic Technologies (ICEFEET). Patna, India. 2022. P. 1–6.  
<https://doi.org/10.1109/ICEFEET51821.2022.9848400>
- Shi Y., Zhang D., Ji H., Dai R.* Application of Synchrosqueezed Wavelet Transform in Microseismic Monitoring of Mines // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. № 384. Art. ID 012075.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/384/1/012075>
- Tary J.B., Herrera R.H., van der Baan M.* Analysis of time-varying signals using continuous wavelet and synchrosqueezed transforms // Philos. Trans. R. Soc. A: Math., Phys. Eng. Sci. 2018. V. 376. № 2126. Art. ID 20170254.  
<https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0254>
- Wang D.-w., Li Y.-j., Zhang K., Xu H.-m.* An Adaptive Time-Frequency Filtering Method for Nonstationary Signals Based on the Generalized S-Transform // Optoelectron. Lett. 2010. V. 6. № 2. P. 133–136.  
<https://doi.org/10.1007/s11801-010-9250-0>
- Wang A.L.-Ch.* An industrial strength audio search algorithm // Proceedings of ISMIR 2003, 4th International Conference on Music Information Retrieval. Baltimore, Maryland, USA, 2003. P. 7–13.
- Yoon C.E., O'Reilly O., Bergen K.J., Beroza G.C.* Earthquake detection through computationally efficient similarity search // Science Advances. 2015. V. 1. № 11. P. 1–13.  
<https://doi.org/10.1126/sciadv.1501057>
- Yu G., Yu M., Xu Ch.* Synchroextracting Transform // IEEE Transactions on Industrial Electronics. 2017. V. 64. № 10. P. 8042–8054. <https://doi.org/10.1109/TIE.2017.2696503>
- Zeng Z., Lu T., Han P., Zhang D., Yang X.-H., Shi Y., Chang Y., Zhang J., Dai R., Ji H.* Microseismic data denoising in the synchrosqueezed domain by integrating the wavelet coefficient thresholding and pixel connectivity // Geophysical Journal International. 2022. V. 232. № 2. P. 1113–1128. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac378>
- Zhang D., Zeng Z., Shi Y., Chang Y., Dai R., Ji H., Han P.* An Effective Denoising Method Based on Cumulative Distribution Function Thresholding and its Application in the Microseismic Signal of a Metal Mine with High Sampling Rate (6 kHz) // Frontiers in Earth Science, 2022. V. 10. № 7. Art. ID 933284.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.933284>

## Automatic Denoising of Seismograms using Fingerprints: Algorithms, Properties, Limitations

K. Yu. Silkin\*

*Geophysical Survey of the RAS, Lenina ave., 189, Obninsk, 249035 Russia*

*\*e-mail: const.silkin@ya.ru*

This article describes the new technique for automatically preparing a noisy seismic record for further analysis using expert information systems. The technique is based on seismogram fingerprints, which, due to their concise but informative pattern, allow the development of a reliable algorithm for finding important noise characteristics. The search for the optimal cutoff frequency for a high-pass filter is especially important under conditions of partial overlap of the signal and noise spectra at a high intensity of the latter. It is precisely this difficult case that this study aims to address. The article analyzes the developed methodology on the example of several hundred registrations of regional earthquakes and explosions. The analysis showed that reliable results can be achieved in more than 90% of cases. In addition to all the problems and limitations of the method, which are an extension of its capabilities, are mentioned. Appendix to the article contains detailed description of the algorithm underlying the method.

**Keywords:** earthquake, explosion, seismogram, wavelet transform, fingerprints, low-frequency noise, filtering

**ПАМЯТИ ЧЛЕНА РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА  
“ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ”  
ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН  
ГЕННАДИЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА СОБОЛЕВА**

6 февраля 2024 г. на 89-м году жизни скончался Геннадий Александрович Соболев, член-корреспондент РАН, профессор, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник ИФЗ РАН, член Редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология”.

От нас ушел еще один представитель старой академической школы. Широко образованный, умный, с потрясающей энергетикой, которой буквально заряжал окружающих. Яркий, неоднозначный, талантливый – он всегда привлекал внимание. Г.А. Соболев был прирожденным лидером. Неоценим его вклад в науку.

Г.А. Соболев родился 7 апреля 1935 г. в Смоленске в семье врачей. В 1953 г. поступил на геологический факультет МГУ и окончил его в 1958 г., получив специальность “Геофизические методы разведки полезных ископаемых”. По окончании университета он сразу же пришел на работу в Институт физики Земли АН СССР в лабораторию высоких давлений под руководством проф. М.П. Воляровича. Здесь Г.А. Соболев провел большой цикл лабораторных и полевых исследований по созданию пьезоэлектрического метода разведки золоторудных, полиметаллических и пьезокварцевых месторождений. На этом “пьезоэлектрическом” этапе научной жизни Г.А. Соболев защитил в 1963 г. кандидатскую диссертацию, а впоследствии в 1973 г. вместе с М.П. Воляровичем, Э.И. Пархоменко и сотрудниками геологических учреждений получил Государственную премию СССР. Развитие работ привело в 1976 г. совместно с В.М. Деминым и Ю.Я. Майбуком к обнаружению явления генерации природными полиметаллическими рудными телами импульсного электромагнитного излучения, зарегистрированного в 1982 г. в качестве научного открытия, которое



заложило основы новой области геофизической разведки – полупроводниковой.

В 1965 г. Г.А. Соболев начал исследования по прогнозу землетрясений, сначала в Гарме, затем – на Камчатке, где были развернуты станции записи вариаций электротеллурического поля. С их помощью перед рядом землетрясений были обнаружены аномальные вариации поля, рассматриваемые как предвестники. Кульминацией этого этапа была попытка вместе с акад. С.А. Федотовым осуществлять текущий краткосрочный прогноз. Однако, скоро стало ясно, что один и даже несколько методов прогноза не гарантируют надежного успеха без понимания физики очага землетрясения.



В связи с этим в 1970-х годах Г.А. Соболев занялся проведением лабораторных экспериментов по моделированию очага землетрясения, сначала на установках высокого давления с испытанием небольших образцов горных пород, затем на уникальном 50-тысячном прессе Института физики высоких давлений, где уже можно было деформировать блоки размером в 1 метр и более. Это позволяло разместить на испытываемом образце большое количество датчиков различных физических полей, т.е. решать задачу поиска предвестников микроземлетрясений с использованием комплекса методов. Полученные результаты легли в основу при создании совместно В.И. Мячкиным, Б.В. Костровым, О.Г. Шаминой модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) подготовки землетрясений, получившей в мире название модель ИФЗ. В 1976 г. Г.А. Соболев защитил докторскую диссертацию.

С начала 1980-х годов Г.А. Соболев приступил к апробации выявленных при лабораторном моделировании закономерностей в естественных условиях сейсмоактивных регионов. Наибольших, хотя скромных успехов, удалось добиться при исследовании сейсмического режима для среднесрочного прогноза. Г.А. Соболев был идеологом создания методики расчета карт ожидаемых землетрясений (алгоритм КОЗ) по комплексу параметров. Совместно с коллегами им были развиты алгоритмы, позволяющие обнаруживать последовательные стадии сейсмического затишья, форшоковой активизации, кластеризации гипоцентров небольших землетрясений в очаговой области готовящегося сильного землетрясения, в частности, алгоритм RTL. Эти исследования дали основания для создания новых моделей очага землетрясения и методы прогноза землетрясений. За выдающиеся результаты в области разведочной геофизики и физики очага землетрясения в 1994 г. Г.А. Соболев был избран членом-корреспондентом РАН. В 2011 г. Г.А. Соболев создал концепцию прогноза землетрясений с учетом триггерных эффектов.

Г.А. Соболев проводил большую научно-организационную работу, как в нашей стране, так и за рубежом. В 1990 г. он был избран вице-президентом, а в 1994 г. — Президентом Европейской Сейсмологической Комиссии. Он являлся

членом бюро Экспертного Комитета по прогнозу землетрясений Совета Европы и Председателем Комиссии по сейсмической опасности Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли. Руководил международными проектами, осуществляемыми совместно с учеными США, Германии, Китая, Греции, Индии. С 1990 по 2004 гг. Г.А. Соболев возглавлял Национальный Геофизический Комитет Российской Федерации и являлся директором Геофизического Центра РАН. В 2009 г. Г.А. Соболев, единственный из ученых России, работал в команде международных экспертов, приглашенных Правительством Италии для анализа состояния проблемы прогноза землетрясений после катастрофического землетрясения в Л’Аквиле. Более четверти века Геннадий Александрович был бессменным председателем Научного совета по проблемам сейсмологии РАН.

Г.А. Соболев большое внимание уделял подготовке научных кадров. Его учениками защищены 15 кандидатских и 7 докторских диссертаций. Исследования, проводимые ведущей научной школой под руководством Г.А. Соболева, неоднократно поддерживались грантами Президента Российской Федерации. Он являлся членом Ученого и Диссертационного советов ИФЗ РАН, заместителем главного редактора журнала “Вулканология и сейсмология”, заместителем главного редактора журнала “Физика Земли”. На его счету более 400 научных публикаций, 8 монографий, среди которых одна на английском и одна на китайском языках, одно научное открытие и 21 изобретение.

В последние годы Г.А. Соболев плодотворно и с увлечением работал над проблемами причинно-следственных связей магнитных бурь и землетрясений, влияния внешних источников на тектонические деформации литосферы и вариаций сейсмической активности под воздействием внешних источников, взаимосвязи локальной геодинамики и землетрясений для совершенствования методов прогноза катастрофических землетрясений, публикуя статьи в ведущих научных изданиях, представляя результаты своих исследований на научных конференциях.

В ряду многих государственных и научных наград Г.А. Соболева последняя — Благодарность

Президента Российской Федерации – за заслуги в развитии отечественной науки, многолетнюю плодотворную деятельность и в связи с 300-летием со дня основания Российской академии наук, была присуждена ему 5 февраля 2024 г.

От нас ушел талантливый ученый, заложивший основы целого ряда новых научных

направлений. Ушел подвижник науки! Ушла эпоха! Светлая память о Геннадии Александровиче Соболеве навсегда останется в наших сердцах.

*Редколлегия журнала  
“Вулканология и сейсмология”*

## ПАМЯТИ КИРСАНОВОЙ ТАМАРЫ ПЕТРОВНЫ (21.08.1932 – 29.01.2024)



Тамара Петровна Кирсанова родилась 21 августа 1932 г. в г. Добруш Гомельской области БССР. Пережив со своей семьей оккупацию во время Великой Отечественной войны, после окончания школы рабочей молодежи поступила в Новочеркасский геолого-разведочный техникум на отделение гидрогеологии и инженерной геологии. В 1954 г. Тамара Петровна поступила в Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова на геологический факультет, который окончила в 1959 г. В этом же году она была направлена на работу в Камчатскую геолого-геофизическую Обсерваторию АН СССР. К моменту прибытия на Камчатку Тамара Петровна уже была высококвалифицированным специалистом-гидрогеологом, сразу

стала работать много и продуктивно, проводя полевые сезоны на Южной, Восточной Камчатке и на Курилах. Она работала на Налычевских, Ходуткинских, Жировских гидротермах, Киреунских и Двухюрточных источниках, участвовала в открытии термальных источников в районе Мутновского вулкана, занималась исследованиями Паужетского месторождения термальных вод. Особенно следует отметить исследования Т.П. Кирсановой на Шапинских гидротермах и на фумароле вулкана Кизимен. Также она принимала активное участие в исследовании вулканов Шивелуч, Безымянный, Ключевской, Кизимен, Мутновский. Первой среди женщин-вулканологов Тамара Петровна спускалась в Активную воронку Мутновского вулкана и поднималась к мощной ревущей фумароле вулкана Кизимен. В честь Т.П. Кирсановой названа одна из форм в Активной воронке – Тамарин гребень. Результатами научной работы Т.П. Кирсановой являются множество статей, блестящие многотомные научные отчеты, а также соавторство в книге “Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях”. С 1988 по 2007 гг. Т.П. Кирсанова бессменно проработала ведущим редактором журнала “Вулканология и сейсмология”. Она также входила в состав редколлегии журнала “Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле” и сборника “Ротационные проблемы в геологии и геофизике”. Тамара Петровна была прекрасным ученым и грамотным редактором научного журнала.

Коллеги и друзья запомнят Тамару Петровну Кирсанову как отзывчивую и доброжелательную, умную и целеустремленную, настоящего профессионала.

*Редколлегия журнала  
“Вулканология и сейсмология”,  
Сотрудники Института вулканологии  
и сейсмологии ДВО РАН*