

ISSN 0203-0306

Номер 5

Сентябрь–Октябрь 2024



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2024

Эпитермальная Ag–Au минерализация Тэлэвеемского вулcano-купольного поднятия (Центральная Чукотка) <i>А. В. Волков, Н. Е. Савва, А. Г. Пилицын, А. В. Григорьева, А. В. Ефимов, А. Л. Галямов</i>	3
Эруптивные продукты извержения вулкана Безымянный 7 апреля 2023 года <i>В. О. Давыдова, Р. А. Кузнецов, О. В. Дирксен, Д. В. Мельников, А. Б. Ермолинский, В. О. Япаскурт</i>	17
Оценка опасности цунами для побережья Октябрьской косы (Западная Камчатка) по результатам численного моделирования <i>В. К. Гусяков, С. А. Бейзель, О. И. Гусев, А. В. Ландер, Д. В. Чебров, Л. Б. Чубаров</i>	33
Выделение зон возможных очагов землетрясений в областях новейшего тектогенеза на основе геолого-геоморфологических факторов и инструментов нечеткой логики (на примере Большого Кавказа) <i>А. Л. Собисевич, Г. М. Стеблов, А. О. Агibalов, И. М. Алёшин, Г. Р. Балашов, А. Д. Кондратов, В. М. Макеев, В. П. Передерин, Ф. В. Передерин, Н. К. Розенберг, А. А. Сенцов, К. И. Холодков, К. В. Фадеева</i>	53
Геодинамическая специфика формирования ультракалийевых игнимбритов Армении <i>А. М. Курчавов</i>	67
Морфология и тектоника западной ветви рифтов Исландии <i>В. А. Боголюбский, Е. П. Дубинин, А. А. Лукашов</i>	76
Памяти заместителя Главного редактора журнала “Вулканология и сейсмология” академика РАН Евгения Ильича Гордеева	95

CONTENTS

No. 5, 2024

Epithermal Ag–Au Mineralization of the Televeem Volcanic Uplift (Central Chukotka) <i>A. V. Volkov, N. E. Savva, A. G. Pilitsyn, A. V. Grigorieva, A. V. Efimov, A. L. Galyamov</i>	3
Eruptive Products from the Bezymianny Volcano Eruption on April 7, 2023 <i>V. O. Davydova, R. A. Kuznetsov, O. V. Dirksen, D. V. Melnikov, A. B. Ermolinsky, V. O. Yapaskurt</i>	17
Assessment of Tsunami Hazard for the Coast of the Oktyabrsky Spit (Western Kamchatka) Based on the Results of Numerical Modeling <i>V. K. Gusiakov, S. A. Beizel, O. I. Gusev, A. V. Lander, D. V. Chebrov, L. B. Chubarov</i>	33
Identifying Zones of Possible Earthquake Focus in Areas of Newest Tectogenesis Based on Geological-geomorphological Factors and Fuzzy Logic Tools (on the Example of the Greater Caucasus) <i>A. L. Sobisevich, G. M. Steblov, A. O. Agibalov, I. M. Aleshin, G. R. Balashov, A. D. Kondratov, V. M. Makeev, V. P. Perederin, F. V. Perederin, N. K. Rozenberg, A. A. Sentsov, K. I. Kholodkov, K. V. Fadeeva</i>	53
Geodynamic Specifics in the Formation of Ultra-Potassium Ignimbrites in Armenia <i>A. M. Kurchavov</i>	67
Morphology and Tectonics of Icelandic Rifts Western Branch <i>V. A. Bogoliubskii, E. P. Dubinin, A. A. Lukashov</i>	76
In Memory of the Deputy Editor-in-Chief of the Journal Volcanology and Seismology Academician of the Russian Academy of Sciences Evgeny Ilyich Gordeev	95

УДК 551.441.(571.65)

ЭПИТЕРМАЛЬНАЯ Ag–Au МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТЭЛЭВЕЕМСКОГО ВУЛКАНО-КУПОЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

© 2024 г. А. В. Волков^{а, *}, Н. Е. Савва^б, А. Г. Пилицын^с, А. В. Григорьева^а,
А. В. Ефимов^д, А. Л. Галямов^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н. А. Шило ДВО РАН, ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

^сИнститут минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов,
ул. Вересаева, 15, Москва, 121357 Россия

^дООО “Терра Инвест”,
дер. Кривцово, За, Солнечногорск, Московская обл., 141554 Россия
*e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 08.04.2024 г.

После доработки 17.04.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

В статье рассмотрены геологические и минералого-геохимические особенности Au–Ag эпитеpмальной минерализации Тэлэвеемского вулканопольного поднятия (ВКП), осложняющего Верхне-Пыкарваамскую вулканотектоническую депрессию (ВТД), Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Структура рудопроявления обусловлена его локализацией в пределах одноименного ВКП. Главная жильная зона рудопроявления Тэлэвеем, шириной до 500 м, протягивается в меридиональном направлении на 2.5 км. По простиранию ГЖЗ кулисообразные сближенные кварц-адуляровые жилы последовательно сменяются зонами тонкого прожилкования и брекчирования во вторичных кварцитах и аргиллизитах. Содержание золота в этих образованиях варьирует от 1.4 до 17.3 г/т, серебра – от 7.6 до 144.6 г/т. В рудах широко развиты брекчиевая, каркасно-пластинчатая, жеодовая и тонко-прожилковая текстуры. Главные рудные минералы: пирит, арсенопирит, акантит, блеклые руды ряда фрейбергит–тетраэдрит, стефанит, полибазит, низкопробное самородное золото (пробность варьирует – 249–532‰), титанит. Количество рудных минералов в жилах обычно не превышает 0.5%, в редких случаях достигает 3%. По минералогическим данным, рудопроявление может быть отнесено к слабо- или средне-эродированным. Слабая эродированность позволяет предположить высокую вероятность выявления не выходящих на поверхность рудных тел.

Ключевые слова: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Центральная Чукотка, вулканопольное поднятие, Тэлэвеемское рудопроявление, вторичные кварциты, кварц-адуляровые жилы, текстуры, эпитеpмальная минерализация, золото, серебро

DOI: 10.31857/S0203030624050017, EDN: HNNLQU

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в связи со значительным сокращением добычи золота и серебра из богатых руд эпитеpмальных месторождений Купол, Двойное и Валунистое, в Чукотском автономном округе остро стоит вопрос воспроизводства запасов этих металлов. К потенциально перспективным,

в этом плане относится Тэлэвеемское рудное поле (Центральная Чукотка). Рабочей группой ФГУП ЦНИГРИ (протокол № 9 от 30 сентября 2009 г.) было 18 рекомендовано принять для Осиновской перспективной площади оценку прогнозных ресурсов категории РЗ в количестве 46 т золота и 320 т серебра. Кроме того, экономический интерес к этому объекту обусловлен близостью

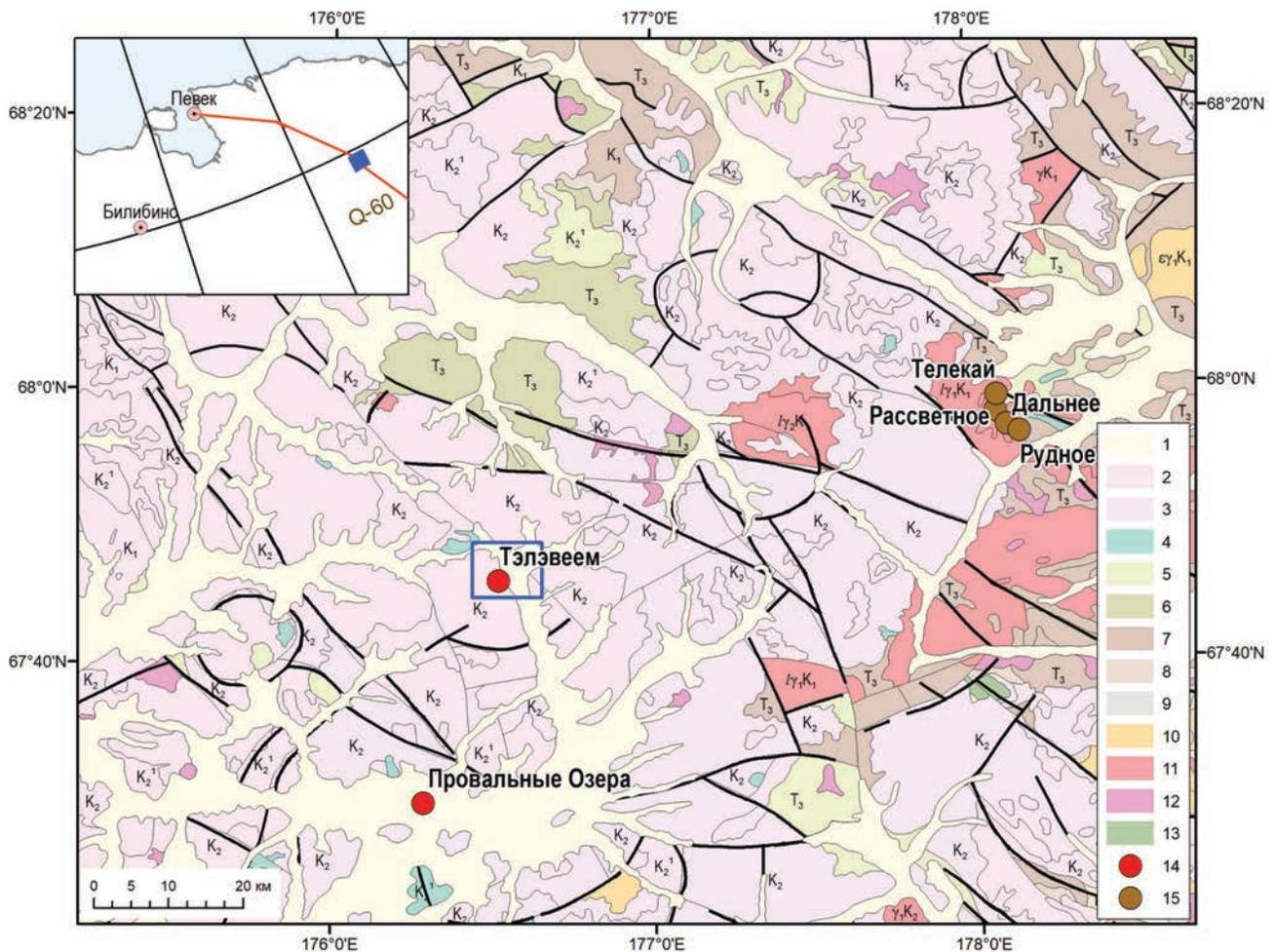


Рис. 1. Положение Тэлвеевского рудного поля в региональных структурах Центральной Чукотки, на основе [Государственная геологическая карта..., 2016].

1–13 – формации: 1 – четвертичные отложения, 2 – риолиты, 3 – дациты, 4 – андезиты, 5 – базальты, 6 – туфы, 7 – песчаники, 8 – алевриты и аргиллиты, 9 – метаморфические породы, 10 – граносиениты, 11 – граниты, 12 – диориты, 13 – габбро; 14, 15 – рудопроявления золотосеребряные (14) и оловорудные (15).

последнего к грунтовой автодороге Певек – Эгвекино́т, расстояние до порта Певек – 451 км (рис. 1, врезка), до рудника Валунистый – 250 км, до порта Эгвекино́т – 450 км.

Тэлвеевское рудное поле было выявлено при проведении геолого-съёмочных работ 1:200000 масштаба Осиновским ГСО Чаунской ГРЭ (1972–1975) под руководством В.Г. Желтовского (1976ф)¹, изучение продолжено Верхне-Осиновским ГСО, проводившим геолого-съёмочные работы 1:50000 масштаба (1993–1994).

В 2011–2013 гг. Чаунским ГПП проведены поисковые работы на золото и серебро в пределах Осиновской перспективной площади

¹ Неопубликованный отчет, находящийся в ФГБУ “Росгеолфонд”.

(Черепанова И.Ю., 2013ф)². В границах Тэлвеевского рудного поля, кроме рудопроявления Тэлвеев, были выделены еще 3 поисковых участка: Условный, Северный и Восточный (рис. 2). На рудопроявлении Тэлвеев были установлены рудные тела с промышленными содержаниями золота и серебра.

В 2020 г. в пределах рудного поля сотрудниками ИМГРЭ по договору с ООО “Терра-Инвест” (владельцем лицензии) проведена геохимическая съёмка масштаба 1:10000, направленная на поиски новых рудных тел. В ходе этих работ собрана коллекция образцов для минералого-геохимических исследований руд.

² Неопубликованный отчет, находящийся в ФГБУ “Росгеолфонд”.

В 2022–2023 гг. образцы руд были изучены в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с применением современных методов анализа минерального вещества. Кроме того, авторами были проанализированы и обобщены данные предшественников по геологии и металлогении рудного района. В настоящей статье обсуждаются результаты этих исследований.

Обобщенная информация по геологии и вещественному составу Au–Ag минерализации Тэлэвеемского рудного поля приведена в монографии [Волков и др., 2006].

Главная цель настоящей статьи – анализ новых данных по геологии и вещественному составу рудопоявления Тэлэвеем, определение генетической принадлежности эпиптермальной минерализации; выделение на этой основе новых и уточнении известных критериев оценки промышленной значимости этого рудопоявления. Следует отметить, что в данной работе впервые приведены результаты электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа рудных минералов этого рудопоявления.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проведены в лаборатории геологии рудных месторождений и аналитическом центре коллективного пользования ИГЕМ РАН.

Оптическая микроскопия шлифов и аншлифов руд проводилась с использованием микроскопа Nikon Polarizing ECLIPSE 50i POL в проходящем и отраженном свете. Диагностика рудных минералов выполнена на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) в отраженных электронах (BSE COMPO), отображающих контраст в зависимости от среднего атомного номера элемента (аналитик Л.А. Иванова). Пространственное разрешение изображений в режиме регистрации отраженных электронов составляет порядка 400 Å. Электронный микроскоп оснащен энергодисперсионным аналитическим спектрометром INCA-Energy 450 (Великобритания), который позволяет проводить качественный и полуквантитативный анализ с рельефных образцов, и количественный анализ с полированных образцов. Возможно определение всех элементов

тяжелее С (исключая N) в точке с локальностью от 7 мкм для легкой матрицы и до 1 мкм для матрицы с большим средним атомным номером, а также проводить количественный анализ по площади образца.

Химический состав рудных минералов определялся на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 JEOL в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 с, на примесные – 20 с. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с помощью программы фирмы JEOL (аналитик В.И. Таскаев).

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Тэлэвеемское вулcano-купольное поднятие (ВКП), осложняющее Верхне-Пыкарваамскую вулканотектоническую депрессию (ВТД) расположено в Центральном-Чукотском секторе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) (см. рис. 1). ВКП находится в узле пересечения трех крупных разломов, отчетливо выделяющихся по геофизическим данным – Пыкарваамского, Верхне-Анадырского и Чанталского, широтного, северо-восточного и север–северо-западного простирания (Черепанова И.Ю., 2013ф)². Разломы субмеридиональной и северо-восточной ориентировки контролируют размещение жильно-прожилковых зон с золотосеребряной минерализацией.

ВКП имеет эллипсовидную форму (15 км по длинной оси и 6 км по короткой) и характеризуется преимущественно периклинальным залеганием вулканитов с углами падения до 15°. Центральную часть эллипса, заключенную между дугowymi разломами, выгнутыми внутрь структуры, занимает Тэлэвеемское рудное поле. Дуговые разломы образуют структурную ловушку – благоприятную для проникновения гидротермальных растворов.

В строении ВКП принимают участие отложения средней подтолщи гайманенской толщи и комагматичные им субвулканические образования (см. рис. 2). Фундамент представлен дислоцированными морскими норийскими

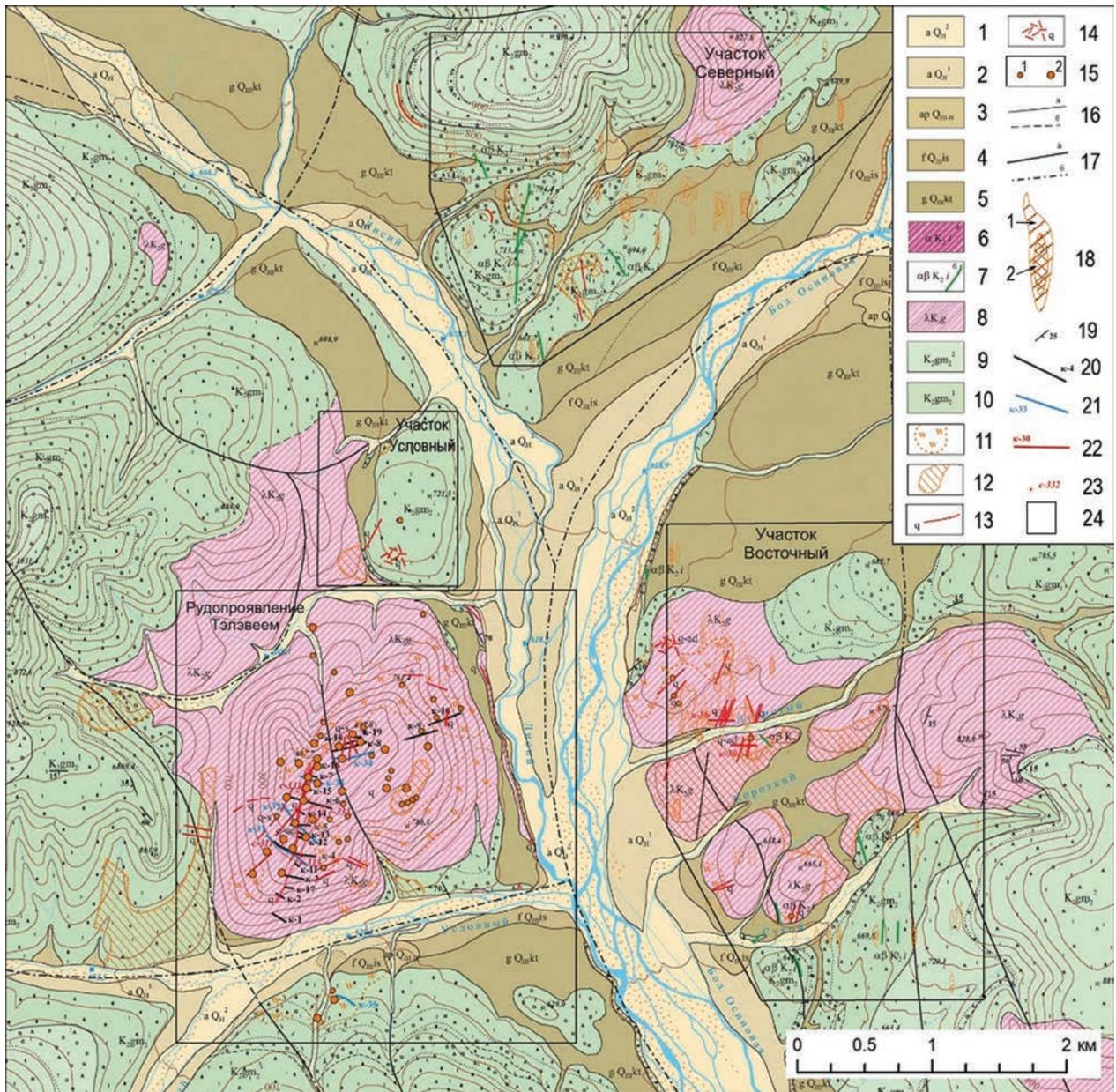


Рис. 2. Геологическая карта Тэлвеемского рудного поля, составлена на основе материалов (Черепанова И.Ю., 2013ф)².

1 – русловые галечники с гравием, валунами, песком, суглинком и торфом (до 2 м); 2 – аллювиальные галечники с гравием, валунами, песком, суглинком и торфом (до 3 м); 3 – неоплейстоцен-голоцен, аллювиально-пролювиальные глыбы, щебень с примесью песка и суглинков, делювиально-солифлюкционные (ds) супеси, суглинки с дресвой и щебнем (1–7 м); 4 – четвертая ступень, искатеньский горизонт, флювиогляциальные галечники, гравий, пески (3–5, редко до 10 м); 5 – вторая ступень, гляциальные глыбки с валунами, щебнем, галькой, песком и суглинком, флювиогляциальные (f) галечники с песком и редкими валунами (4–5, редко до 20 м); 6, 7 – Ичуевский комплекс лампрофиров, сиенит-порфиров, риолитов гипабиссальный: 6 – мелкие штоки андезитов, 7 – дайки андезибазальтов; 8 – Гайманенский комплекс андезит-риодацитовый, тела риолитов и риодацитов, и их кластолавы; 9, 10 – гайманенская толща, средняя подтолща: 9 – верхняя пачка, игнимбриты риолитов, риодацитов, трахириодацитов, трахидацитов с горизонтами латитов, андезитов, дацитов (более 650 м), 10 – нижняя пачка, туфы, игнимбриты риолитов, риодацитов, реже лавы, горизонты туффитов (300–550 м); 11, 12 – площадные тела: 11 – полнопроявленные вторичных кварцитов, 12 – поля развития аргиллизитов и ожелезнения; 13, 14 – жилы: 13 – кварцевые, кварц-адуляровые (q-ad), кварц-сульфидные (q-s); 14 – развалы кварцевых и кварц-адуляровых (q-ad) жил; 15 – пункты минерализации с содержаниями золота (1 – 1–10 г/т, 2 – 10–405 г/т); 16 – геологические границы между разновозрастными геологическими образованиями (a – достоверные, б – предполагаемые); 17 – зоны интенсивной трещиноватости (a – достоверные, б – скрытые под четвертичными образованиями); 18 – геохимические аномалии золота с содержаниями (1 – 14.5–36.0 мг/т, 2 – 36.0–3600.0 мг/т); 19 – элементы залегания флюиальности, слоистости; 20 – канавы предшествующих и их номера; 21 – канавы, пройденные в 2012 г., и их номера; 22 – канавы, пройденные в 2013 г., и их номера; 23 – скважины, пробуренные в 2013 г., и их номера; 24 – поисковые участки.

алевролитами. Изотопное датирование K–Ar методом игнимбритов риолитов средне-гайманенской подтолщи показало 87 млн лет, что соответствует поздне меловому (турон–сантон) возрасту [Исаева и др., 2016].

По периферии ВКП развиты неизменные породы. Центральную часть ВКП, площадью около 25 км², занимают вторичные кварциты. По направлению к центру поднятия в последних появляются и нарастают признаки гидротермальных изменений: окварцевание, ожелезнение, частично пиритизация и каолинизация.

Средне-гайманенская подтолща (K₂ gm₂) сложена тонкослоистыми туфоигнимбритовыми разностями с горизонтами лав субщелочных риодацитов и риолитов, имеющих туфо-туффитовые горизонты в основании отдельных пачек. Породы согласно залегают на образованиях берложьинской толщи (K₂ br) и согласно перекрываются отложениями верхней подтолщи (K₂ gm₃). Для средней подтолщи типичны сравнительно маломощные (1 м – первые 10 м) горизонты слабо спекшихся пирокластических образований с линзовидными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью от 0.5 м до десятков метров (чаще 3–7 м). Породы отчетливо стратифицированы. В составе подтолщи на изученной территории выделены две пачки, в пределах лицензионной площади представлена нижняя пачка.

Нижняя пачка среднегайманенской подтолщи (K₂ gm₂₁) имеет сложное линзовидное строение. Характерной чертой пачки является наличие в нижней части риолитов и игнимбритов “крупновкрапленникового” облика, а выше тонкофлюидальных риолитов, риодацитов. Мощность горизонта “крупновкрапленниковых” риолитов варьирует от первых метров до 200 м. Тонкофлюидальные разности составляют основной объем нижней пачки средней подтолщи и развиты в центральной части рудного поля. Встречаются единичные горизонты лавобрекчий с обилием обломков (размер обломков от 1–2 см до 10–15 см). Общая мощность разреза до 250 м.

Субвулканические гайманенские образования ВКП имеют существенно риолитовый состав и представлены куполовидными или субпластовыми телами с площадью выхода до 8–20 км². Они представлены разнообразными

по текстурно-структурным особенностям породами от массивных порфировых риолитов с вкрапленниками кварца, полевого шпата и фельзитовой основной массой до тонкофлюидальных и пузырчатых риолитов, риодацитов, сферолитовых разностей, литокристаллокластических игнимбритов риодацитов. Часто отмечается наличие брекчиевидных текстур.

Поздне меловые интрузивные образования слабо распространены и представлены в ВКП ичувеемским комплексом малых интрузий – дайками андезитов и андезибазальтов. Они прорывают практически все вулканогенные образования района. Небольшие (до 1 м мощностью и 100–200 м протяженностью) дайки распространены на рудном поле довольно хаотично. Наибольшим распространением пользуются дайки, типичных андезитов с порфировой структурой, реже встречаются андезибазальты равномернозернистой пойкилитовой структуры.

В центральной части ВКП вулканы метасоматически изменены до вторичных кварцитов, кварц-адуляровых метасоматитов и аргиллизитов (рис. 3а). Высокая степень изменения вулкаников в значительной мере затрудняет их диагностику, а также определение характера взаимоотношений между их разностями.

Рудопроявление Тэлэвеем расположено на левом борту руч. Условный, в 2 км от его впадения в р. Большая Осиновая (см. рис. 2). В геологическом строении рудопроявления принимают участие преимущественно риолиты и риодациты, слагающие довольно крупное субвулканическое тело – Тэлэвеемский субвулкан (площадью 8 км²), вытянутый в широтном направлении, и в меньшей степени – покровные разности среднегайманенской подтолщи (см. рис. 2). По структурным особенностям в пределах субвулканического тела выделяются порфировые массивные, флюидальные и флюидально-очковые, сферолитовые, лавобрекчиевые разности субвулканических пород (Черепанова И.Ю., 2013ф)².

Главная жильная зона (ГЖЗ) рудопроявления, шириной 200–500 м, протягивается в меридиональном направлении на 2.5 км, в центральной части субвулканического тела (см. рис. 2). По простирацию ГЖЗ кулисообразные сближенные кварц-адуляровые жилы последовательно

сменяются зонами тонкого прожилкования и брекчирования вторичных кварцитах и аргиллизитах (Черепанова И.Ю., 2013ф)². Возраст рудной минерализации, судя по геологическим данным, позднемеловой. Кварцевые брекчии в ГЖЗ обычно не имеют четких ограничений и постепенно переходят в тонкое прожилкование и трещиноватые метасоматиты. Простираение зон брекчий разнообразное, но чаще они вытянуты в север-северо-восточном направлении. Ширина зон достигает 50–80 м, чаще – 10–20 м. В брекчиях иногда встречаются участки с обильной тонко-распыленной вкрапленностью арсенопирита, как в обломках, так и в кварцевом цементе.

Протяженность выявленных в ГЖЗ отдельных рудных тел – от 300 до 650 м, мощность – от 1.0 до 4.0 м, содержание золота в бороздовых пробах варьирует от 1.4 до 17.3 г/т, серебра – от 7.6 до 144.6 г/т. Высокие содержания золота (до 156.7 г/т) и серебра (до 4876.7) г/т в штуфных пробах свидетельствует о наличии рудных столбов (бонанц).

ТЕКСТУРЫ РУД

В рудах установлено широкое развитие брекчиевой, каркасно-пластинчатой, друзовидной, колломорфной и тонко-прожилковой текстур (см. рис. 3) – типичных для близповерхностного эпитермального рудообразования [Сидоров, 1978]. В жилах преобладают каркасно-пластинчатая, друзовая и колломорфная текстуры (см. рис. 3б, 3в).

Тонко-прожилковая и массивная текстуры (см. рис. 3а) характерны для кварц-адуляровых метасоматитов ГЖЗ. Кроме того, эти породы часто брекчированы и представляют собой окварцованные брекчии (см. рис. 3г), состоящие из остроугольных, реже округлых обломков кварцита и аргиллизита, сцементированных мелкозернистым кварцем. Соотношение цемента к обломкам 1:3. В брекчиях отмечаются редкие аргиллизированные реликты порфирировых вкрапленников полевого шпата, пятнистые скопления гидрослюды. Кварц цемента – мелкозернистый, аллотриоморфнозернистый.

Каркасно-пластинчатая текстура обусловлена присутствием ориентированных субпараллельных удлиненных пластинчатых агрегатов кварца, повернутых относительно друг друга

под углом 30° или 60°, которые образуют каркасы с вытянутыми ячейками в форме трех- или четырехугольников (см. рис. 3в). Между повернутыми блоками пластин часто имеются полигональные пустоты. От стенок каркасов внутрь полигональных пустот нарастают новообразованные кристаллы кварца. В строении каркасов могут принимать участие и другие жильные минералы. Каркасно-пластинчатые текстуры содержат вкрапленную рудную минерализацию.

Друзовидная текстура. В небольших пустотах на фоне каркасно-пластинчатой текстуры развиваются мелкие друзы кварца (см. рис. 3в). Осевые части жил иногда занимают прожилки друзовидного аметиста, мощностью до 6 см. Редко аметистовые прожилки фиксируются непосредственно в метасоматитах. Друзовидная текстура наблюдается среди каркасно-пластинчатого агрегата при заполнении полигональных пустот, в местах сочленения прожилков, в центре симметрично-полосчатых образований (см. рис. 3в). На заключительных этапах рудообразующего процесса, на стенках пустот отлагаются хорошо образованные кристаллы кварца (см. рис. 3в), аметиста, а нередко и рудные минералы (блеклая руда, акантит).

Колломорфная текстура. Ранний мелкозернистый и криптокристаллический кварц в жилах, иногда халцедоновидный с участками зарождения крупнозернистого перистого кварца (см. рис. 3б), сменяется более крупными пластинчато-каркасными индивидами. Такая текстура характерна для халцедоновидных агрегатов (см. рис. 3б). Под микроскопом халцедон в колломорфной окантовке часто имеет микроволокнистую структуру с острыми входящими углами между соседними контактирующими сфероидами.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

По данным изучения полированных шлифов, в пределах ГЖЗ выделены кварц-адуляровые метасоматиты (см. рис. 3а), которые содержат тонкие сульфидные прожилки и вкрапленность, представленную марказитом и арсенопиритом (рис. 4а, 4б). Кварц-адуляровый метасоматит – это порода, в которой кварц (80–85%) – мелко-среднезернистый молочно-белый, а адуляр (до 15%) – белый

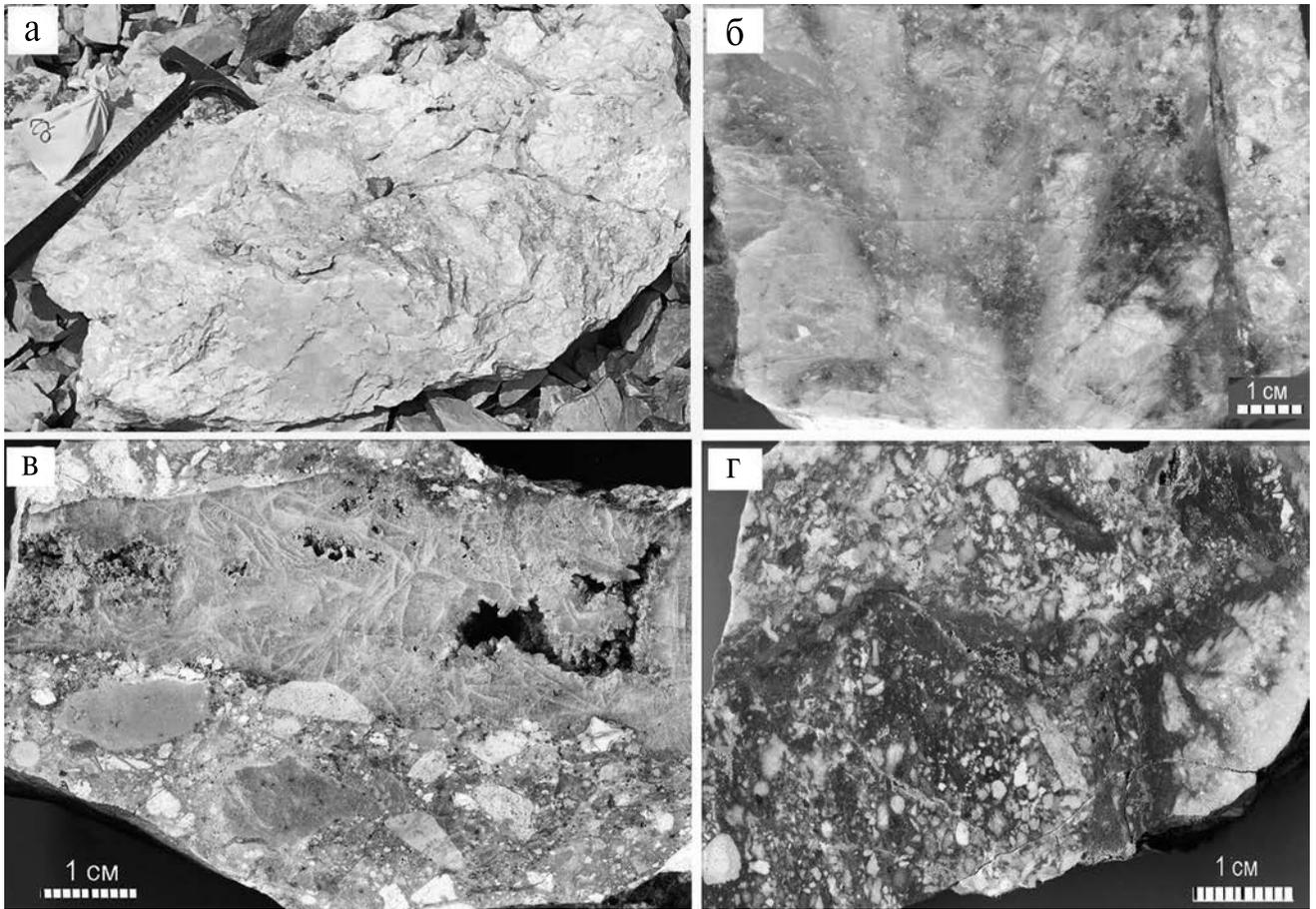


Рис. 3. Текстуры руд рудопроявления Тэлэвеем.

а – тонко-прожилковая текстуры вторичных кварцитов; б – колломорфная текстура халцедоновидного кварца; в – адуляр-кварцевая жила с друзовидной и каркасно-пластинчатой текстурами; г – кварцевая брекчия (кварц цементирует окварцованные обломки игнимбритов, риолитов, туфов и туфоалевролитов).

мелкозернистый, слагает полосы 1–2 мм, а также выделяется в виде редких мелких кристаллов. Марказит образует вытянутые (до 1.5 мм) цепочки мелких кристаллических агрегатов размером от 0.1 до 0.3 мм (см. рис. 4а). Арсенипирит нарастает на марказитовые цепочки в виде идиоморфных ромбовидных и игольчатых выделений (см. рис. 4б).

В некоторых образцах кварц-адуляровых метасоматитов достаточно часто встречается титанит, который в ряде случаев нарастает и пересекает арсенипирит (см. рис. 4г). В брекчированных метасоматитах – в халцедоновидном цементе наблюдается вкрапленность фрамбоидального пирита (см. рис. 4е). Кроме того, установлены арсенипирит-пиритовые агрегаты, сцементированные кварцем (см. рис. 4ж).

В продуктивных кварцевых жилах ГЖЗ рудные минералы приурочены к зальбандам,

где они образуют скопления и вкрапленность темно-серого цвета, распределение которых весьма неравномерно. Часто как в кварцевых жилах, так и прожилках, особенно с каркасно-пластинчатой текстурой кварца, наблюдается тонкораспыленная вкрапленность рудных минералов, которая представляет собой многочисленные включения сульфидов и сульфосолей серебра, а также низкопробного самородного золота.

Пирит – гипидиоморфный, имеет квадратные и прямоугольные очертания кристаллов 0.2–0.6 мм. Срастается с арсенипиритом и сульфосолями серебра. Пирит образует скопления кристаллов во вмещающей породе (рис. 5е, 5е₁) и сростки с блеклыми рудами (см. рис. 5ж). Иногда образует мелкие включения в полибазите (рис. 6в). Крупные кристаллы пирита (более 100 мкм) содержат множественные

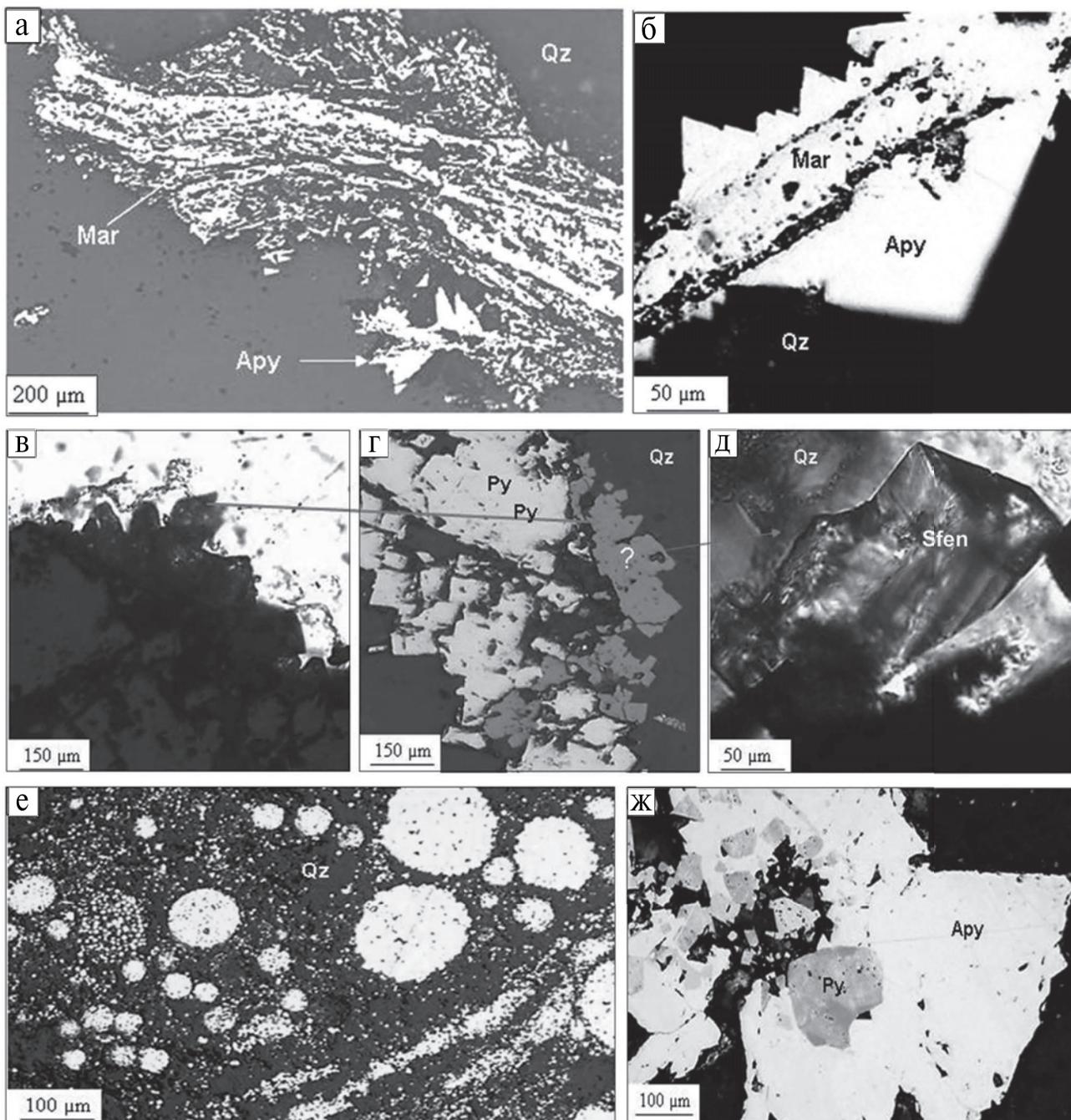


Рис. 4. Фотографии рудной минерализации во вторичных кварцитах (аншлифы).

а, б – арсенопирит-марказитовые минеральные агрегаты в кварце; в – без анализатора – кристаллы анатаза (?) в сростании с пиритом (светлое кварц); г – пирит в сростании с анатазом (?), в отраженном свете; д – кристалл прозрачного титанита (сфен), с большим увеличением; е – фрамбоидальный пирит в кварцевом цементе брекчии; ж – сростание арсенопирита с гипидиоморфнозернистым пиритом.

тонкозернистые включения Se-содержащего акантита (см. рис. 5е, 5е₁).

Арсенопирит – наиболее распространенный минерал среди вкрапленников. Слагает длиннопризматические, ромбовидные и игольчатые кристаллы и их сростки размером 0.1–0.7 мм

(см. рис. 4а–4в, 4ж). Образует сложные сростания со сфалеритом и пиритом (см. рис. 6а, 6б). Арсенопирит присутствует в виде крупных (0.15–0.20 мм) кристаллов и кристаллических агрегатов во вмещающей породе (см. рис. 5г, 5г₁, 5д). Кристаллы арсенопирита имеют неоднородный

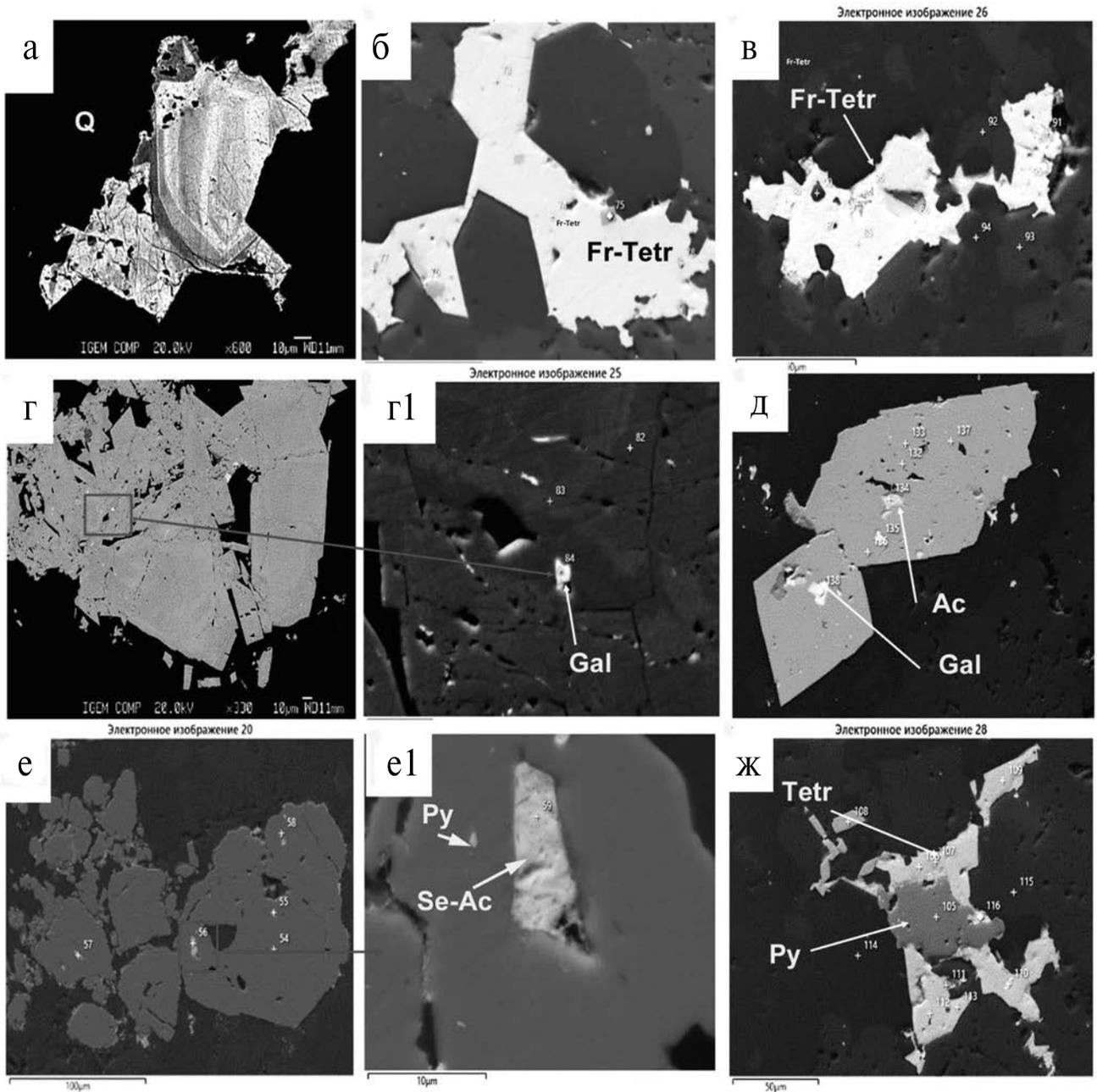


Рис. 5. Формы нахождения рудных минералов в кварц-адуляровой жиле. а–в – сульфоантимониты серебра и меди в кварц-полевошпатовой матрице; г, г₁, д – зональный арсенопирит с включениями галенита и акантита; е, е₁ – пирит (Py) с множественными включениями акантита, обогащенного селеном (Se–Ac); ж – сросток пирита с сульфосолями. Изображение в отраженных электронах.

химический состав, в них выделяются участки (более светлые), которые обогащены сурьмой (табл. 1). В арсенопирите присутствуют тонкозернистые включения галенита, акантита и фрейбергита (см. рис. 5г, 5г₁, 5д).

Сфалерит – редко встречающийся в сростании с арсенопиритом, содержит очень мелкую эмульсионную вкрапленность халькопирита.

Блеклые руды представлены минералами ряда *фрейбергит–тетраэдрит* (см. рис. 5а–5в): они образуют кристаллические сростания и/или ксеноморфные выделения во вмещающей породе (кварц-полевошпатовых агрегатах) размерами 0.1–0.15 мм и представляют собой смеси сульфидов, сульфоарсенидов и сульфоантимонитов Ag,Cu,Zn,Fe. Выделения блеклых руд

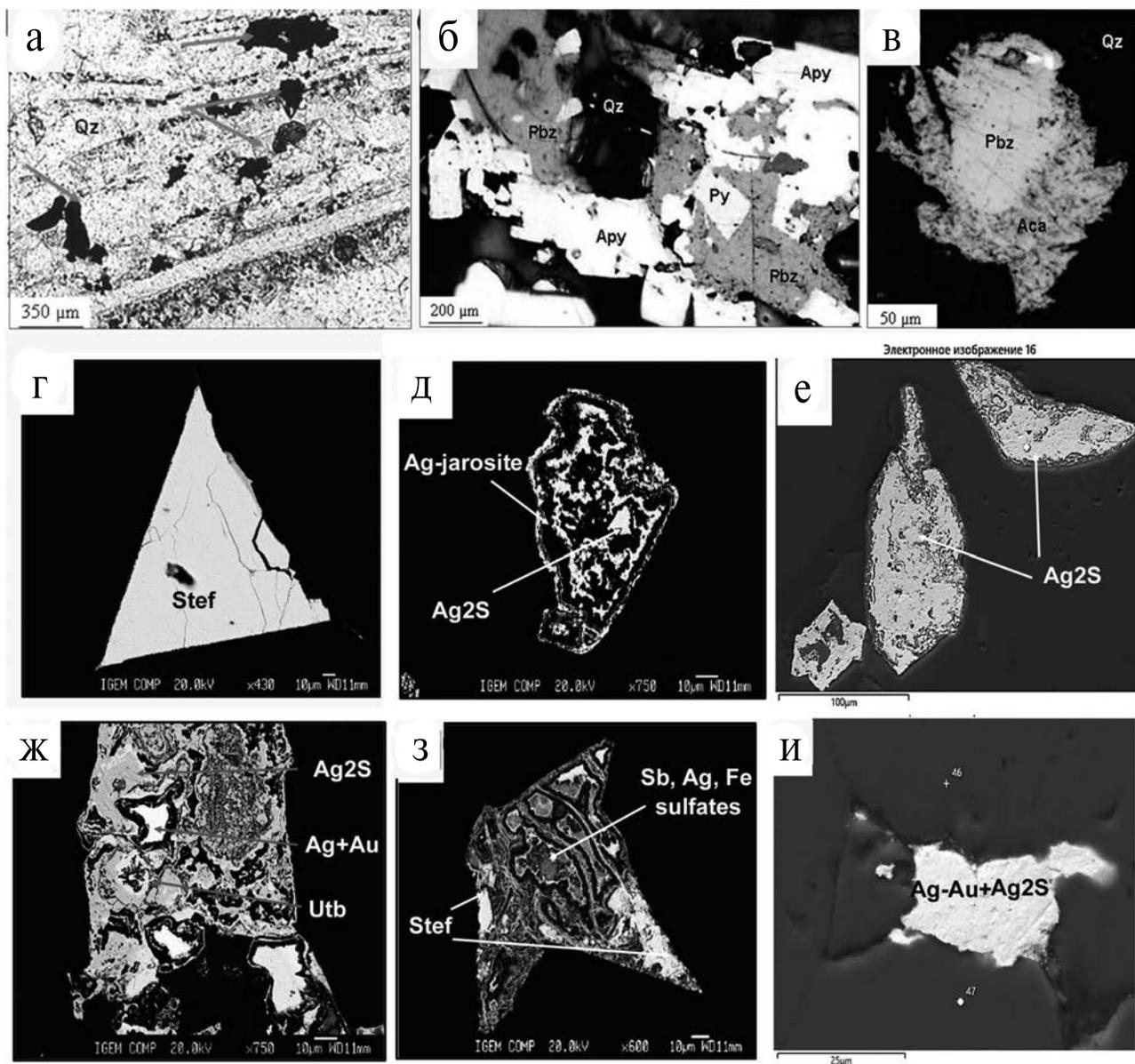


Рис. 6. Рудные минералы кварц-адуляровых жил рудопроявления Тэлэвеем.

а – выделения минералов Ag (черные в проходящем свете), приуроченные к пластинчатому агрегату кварца; б – сложные сростания пирита, арсенопирита и полибазита; в – кайма акантита вокруг выделения полибазита; г – идиоморфный кристалл стеванита ($\text{Stef}=\text{Ag}_5\text{Sb}_4$); д, е – акантит ($\text{Ac}=\text{Ag}_2\text{S}$); ж – сростание акантита с низкопробным золотом ($\text{Au}-\text{Ag}$) Ютенбогаардитом ($\text{Utb}=\text{Ag}_3\text{Au}_2$); з – кристалл стеванита, замещающийся сульфатами Sb, Ag, Fe (Sb-Ag-ярозит); и – тонкие сростания низкопробного золота с акантитом в кварце.

имеют зональное строение (см. рис. 5а) – более светлые зоны обогащены серебром (см. табл. 1).

Акантит (Ag_2S) образует редкие ксеноморфные выделения в кварце, имеет рыхлую структуру (возможно, гипергенный). Он образует крупные ксеноморфные выделения во вмещающей породе, в разной степени замещающиеся сульфатами серебра и железа (аргенто-ярозит, см. рис. 6д). Кроме того, акантит образует комплексные агрегаты с самородным низкопробным золотом

и Ютенбогаардитом (см. рис. 6ж); встречается в виде мелких включений в полибазите (см. рис. 6е).

Низкопробное самородное золото встречается в виде тончайших частиц, которые прорастают в акантите и образует островки, окаймленные сульфатами серебра (см. рис. 6ж). Также подобные агрегаты отмечены в виде очаговых обособлений в кварце (см. рис. 6и). Размеры частиц менее 0.1 мм (см. рис. 6ж, 6и). Пробность золота варьирует от 249 до 532 (см. табл. 1).

Таблица 1. Химический состав рудных минералов месторождения Тэлэвеем, мас. %

Sb	Se	S	Ag	As	Pb	Cu	Fe	Zn	Формулы
Блеклые руды ряда фрейбергит–тетраэдрит									
27.20	0.05	21.16	30.13	0.06	0.06	15.89	3.91	2.42	$(Ag_{5.32}Cu_{4.76}Fe_{1.34}Zn_{0.70}Pb_{0.01})_{12.12}(Sb_{4.26}As_{0.01})_{4.27}(S_{12.58}Se_{0.01})_{12.59}$
26.74	0.03	20.76	31.47	0.07	0.02	14.55	3.81	2.31	$(Ag_{5.67}Cu_{4.45}Fe_{1.33}Zn_{0.69})_{12.14}(Sb_{4.27}As_{0.02})_{4.29}(S_{12.58}Se_{0.01})_{12.59}$
25.54	0.01	20.92	31.15	0.10	0.06	15.79	2.84	3.44	$(Ag_{5.56}Cu_{4.79}Zn_{1.01}Fe_{0.98}Pb_{0.01})_{12.35}(Sb_{4.04}As_{0.02})_{4.06}S_{12.58}$
24.92	0.03	20.74	30.50	0.41	0.03	16.55	2.72	3.69	$(Ag_{5.45}Cu_{5.02}Zn_{1.08}Fe_{0.94})_{12.49}(Sb_{3.94}As_{0.11})_{4.05}S_{12.46}$
24.10	0.02	22.34	25.44	1.51	0.09	20.01	3.23	3.13	$(Ag_{4.35}Cu_{5.81}Zn_{0.88}Fe_{1.07}Pb_{0.01})_{12.12}(Sb_{3.65}As_{0.37})_{4.02}S_{12.86}$
24.84	0.02	21.02	32.39	0.88	0.04	15.21	2.45	3.76	$(Ag_{5.76}Cu_{4.59}Zn_{1.10}Fe_{0.84})_{12.29}(Sb_{3.91}As_{0.22})_{4.13}S_{12.58}$
21.52	0.00	21.20	24.49	2.15	0.16	14.64	9.16	2.80	$(Ag_{4.30}Cu_{4.36}Zn_{0.81}Fe_{3.10}Pb_{0.01})_{12.58}(Sb_{3.35}As)_{3.89}S_{12.52}$
26.65	–	20.1	28.14	–	–	18.16	3.42	3.53	$(Ag_{5.02}Cu_{5.50}Zn_{1.04}Fe_{1.18})_{12.74}Sb_{4.21}S_{12.06}$
26.63	–	20.77	28.75	–	–	17.03	3.58	2.72	$(Cu_{5.15}Ag_{5.13}Fe_{1.23}Zn_{0.80})_{12.31}Sb_{4.21}S_{12.47}$
25.9	–	19.97	32.4	–	–	14.95	3.13	3.64	$(Ag_{5.88}Cu_{4.60}Fe_{1.10}Zn_{1.09})_{12.67}Sb_{4.16}S_{12.18}$
26.24	–	20.68	27.22	–	–	18.43	3.31	3.25	$(Cu_{5.56}Ag_{4.84}Fe_{1.14}Zn_{0.95})_{12.49}Sb_{4.13}S_{12.37}$
25.8	–	19.97	29.45	–	–	17.13	3.32	3.5	$(Ag_{5.31}Cu_{5.25}Fe_{1.16}Zn_{1.04})_{12.76}Sb_{4.12}S_{12.12}$
25.91	–	19.78	33.36	–	–	14.23	3.36	3.36	$(Ag_{6.08}Cu_{4.40}Fe_{1.18}Zn_{1.01})_{12.84}Sb_{4.19}S_{12.67}$
Арсенопирит									
5.30	–	19.47	–	35.23	–	–	40.0	–	$Fe_{1.17}(As_{0.77}Sb_{0.08})_{0.85}S_{0.99}$
–	–	18.45	–	41.49	–	–	40.1	–	$Fe_{1.16}As_{0.89}S_{0.93}$
Акантит									
–	–	10.84	83.44	–	–	–	–	–	$Ag_{2.09}S_{0.91}$ (см. рис. 5д)
–	–	11.28	86.13	–	–	1.35	–	–	$(Ag_{2.04}Cu_{0.05})_{2.09}S_{0.90}$
–	3.18	12.55	83.94	–	–	–	2.69	–	$(Ag_{1.85}Fe_{0.11})_{1.96}(S_{0.93}Se_{0.10})_{1.03}$ (см. рис. 5е, 5е ₁)
–	0.02	14.36	72.48	–	–	–	0.36	–	$(Ag_{1.79}Fe_{0.02})_{1.81}S_{1.19}$
–	0.07	13.57	83.16	–	–	–	0.14	–	$(Ag_{1.94}Fe_{0.01})_{1.95}S_{1.06}$
–	0.05	14.57	80.26	–	–	–	1.58	–	$(Ag_{1.82}Fe_{0.07})_{1.89}S_{1.11}$
–	0.04	13.85	85.49	–	–	–	0.68	–	$(Ag_{1.92}Fe_{0.03})_{1.95}S_{1.05}$
Стефанит									
19.63	0.13	14.72	64.37	–	–	–	0.00	–	$Ag_{4.90}Sb_{1.32}(S_{3.77}Se_{0.01})_{3.78}$
17.36	0.11	12.66	67.78	–	–	–	0.00	–	$Ag_{5.38}Sb_{1.22}(S_{3.39}Se_{0.01})_{3.40}$
17.57	0.08	11.78	66.52	–	–	–	0.03	–	$Ag_{5.46}Sb_{1.28}(S_{3.25}Se_{0.01})_{3.26}$
16.89	0.05	15.73	66.74	–	–	–	0.26	–	$(Ag_{4.94}Fe_{0.04})_{4.98}Sb_{1.11}(S_{3.91}Se_{0.01})_{3.92}$
Низкопробное самородное золото									
Au	Ag	Cu	Fe	S					Формулы
53.25	44.88	0.01	0.21	1.31					$(Ag_{1.71}Au_{1.11}Fe_{0.01})_{2.83}S_{0.17}$
24.90	66.87	0.00	0.14	3.42					$(Ag_{2.18}Au_{0.44}Fe_{0.01})_{2.63}S_{0.37}$
29.64	63.64	0.03	0.13	2.11					$(Ag_{2.19}Au_{0.56}Fe_{0.01})_{2.76}S_{0.24}$
Ютенбогаардтит									
26.24	58.96	0.04	1.24	12.53					$Ag_{3.00}Au_{0.73}Fe_{0.12}S_{2.14}$

Ютенбогардит ($Utb-Ag_3AuS_2$) выделяется в поле развития акантита в виде кольцевых форм (см. рис. бж).

Стефанит (Ag_5SbS_4) – встречается в интерстициях кварца, образуя треугольные (в плоскости шлифа) выделения (см. рис. бж), ограниченные кристаллографическими плоскостями кристаллов кварца, размером до 0.7 мм. Стефанит присутствует во вмещающей породе в виде идиоморфных кристаллов, как неизменных, так и замещающихся сульфатами Sb, Ag, Fe (см. рис. бз).

Полибазит – наиболее распространенная сульфосоль серебра; представлен гипидиоморфными зернами и цепочками зерен размером не более 0.5 мм с редкими включениями низкопробного самородного золота; иногда образует интерстициальные выделения в кварце, размером до 0.7 мм; в виде каймы замещает акантит (см. рис. бв).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важная структурная особенность Тэлэвеевского рудного поля – формирование золото-сереброносных жильно-прожилковых рудных тел в пределах субвулканического тела риолитов и риодацитов (см. рис. 2). Весьма вероятно, что именно этим фактом обусловлена значительная протяженность ГСЖ по простиранию (более 2.5 км), важная в промышленном отношении. В пользу такого вывода свидетельствует наличие в ГСЖ большого количества брекчий с кардовыми текстурами обрастания обломков различного состава халцедон-адуляровым агрегатом (см. рис. 3б, 3в). Отметим, что во многом аналогичные геолого-структурные особенности характерны для наиболее крупных месторождений Чукотского отрезка ОЧВП: Купол, Двойное и Валунистое [Волков и др., 2012, 2018, 2020].

Химический состав рудных минералов рудопроявления Тэлэвеев имеет ряд особенностей: блеклые руды обогащены Zn и Fe (см. табл. 1); пирит и арсенопирит насыщены мельчайшими включениями акантита, галенита, блеклых руд ряда фрейбергит-тетраэдрит (см. рис. 5в, 5г, 5д, 5е); акантит в основном обогащен Fe, в редких случаях – Cu и Se (см. табл. 1); низкопробное самородное золото

выделяется в акантите, в виде мельчайших частиц (менее 1 мкм); акантит в зоне окисления образует Sb–Ag–Fe-содержащие сульфаты (см. рис. 5б, 5г).

Процесс рудообразования начинается с отложения сульфидов (пирита, марказита арсенопирита, сфалерита) и титанита, затем – блеклая руда ряда фрейбергит–тетраэдрит, на следующем этапе выделяются – акантит, полибазит, стефанит и низкопробное золото, затем появляются включения в сульфидах акантита и низкопробного самородного золота. Гипергенные изменения в виде Ag–Sb-ярозита и Sb–Ag–Fe-сульфатов (см. рис. бд, бз) и глинистых минералов отмечаются в изученных аншлифах. По минералам Ag (в сростании с гипергенными минералами) иногда развивается Ютенбогардит и отлагается низкопробное золото.

Рассматриваемое рудопроявление Тэлэвеев можно отнести к Au–Ag геохимическому типу, с повышенной сереброносностью [Сидоров, 1978; Бортников и др., 2022]. Из минералогических признаков небольшого эрозионного среза следует отметить незначительное количество полиметаллических сульфидов в рудах [Савва, 2018]. Слабая эродированность позволяет предположить высокую вероятность выявления не выходящих на поверхность рудных тел. Глубина распространения рудной минерализации не определена.

Перспективы Тэлэвеевского рудопроявления остаются достаточно высокими, так как возможно продолжение ГЖЗ в юго-восточном направлении под рыхлыми отложениями долины реки Большая Осиновая (см. рис. 2) и ее слияние с жильной зоной участка Восточный, кроме того, возможно выявление не выходящих на поверхность рудных тел.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН (№ государственной регистрации 124022400144-6) и проекта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (№ 13.1902.21.0018, соглашение 075-15-2020-802).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С., Волков А.В., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Долманова-Тополь А.А., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю.* Эпитермальное Au–Ag–Se–Te месторождение Чукотки (арктическая зона России): металлогения, минеральные парагенезисы, флюидный режим // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 541–568. DOI: 10.15372/gig2021169
- Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А.* Месторождение золота и серебра Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 220 с.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е.* Рудообразование на Au–Ag месторождении Купол, по данным изучения флюидных включений (Северо-Восток России) // Геология рудн. месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 350–359.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Прокофьев В.Ю., Мурашов К.Ю.* Au–Ag эпитермальное месторождение Двойное (Чукотка) // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 590–609.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф., Мурашов К.Ю., Андреева О.В., Киселева Г.Д., Вольфсон А.А., Сидорова Н.В.* Эпитермальное Au–Ag месторождение Валунистое (Восточная Чукотка, Россия) геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия рудообразования // Геология рудн. месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 107–133. DOI: 10.31857/S0016777020020070
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.
- Исаева Е.П., Звизда Т.В., Ушакова Д.Д. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 360 с.
- Савва Н.Е.* Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Триумф, 2018. 544 с.
- Сидоров А.А.* Золотосеребряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан, 1978. 368 с.
- Simmons F.A., White N.C., John D.A.* Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. P. 485–522.

EPITHERMAL Ag–Au MINERALIZATION OF THE TELEVEEM VOLCANIC UPLIFT (CENTRAL CHUKOTKA)

A. V. Volkov^{1, *}, N. E. Savva², A. G. Pilitsyn³, A. V. Grigorieva¹,
A. V. Efimov⁴, A. L. Galyamov¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

²*Shilo Northeast Interdisciplinary Research Institute, FEB RAS, Portovaya str., 16, Magadan, 685000 Russia*

³*Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Veresaeva str., 15, Moscow, 121357 Russia*

⁴*Terra-Invest LLC, village Krivtsovo, 3a, Solnechnogorsk, Moscow region, 141554 Russia*

**e-mail: tma2105@mail.ru*

The article considers the geological, mineralogical and geochemical features of the Au–Ag epithermal mineralization of the Televeem volcanic uplift (VU), which complicates the Upper Pykarvaamsky volcanotectonic depression (VTD), the Central Chukchi sector of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt (OCHVB). The structure of the ore occurrence is due to its localization within the eponymous VU. The main vein zone (MVZ) of the Televeem ore occurrence, up to 500 m wide, stretches in the meridional direction for 2.5 km. Along the stretch of the MVZ, the kulis-shaped converging quartz-adular veins are successively replaced by zones of fine veining and brecciation in secondary quartzites and gossan. The gold content in these formations varies from 1.4 to 17.3 g/t, silver – from 7.6 to 144.6 g/t. Breccia, frame-plate, geode and fine-veined textures are widely developed in the ores. The main ore minerals are pyrite, arsenopyrite, acanthite, freibergite-tetrahedrite, stephanite, polybasite, low-grade native gold (249–532‰), titanite. The amount of ore minerals in veins usually does not exceed 0.5%, in rare cases it reaches 3%. According to mineralogical data, the ore occurrence can be classified as weakly or moderately eroded. Weak erudition suggests a high probability of detecting ore bodies that do not come to the surface.

Keywords: Okhotsk-Chukchi volcanic belt, Central Chukotka, volcanic uplift, Televeem ore occurrence, secondary quartzite, quartz-adular veins, textures, epithermal mineralization, gold, silver

УДК 552.323.4

ЭРУПТИВНЫЕ ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ 7 АПРЕЛЯ 2023 ГОДА

© 2024 г. В. О. Давыдова^{1,*}, Р. А. Кузнецов², О. В. Дирксен², Д. В. Мельников²,
А. Б. Ермолинский¹, В. О. Япаскурт¹

¹Геологический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: vestadav@gmail.com

Поступила в редакцию 11.02.2024 г.

После доработки 22.03.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

В работе приводятся первые данные о вещественном составе эруптивных продуктов пароксизмального эксплозивного извержения вулкана Безымянный, произошедшего 7 апреля 2023 года. Благодаря уникальной коллекции, включающей отобранные непосредственно во время извержения пемзовидные лапилли, а также материал ювенильных блоков из пирокластических потоков, удалось выявить интересные закономерности как в содержании макрокомпонентов, так и отдельных халькофильных элементов (меди). Рассматриваемые породы относятся к умеренно-калиевым двупироксеновым андезибазальтам (55.5–57 мас. % SiO₂), мафические включения характеризуются несколько более примитивным составом (53.7 мас. % SiO₂). Согласно данным минеральной геотермометрии, кристаллизация вкрапленников андезибазальтов происходила при температуре 940–960°C, а формирование кайм — при 980°C, что соответствует температуре магмы непосредственно перед извержением. Состав вулканического стекла позволяет оценить давление, при котором было достигнуто последнее перед подъемом магмы на поверхность равновесие с кристаллизующимися фазами (0.5–0.6 кбар). На основании полученных данных высказано предположение о возможной эволюции приповерхностного очага вулкана Безымянный за период 2017–2023 гг.

Ключевые слова: вулкан Безымянный, андезиты, островодужный магматизм

DOI: 10.31857/S0203030624050025, EDN: HNNFCS

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Безымянный расположен в центральной части Ключевской группы вулканов и является одним из самых активных андезитовых островодужных вулканов мира. С начала современного эруптивного цикла (1955–1956 гг.) произошло 58 крупных эксплозивных извержений [Girina, 2013; Сенюков и др., 2023].

Согласно данным Камчатской группы реагирования на вулканические извержения [KVERT, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>, Гирина и др., 2023] активность вулкана начала усиливаться в последних числах марта 2023 г.: 29 марта

произошло сильное эксплозивное извержение, облако поднялось до 6 км н.у.м. и распространилось на 25 км на северо-восток от вулкана. Со 2 апреля начало расти количество обломочных лавин, а после 5 апреля они обрушивались почти непрерывно [Гирина и др., 2023]. Пароксизмальное извержение произошло 7 апреля, эруптивное облако поднялось до высоты 10–12 км н.у.м., а пепловый шлейф распространился на расстояние более 2000 км на восток-юго-восток от вулкана. По долинам Южная и Восточная сошли пирокластические потоки, длина которых достигала 6 км. По оценкам [Гирина и др., 2023], индекс эксплозивности

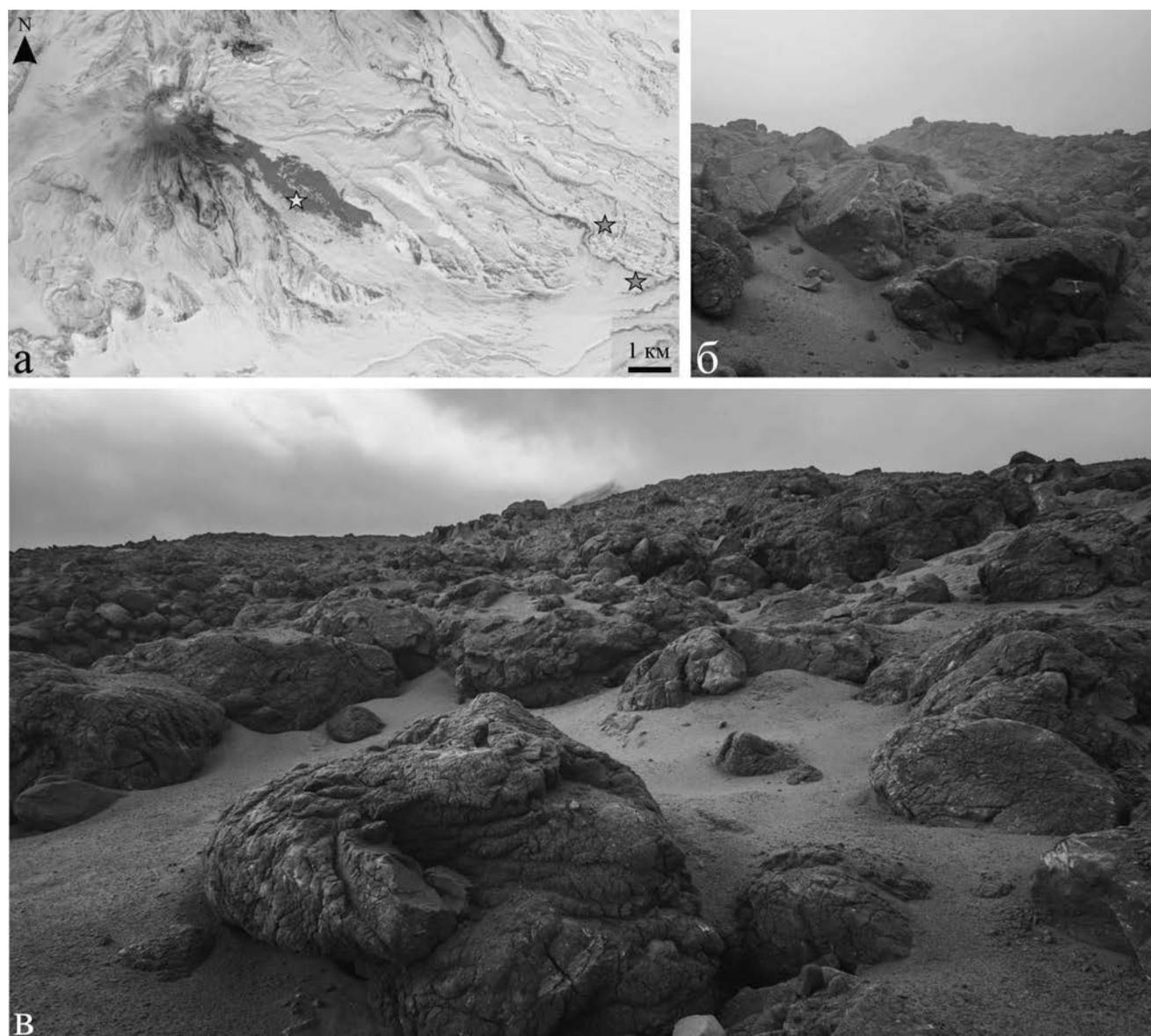


Рис. 1. Отложения эксплозивного извержения вулкана Безымянный 7 апреля 2023 г. а – пирокластические отложения на склонах вулкана Безымянный после извержения. Снимок со спутника Sentinel-2 29 апреля 2023 г. (<https://www.sentinel-hub.com/>). Звездочками отмечены места отбора образцов в апреле (зеленые) и в августе (желтая) 2023 г.; б – внутренняя часть ювенильного блока, август 2023 г.; в – поверхность пирокластического потока, август 2023 г.

этого извержения составил около 2. Сотрудники полевого отряда ИВиС “Эруптивный” находились непосредственно в зоне пеплопада и смогли зафиксировать его особенности, а также отобрать образцы свежего материала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Образцы эруптивных продуктов пароксизмального извержения были отобраны в два этапа: непосредственно во время извержения – в апреле 2023 г., а также в августе 2023 г.

Характерной особенностью тefры, формировавшейся в ходе извержения на некотором удалении от вулкана (рис. 1а, зеленые звездочки), была отчетливая бимодальность размеров обломков: из пепловой тучи одновременно выпадали очень тонкий пепел и крупные пемзовидные лапилли (очень пористые обломки неправильной формы, преимущественно светло-серого цвета) диаметром от 1 до 8 см (рис. 2а). Для характеристики тefры пароксизмальной фазы извержения были проанализированы крупные пемзовидные лапилли размером

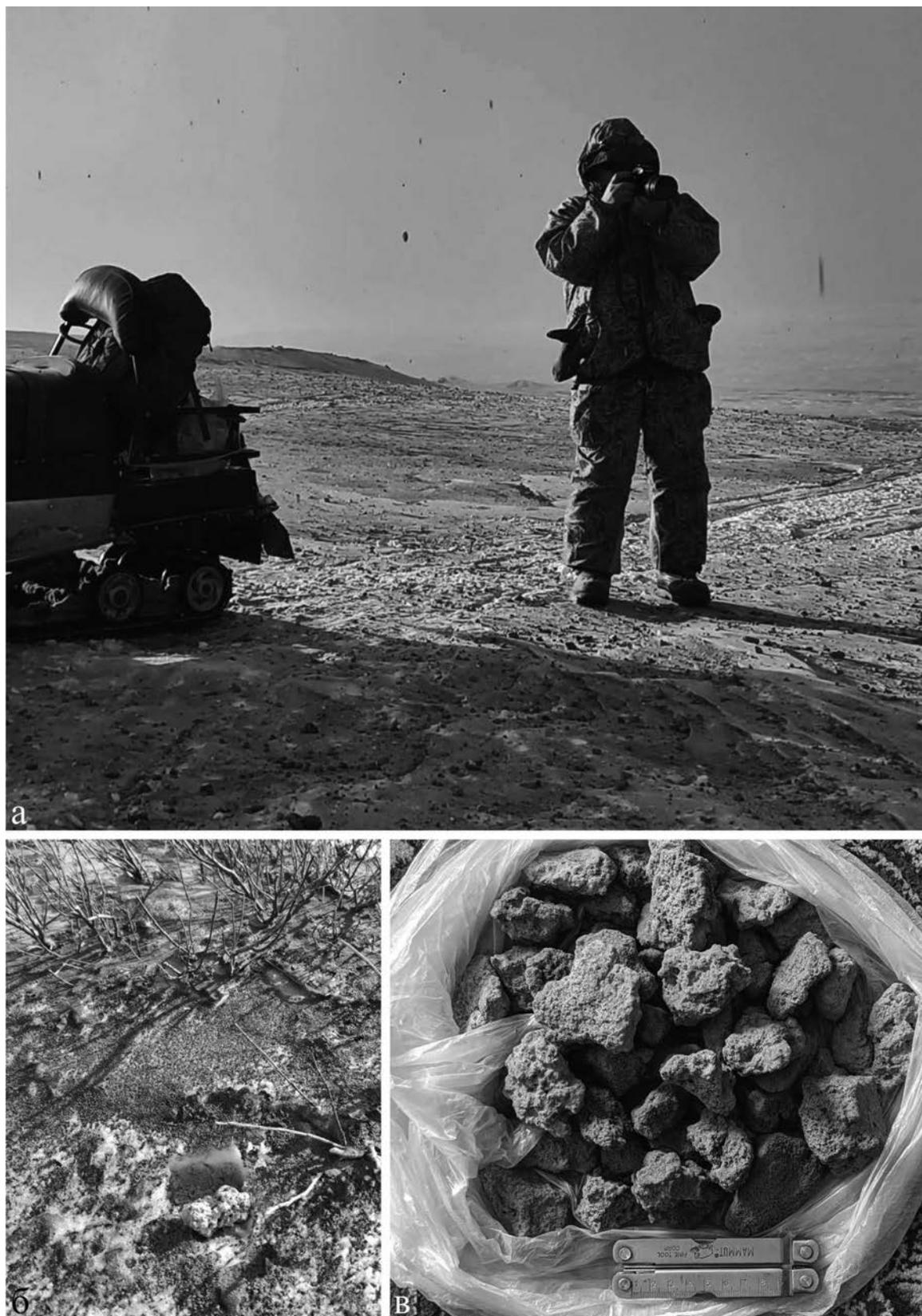


Рис. 2. Пеплопад во время извержения 7 апреля 2023 г. Хорошо видны падающие пемзовидные лапилли. Они же отчетливо выделяются на засыпанном тонким пеплом снегу (а). Лапилли на снегу возле камня Амбон на следующий день после извержения (08.04.2023, фото И.А. Нуждаева) (б). Пемзовидные лапилли тефры вулкана Безымянный непосредственно после отбора (фото В.И. Фролова) (в).

от 3 до 5 см, отобранные 07.04.2023 на правом борту реки Сухая Хапица (55.938809 с.ш., 160.767161 в.д.) и 08.04.2023 возле Камня Амбон (см. рис. 1а, 2; 55.950000 с.ш., 160.751650 в.д.).

В августе 2023 г. был опробован пирокластический поток, сошедший в долину Восточная (см. рис. 1а, 1б, 1в). Пирокластический поток сложен, главным образом, свежим ювенильным материалом. Среди обломков резко преобладают округлые блоки и бомбы со следами пластических деформаций и остывания, резургентные обломки (фрагменты постройки вулкана и продукты более ранних извержений) встречаются значительно реже. Максимальный размер ювенильных блоков составляет около 5 м, преобладают блоки зеленовато-серого цвета снаружи и темно-серого, до черного, внутри. Значительно реже встречаются блоки темно-серого, практически черного цвета, диаметром до 0.5–1 м. Наиболее редко встречаются угловатые обломки черного, темно-серого и красновато-коричневого цветов. В ювенильных блоках встречаются мафические включения, и ксенолиты разного генезиса. Для данной работы нами были проанализированы образцы ювенильных блоков зеленовато-серого и черного цветов, а также обнаруженные мафические включения.

Изучение состава минералов и вулканических стекол, а также получение фотографий в отраженном свете проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ (г. Москва) при помощи сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-IT500 с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенный энергодисперсионным спектрометром “X-Max^N”, Oxford Instruments (20 кВ, 0.7 нА). В качестве эталонов использовались стандарты Смитсоновского института [Jarosewich et al., 1980], а также стандарты металлов, стехиометричных оксидов и сульфидов.

Определение валового химического состава пород выполнено в ЦКП ИГЕМ РАН (г. Москва) методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны Axios mAX (PANalytical, Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом,

максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток – 160 мА.

Для определения пористости методом компьютерной рентгеновской томографии использовался прибор Yamato TDM 1000H–II. Непосредственно расчет пористости по результатам томографии производился при помощи программного обеспечения – VGStudio Max 2.2. Поскольку исследуемые лапилли имеют неправильную форму, для снижения вклада краевых артефактов съемки в получаемый результат при расчете их пористости использовался не весь объем лапилли, а их некоторая центральная цилиндрическая область. В связи с тем, что разрешающая способность томографа ограничена, при объеме исследуемой области 2500–4100 мм³ в расчете возможно учесть только поры, линейный размер которых превышает 0.2–0.25 мм.

Помимо определения пористости методом компьютерной томографии, для образцов методом гидростатического взвешивания был определен объем, что при известной массе позволило посчитать пористость. Плотность твердой компоненты лапилли при этом была принята равной 2.67 г/см³ [Mueller et al., 2011].

Для расчета пористости также использовался анализ панорамных BSE-изображений с помощью программного обеспечения ImageJ, по методике, ранее описанной [Plechov et al., 2015].

Количественная оценка мощности вулканического теплового излучения (Volcanic Radiative Power, VRP) определялась методом, основанном на анализе мультиспектральных ночных наблюдений из космоса с помощью радиометров VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite), расположенных на борту метеорологических спутников Suomi NPP, NOAA-20 и NOAA-21. С помощью алгоритма VIIRS Nightfire (VNF) обрабатывается группа спутниковых изображений в видимом и девяти инфракрасных спектральных диапазонах [Elvidge et al., 2013; Zhizhin et al., 2021]. Алгоритм может независимо обнаруживать субпиксельные инфракрасные излучатели (термальные аномалии) в коротковолновом (SWIR) и средневолновом инфракрасном (MWIR) спектре и характеризовать эти излучатели по местоположению, размеру и температуре, если сигнал превышает уровень шума в двух или более инфракрасных диапазонах. Алгоритм выделяет высокотемпературные

Таблица 1. Валовый химический состав образцов эруптивных продуктов извержения 7 апреля 2023 г.

Образец	ОДВ2	ОДВ3	ОДВ4	VK2302	VK2302с	VK2302а
Тип	лапилли	лапилли	лапилли	бомба	бомба	мафическое включение
Пористость, об. %	76	72	68			
SiO ₂	56.96	56.30	55.47	55.90	55.97	53.74
TiO ₂	0.79	0.80	0.83	0.80	0.81	0.97
Al ₂ O ₃	17.97	18.14	18.03	17.98	18.20	17.94
FeO	7.46	7.57	7.89	7.64	7.68	8.83
MnO	0.15	0.16	0.17	0.16	0.16	0.18
MgO	4.09	4.23	4.44	4.31	4.32	5.06
CaO	7.86	8.18	8.44	8.25	8.15	8.86
Na ₂ O	3.42	3.39	3.49	3.66	3.47	3.32
K ₂ O	1.12	1.05	1.08	1.12	1.07	0.95
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.14
ППК	1.46	0.38	0.07	0.28	0.08	0.11
Cr	47	35	51	36	38	35
V	200	179	209	174	189	216
Co	n.d.	n.d.	n.d.	23	24	25
Ni	15	14	15	18	18	21
Cu	82	81	81	65	65	152
Zn	104	78	80	74	74	79
Rb	20	20	20	22	23	19
Sr	289	319	312	322	324	319
Zr	133	91	90	99	96	83
Ba	395	427	395	415	356	341
Y	20	20	21	21	22	20
Nb	3	4	3	n.d.	n.d.	n.d.

Примечание. Петрогенные элементы приведены в пересчете на 100 мас. % сухого вещества, концентрации микроэлементов – в г/т; n.d. – нет данных.

(от 400 до 1600°C) источники тепловой эмиссии – лавовые потоки, горячие лавовые купола [Trifonov et al., 2017; Мельников и др., 2018].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Валовый состав

Изученные образцы по валовому химическому составу отвечают андезибазальтам (55.5–57 мас. % SiO₂, табл. 1). Значимых отличий в валовом составе зеленовато-серых и черных ювенильных бомб и блоков пирокластического потока не обнаружено (рис. 3). Состав бомб и

наиболее примитивных лапилли из тефры отличается незначительно, вариации среди образцов лапилли несколько шире. От образа к образцу изменяется содержание SiO₂, MgO, FeO – наименее эволюционировавший состав (обр. ОДВ4, 55.5 мас. % SiO₂, 4.4 мас. % MgO, 7.9 мас. % FeO) отмечается у наименее пористого (из измеренных) образца лапилли – с 68 об. % пор (табл. 2), наиболее эволюционировавший (57 мас. % SiO₂, 4 мас. % MgO, 7.5 мас. % FeO) – у самого пористого, ОДВ2, с 76 об. % пор. Содержания щелочей (3.4–3.5 мас. % Na₂O, ~ 1.1 мас. % K₂O) и других петрогенных элементов от образца

Таблица 2. Представительные анализы стекол, в пересчете на 100 мас. % петрогенных оксидов

№	Пористость, об. %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	S
ОДВ1		66.91	0.97	14.94	4.94	0.14	1.29	3.53	4.32	2.55	0.41	0.14	0.02
ОДВ1	63 (58)	66.63	1.00	14.66	5.23	0.10	1.32	3.82	4.29	2.57	0.38	0.14	b.d.l.
ОДВ1		67.13	1.01	14.73	4.99	0.17	1.29	3.48	4.23	2.56	0.41	0.1	b.d.l.
ОДВ2		67.39	0.97	14.64	4.94	0.17	1.21	3.56	4.08	2.67	0.38	0.17	0.02
ОДВ2	76 (68)	67.1	0.97	14.79	4.95	0.10	1.21	3.35	4.46	2.70	0.38	0.14	0.02
ОДВ2		67.08	0.96	14.66	4.97	0.17	1.24	3.18	4.54	2.79	0.41	0.14	b.d.l.
ОДВ3		65.11	0.91	15.87	5.4	0.14	1.24	4.08	4.42	2.45	0.39	0.16	0.03
ОДВ3	72 (61)	68.42	0.89	14.26	4.58	0.17	1.00	3.06	4.58	2.82	0.21	0.14	0.02
ОДВ3		68.77	0.93	14.29	4.43	0.17	1.02	2.91	4.52	2.75	0.21	0.14	0.02
ОДВ3		68.26	0.90	14.44	4.71	0.17	1.06	3.24	4.31	2.67	0.24	0.12	b.d.l.
ОДВ4		68.11	0.90	14.42	4.85	0.14	1.08	3.21	4.38	2.70	0.21	0.01	b.d.l.
ОДВ4	68 (42)	67.87	1.01	14.50	4.75	0.10	1.20	3.16	4.37	2.79	0.24	0.01	b.d.l.
ОДВ4		67.63	1.01	14.38	4.89	0.17	1.22	3.41	4.35	2.63	0.31	0.01	b.d.l.
ОДВ4		67.69	0.89	14.18	5.02	0.14	1.12	3.49	4.42	2.68	0.38	0.01	b.d.l.
ОДВ4		66.96	1.01	14.64	5.01	0.14	1.08	3.36	4.68	2.71	0.42	0.01	b.d.l.
ОДВ4		67.72	0.89	14.51	4.8	0.14	1.13	3.34	4.46	2.67	0.34	0.01	b.d.l.

Примечание. Приведенная пористость получена методом гидростатического взвешивания, в скобках – методом анализа BSE-изображений; b.d.l. – ниже порога обнаружения.

извержений (1956–2019 гг., рис. 4а): для андезитов и андезибазальтов вулкана Безымянный характерно содержание меди в пределах 30–50 г/т [Davydova et al., 2024], тогда как для данного извержения – 65 г/т для бомб пирокластического потока и 80 г/т – для лапилли. Мафическое включение, наоборот, по составу соответствует наименее обогащенным медью включениям вулкана Безымянный (150 г/т vs 140–330 г/т, см. рис. 4б).

Петрография

Пемзовидные лапилли представляют собой сильнопористые порфиоровые породы (рис. 5), вкрапленники в которых представлены резко преобладающим плагиоклазом, а также орто- и клинопироксеном, титаномагнетитом.

Размер вкрапленников плагиоклаза не превышает 2 мм, большая часть кристаллов обладает характерной осцилляторной зональностью (An_{47–70}), прерываемой высококальциевыми зонами (An_{73–83}), часто осложненными многочисленными расплавленными включениями, формирующими зоны резорбции мощностью до

200 мкм. Реже встречаются кристаллы с пятнистыми (“patchy-zoned”-плагиоклазы) и основными ядрами (>An₈₀), набитыми расплавленными включениями (“sieve-textured”-плагиоклазы). Состав микролитов и кайм вкрапленников плагиоклаза лежит в диапазоне An_{58–62}.

Пироксены (размером до 0.5 мм) характеризуются простой обратной зональностью, гомогенными ядрами (Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺_{tot}): Орх – 65–69, Срх – 69–72) и несколько более высокомагнезиальными каймами (Mg# Орх – 66–76, Срх – 72–76).

В качестве акцессорного минерала присутствует апатит, в единичных вкрапленниках присутствуют включения ильменита и Fe-Сульфидов диаметром в первые мкм. Интересно, что реликтов амфибола и оливина, встречающихся в эруптивных продуктах извержений последних десятилетий [Shcherbakov et al., 2011; Turner et al., 2013; Давыдова и др., 2017; Davydova et al., 2022], в изученных образцах не встречено.

Основная масса пород стекловатая, с редкими крупными (20–50 мкм) микролитами

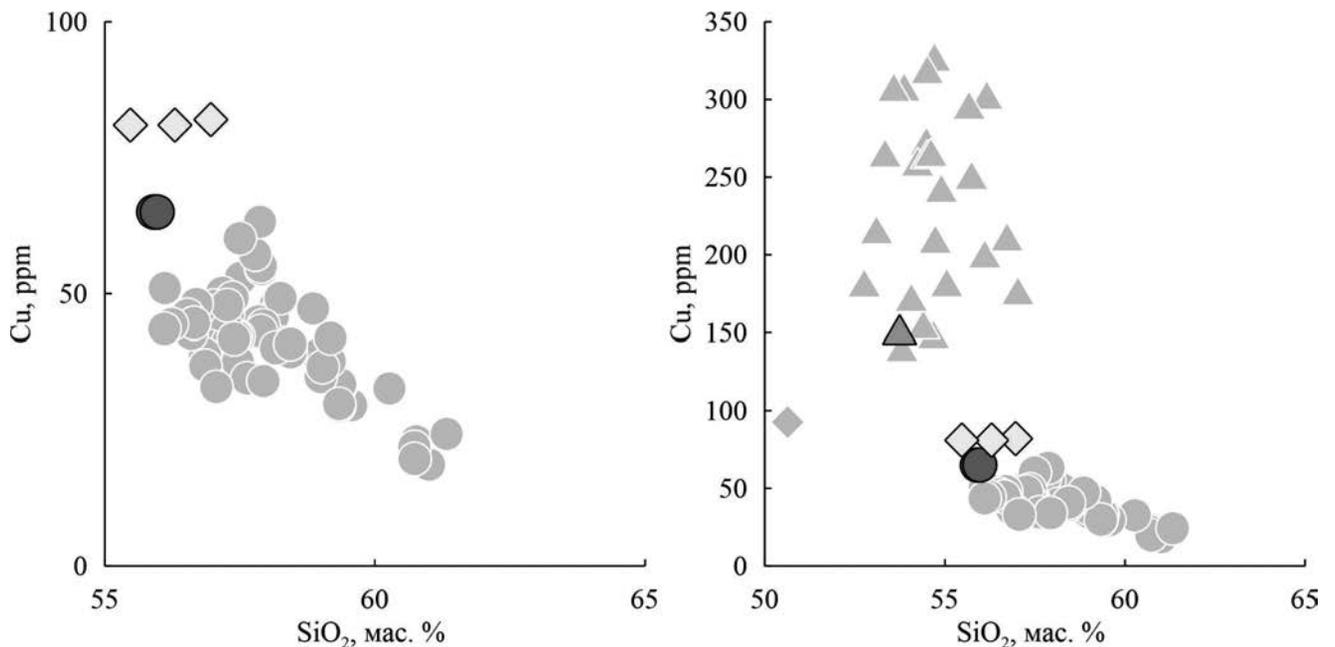


Рис. 4. Вариации содержания меди в эруптивных продуктах вулкана Безымянный. Условные обозначения см. рис. 3.

плагиоклаза и титаномагнетита, окруженными стеклом дацитового состава (SiO_2 66.6–68.7 мас. %, K_2O 2.5–2.8 мас. %). Состав стекла в среднем гомогенен в пределах одного образца (разброс менее 0.5 мас. % SiO_2), но в одном образце встречены единичные более основные (от 65 до 68 мас. % SiO_2) участки стекла. От образца к образцу содержание кремнезема меняется на 1 мас. % SiO_2 (см. табл. 2, рис. 6), без видимой корреляции с пористостью лапилли или их валовым химическим составом.

Геотермобарометрия

Температура кристаллизации магмы была оценена с использованием двупироксенового геотермометра [Putirka, 2008, уравнение 26] для давления в 1 кбар, что примерно соответствует глубине приповерхностного очага вулкана Безымянный [Davydova et al., 2022]. При изменении давления на 1 кбар оценки температуры меняются менее, чем на 5°C , что позволяет пренебречь более детальными определениями. Для расчетов использовались анализы сростков орто- и клинопироксена, прошедшие тест на равновесие ($K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{Cpx-Orx}} = (X_{\text{Fe}}^{\text{Cpx}}/X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}})/(X_{\text{Fe}}^{\text{Orx}}/X_{\text{Mg}}^{\text{Orx}}) = 1.09 \pm 0.14$, [Putirka et al., 2008]). Оценки температуры кристаллизации центральных частей вкрапленников лежат в диапазоне $940\text{--}960^\circ\text{C}$, тогда как оцененные

температуры кристаллизации кайм соответствуют 980°C .

Давление последнего равновесия перед извержением, грубо отвечающее глубине фрагментации магмы, оценивалось с помощью барометра [Albarede, 1992; Putirka, 2008], основанного на составе матричного стекла (“silica-activity barometer”). Для расчетов использовалась оценки температуры кайм пироксенов (980°C). Полученные значения лежат в диапазоне 0.5–0.6 кбар.

Пористость

Образцы, для которых определялась пористость, характеризуются высокими ее значениями, достигающими 78%. При этом, значения пористости, определявшиеся методом компьютерной рентгеновской томографии (табл. 3), заметно ниже пористости, посчитанной методом гидростатического взвешивания в воде (см. табл. 3), что может быть связано в первую очередь с ограничением разрешающей способности томографа, а во вторую – с тем, что периферийная часть образца, не попадающая в область съемки томографа, может характеризоваться большей пористостью, нежели его центральная часть.

Спутниковые данные

На основе данных спутникового зондирования (алгоритм VIIRS Nightfire) можно достаточно

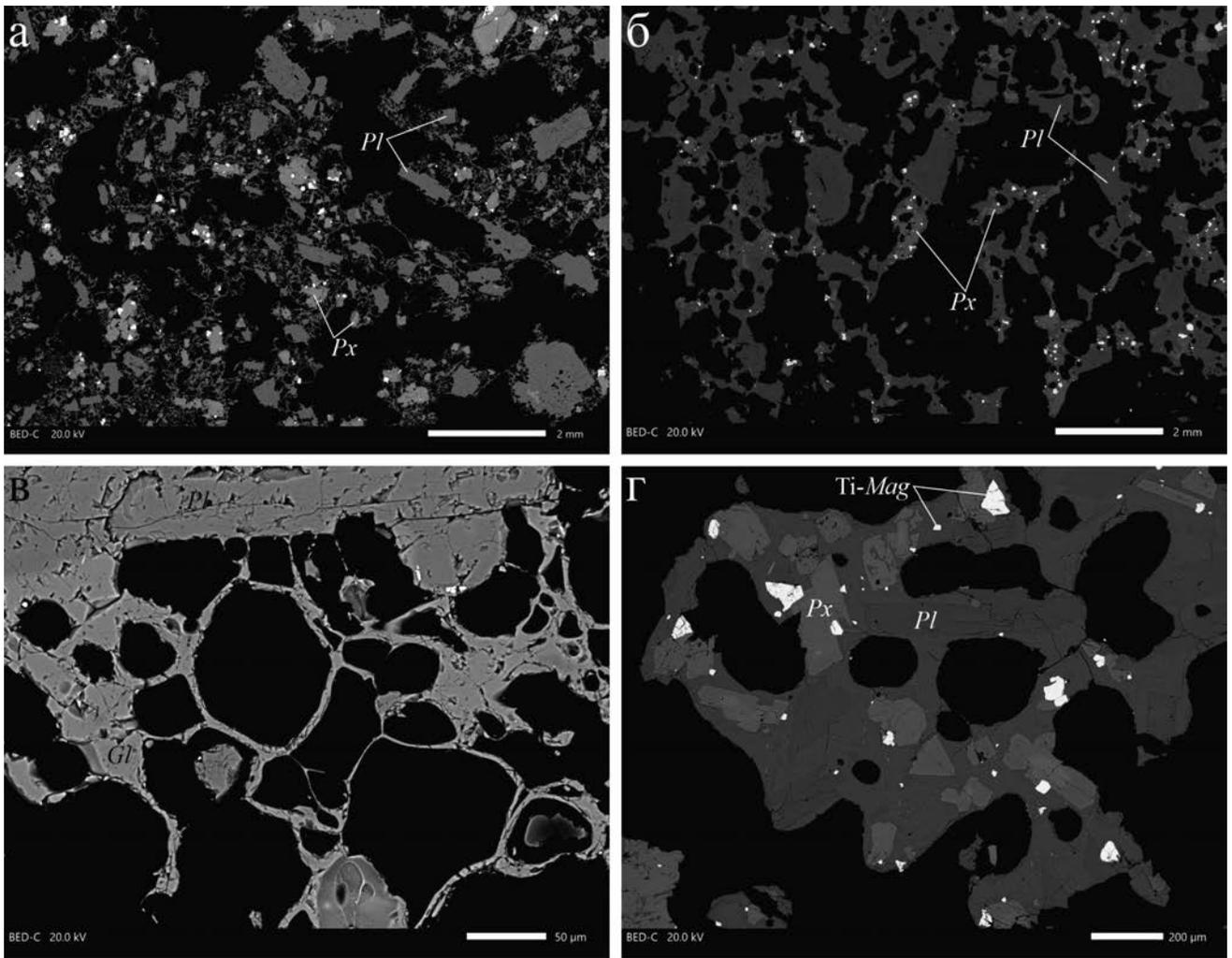


Рис. 5. Общий вид эруптивных продуктов, фото в отраженных электронах (а, б) и основная масса изученных образцов, фото в отраженных электронах (в, г).

а – образец ОДВ-2 (лапилли); б – образец VK2302 (внутренняя часть крупного ювенильного блока из пирокластического потока); в – образец ОДВ-2 (лапилли); г – образец VK2302 (внутренняя часть крупного ювенильного блока).

точно выделить периоды закрытой и открытой вулканической системы. Используемый алгоритм выделяет только интенсивную тепловую эмиссию, характерную для горячих экструзий или лавовых потоков. На графике (рис. 7) показаны значения излучаемой мощности вулкана Безымянный за период 2012–2023 гг. Черные вертикальные линии соответствуют датам извержения вулкана (данные – каталог KVERT, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc?name=Bezymianny>). Также на графике представлена кумулятивная энергия вулканического теплового излучения в Джоулях (красная кривая). Периоды, когда наблюдалась открытая вулканическая система, отмечены зелеными областями.

Наиболее интересны несколько периодов. После эксплозивного извержения 16 июня

2017 г. интенсивная тепловая эмиссия регистрировалась до октября 2018 г., что может соответствовать горячим экструзивным блокам и излиянию лавовых потоков. Такая же динамика наблюдалась и после извержения 20 января 2019 г. Весь год система была открытой, а в декабре 2019 г. произошло резкое увеличение тепловой эмиссии, при этом эксплозивного извержения не произошло. Для периода активности вулкана в 2022–2023 гг. наблюдается увеличение средних значений мощности тепловой эмиссии вулкана. На изменение режима эруптивной деятельности вулкана в этот период указывают и данные сейсмических наблюдений [Сенюков и др., 2023]. Вероятно, это может быть связано с изменениями в строении магматической системы вулкана Безымянный.

Таблица 3. Пористость образцов лапилли, посчитанная методами компьютерной рентгеновской томографии и гидростатического взвешивания

Образец	Метод гидростатического взвешивания		Компьютерная рентгеновская микротомография		
	Объем образца, мм ³	Объемная пористость	Объем цилиндра, для которого производился расчет, мм ³	Линейный размер вокселя, мм	Объемная пористость, %
OD5	20230	63	3583	0.081580	25.2
OD6	17630	72	2771	0.078152	35.4
OD7	19340	78	3250	0.073504	46.7
OD8	29300	72	4199	0.081487	38.4
OD9	24190	63	2567	0.088559	44.2

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магматическая система вулкана Безымянный

В ходе ряда петрологических [Shcherbakov et al., 2021; Давыдова и др., 2017, 2018; Davydova et al., 2022, 2024], геохимических [Turner et al., 2013] и геофизических [Koulakov et al., 2021; Coppola et al., 2021] работ было показано, что современные извержения вулкана Безымянный преимущественно инициализируются поступлением магмы, фракционирующей из примитивных базальтовых магм в андезибазальтовые в системе ниже-среднекоровых очагов (3–9 кбар), в приповерхностный магматический очаг (порядка 1 кбар). За счет регулярной подпитки на протяжении современного эруптивного цикла (с 1955–1956 гг. по наши дни) состав магм приповерхностного очага сменился с отвечающего роговообманковым дацитам на отвечающий двупироксеновым андезибазальтам [Turner et al., 2013; Давыдова и др., 2017; Гирина и др., 2020]. Содержание петрогенных элементов в питающих магмах и магмах приповерхностного очага отличается незначительно (первые мас. % SiO₂), однако значительно отличается содержание летучих компонентов (не менее 5 мас. % H₂O в питающих магмах, порядка 1.5 мас. % в магмах приповерхностного очага [Shcherbakov et al., 2021; Давыдова и др., 2017]). Подъем глубинной магмы в приповерхностный очаг и сопутствующая потеря летучих приводит к ряду последствий для обоих компонентов смешения.

Минералы, кристаллизовавшиеся на глубинном уровне (3–9 кбар, преимущественно

плагиоклаз-амфиболовая ассоциация), при подъеме испытывают декомпрессионное плавление и последующую перекристаллизацию, что приводит к возникновению реакционных (опацитовых кайм) у амфибола и характерной (в т.ч. пятнистой) зональности у плагиоклаза [Давыдова и др., 2017]. Поднимающаяся глубинная магма при поступлении в приповерхностный очаг фрагментируется, отдельные фрагменты (далее – мафические включения) интенсивно (первые минуты-часы) теряют летучие компоненты за счет диффузионного переуравновешивания с окружающим, бедным летучими компонентами, расплавом магмы приповерхностного очага. Потеря летучих приводит к быстрой кристаллизации мафических включений, вплоть до достижения равновесия с магмой приповерхностного очага [Davydova et al., 2024]. При долгом нахождении в приповерхностном очаге часть включений разрушается, что приводит к появлению характерных реликтовых кристаллов плагиоклаза и амфибола в магмах приповерхностного очага. Таким образом, наличие как следов разрушения мафических включений (наличие реликтовых ядер вкрапленников плагиоклаза с пятнистой зональностью), так и сохранных мафических включений в пирокластических отложениях изученного извержения, соответствуют отмечаемым ранее для пород вулкана Безымянный признакам, свидетельствующим о подпитке из нижних уровней магматической системы [Shcherbakov et al., 2011, Turner et al., 2013; Давыдова и др., 2017; Davydova et al., 2022].

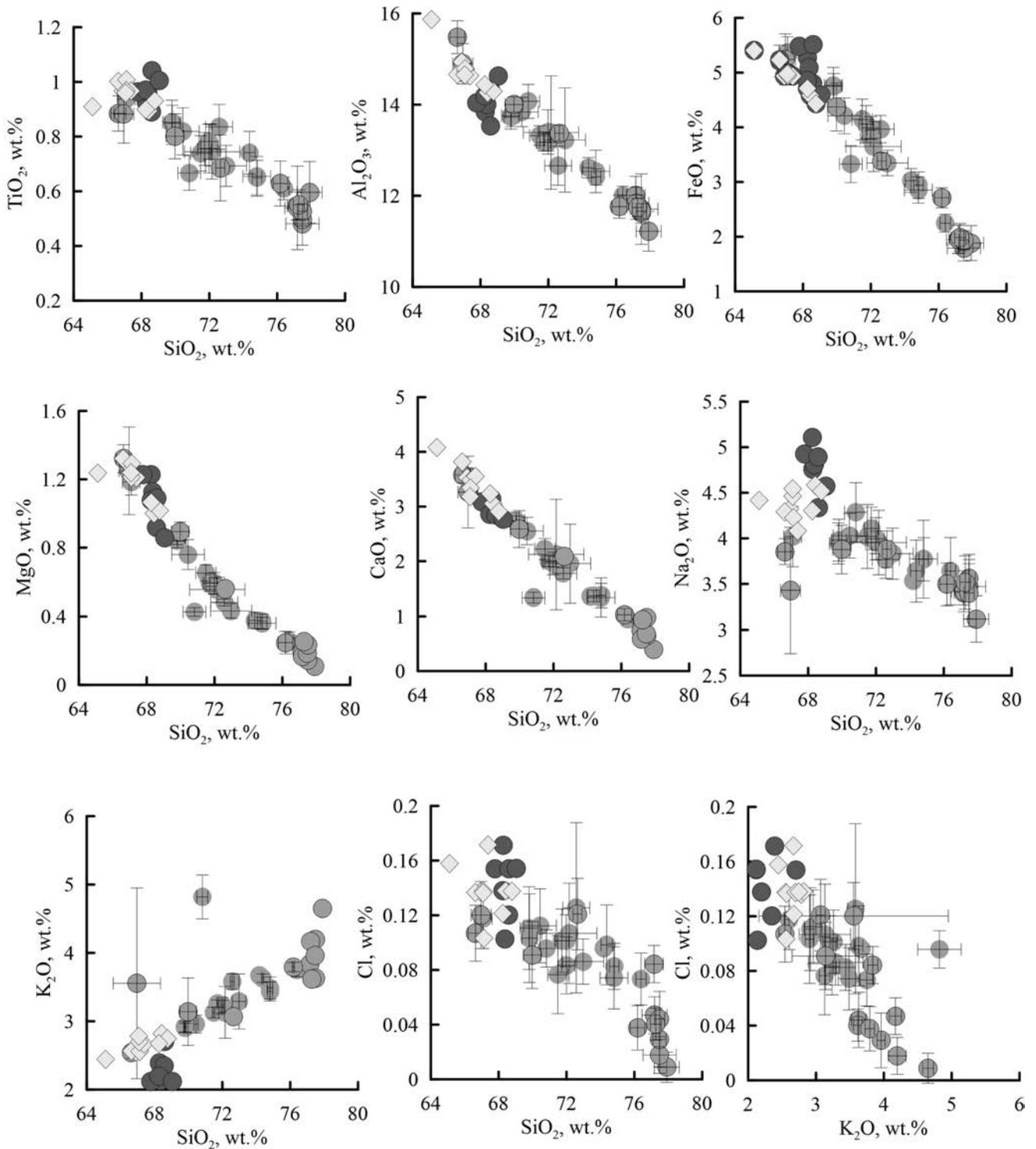


Рис. 6. Состав вулканических стекол изученных образцов.

Условные обозначения см. рис. 3.

Серыми кружками обозначены средние составы стекол извержений 2006–2017 гг. [Davydova et al., 2022], в случае отсутствия планки погрешности – ее величина меньше размера символа.

Добавление летучих компонентов в магму приповерхностного очага приводит к частичному плавлению уже сформировавшихся кристаллов и последующему росту кайм,

обогащенных более высокотемпературным миналом и зачастую осложненных зонами ре-зорбции [Давыдова и др., 2017, 2018]. Таким образом, нормальная (для пироксенов) или

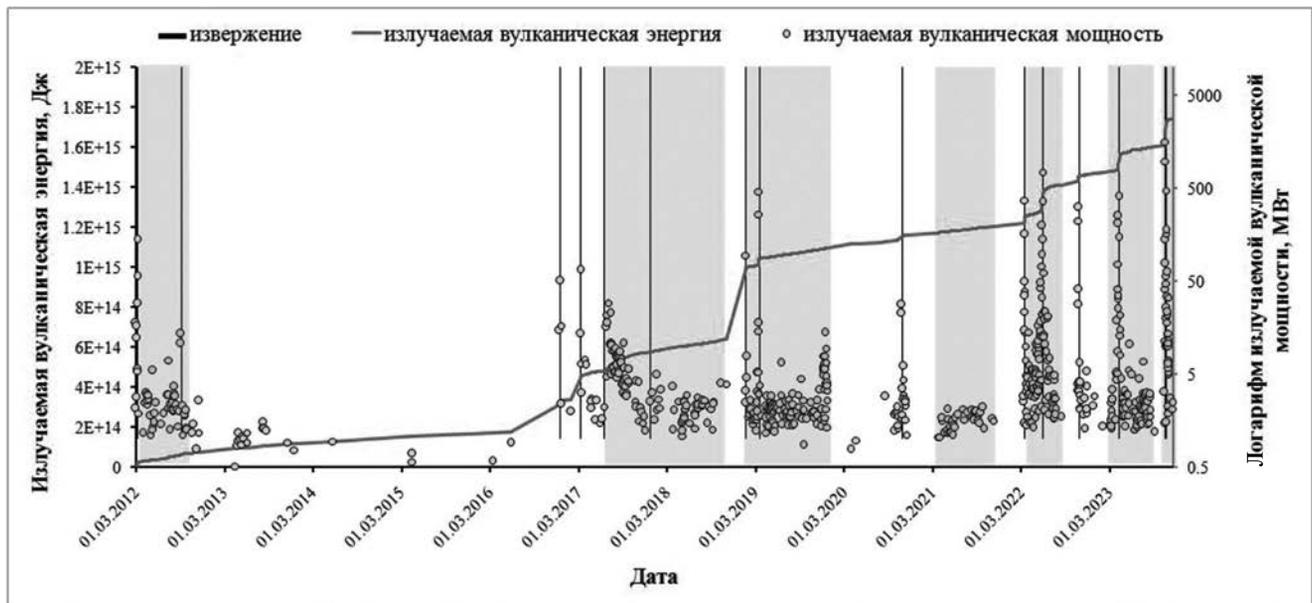


Рис. 7. График распределения тепловой эмиссии на вулкане Безымянный за период 2012–2023 гг., по данным спутникового мониторинга VIIRS Nightfire. Красная линия – кумулятивная излучаемая энергия, в Дж. По вспомогательной оси – логарифм излучаемой вулканической мощности, в МВт. Черные вертикальные линии – даты извержения вулкана. Зеленые области – периоды открытой вулканической системы.

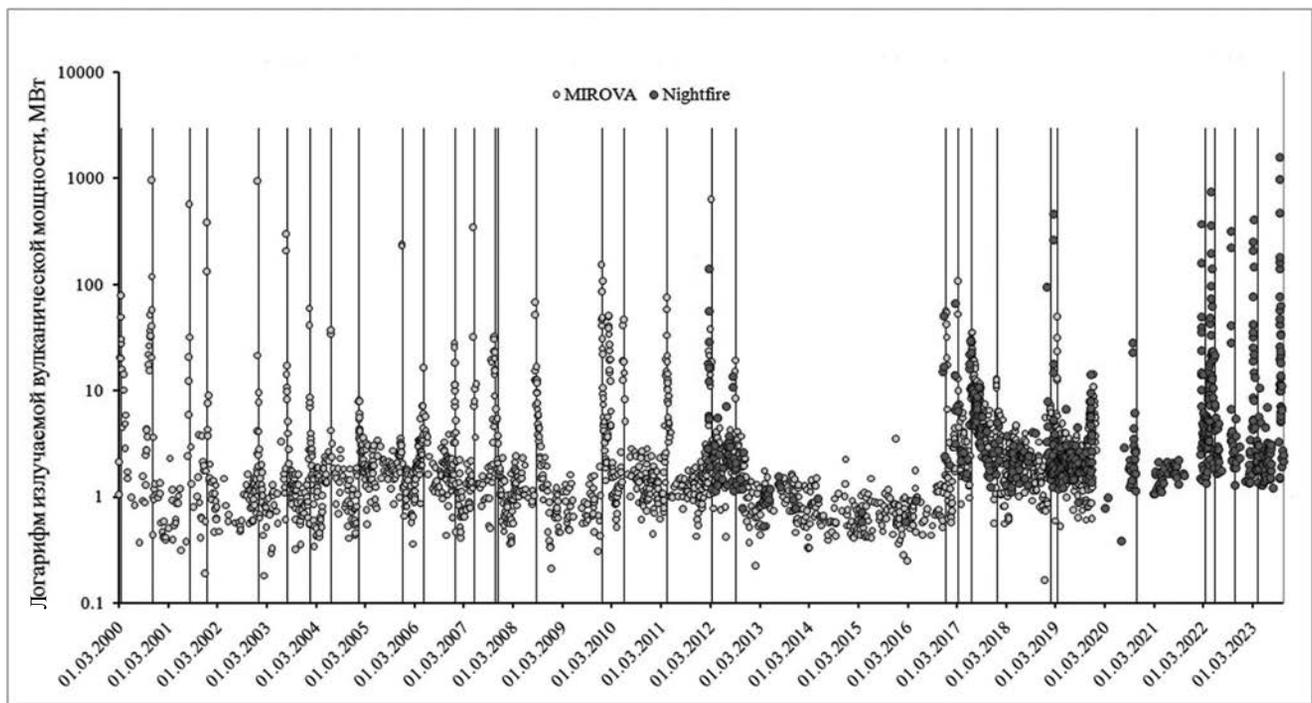


Рис. 8. Сравнение графика распределения тепловой эмиссии на вулкане Безымянный за период 2012–2023 гг., по данным спутникового мониторинга VIIRS Nightfire с ранее опубликованными данными алгоритма MIROVA [Corpora et al., 2021] по распределению тепловой эмиссии до перерыва в эксплозивной деятельности в период 2012–2016 гг. Черные вертикальные линии – даты извержения вулкана.

осцилляторная (для плагиоклаза) зональность вкрапленников, формирующаяся при кристаллизации в конвектирующем магматическом очаге [Shcherbakov et al., 2021], прерывается

зонами плавления, характеризующими эпизод поступления в приповерхностный очаг новых порций глубокой магмы. В продуктах извержения 7 апреля 2023 г. сохраняется этот

паттерн, что также свидетельствует о неизменившемся механизме инициации извержений вулкана.

Внедрение глубинной магмы и добавление флюидных компонентов приводит к возрастанию давления в приповерхностном очаге. При достижении критического значения, происходит выдавливание магмы в магматический канал, ее фрагментация и последующее извержение. Глубина фрагментации магмы “фиксируется” составом вулканического стекла, соответствующего составу последнего равновесия расплава с кристаллизующимися микролитами. Зная, что скрытая теплота кристаллизации обеспечивает несколько повышенную относительно ядер вкрапленников температуру кристаллизации микролитов [Shcherbakov et al., 2011], и что формирование микролитов происходит непосредственно при подъеме магмы в магматическом канале, мы предполагаем, что температура расплава при фрагментации будет не ниже температуры кристаллизации микролитов. Таким образом, мы можем грубо оценить давление, соответствующее глубине начала фрагментации магмы при извержении 7 апреля 2023 г. (0.5–0.6 кбар).

Эруптивные продукты и их эволюция относительно предыдущих извержений

Пористость лапилли. Пористость лапилли была оценена тремя независимыми методами — методом компьютерной рентгеновской томографии, методом гидростатического взвешивания, анализом панорамных BSE-изображений с помощью программы ImageJ. Наибольшие значения пористости были получены при взвешивании образцов в воде (63–76 об. %), наименьшие — с помощью метода компьютерной томографии (25–46 об. %). Анализ крупномасштабных BSE-изображений позволяет выявить вариации пористости в пределах одного образца — до 20 об. %, в целом, оценки лежат в диапазоне 40–70 об. %. Также BSE-изображения позволяют оценить размер пор, часть из которых значительно меньше минимального размера, необходимого для корректного использования метода рентгеновской томографии. С учетом особенностей изготовления шлифов (для пористых образцов выбирается наиболее прочная и, соответственно, наименее пористая часть) очевидно, что измерение пористости подобных

образцов путем гидростатического взвешивания позволяет получить наиболее корректные результаты (63–76 об. % для лапилли извержения 7 апреля 2023 г.).

Оценки пористости лапилли методом анализа BSE-изображений перекрываются с оценками пористости части эруптивных продуктов 20 декабря 2017 г., полученных аналогичным методом [Davydova et al., 2022]. Данные продукты — кристобалит- и тридимит-содержащие породы, формирующиеся при извержении магмы, хранящейся в магматическом канале под лавовой пробкой [Davydova et al., 2022], — и, соответственно, первые порции магмы, попавшие на поверхность при извержении 20 декабря 2017 г. Сравнение валового химического и минерального состава лапилли с вышеуказанными эруптивными продуктами извержения декабря 2017 г. позволило отследить изменения в магматической системе вулкана.

Состав эруптивных продуктов. Продукты извержения апреля 2017 г. представлены андезибазальтами, составы которых, в целом, закономерно продолжают тренд эволюции составов пород современного эруптивного цикла, отмеченный ранее в ряде работ [Малышев, 2000; Turner et al., 2013]. Однако, образцы, отобранные из ювенильных блоков в пирокластическом потоке, по своему валовому составу практически идентичны друг другу и ложатся в область наиболее основных составов пород вулкана Безымянный, тогда как лапилли демонстрируют более широкий диапазон составов (55.5–57 мас. % SiO_2). Подобные вариации химического состава отмечаются и для некоторых других извержений (например, 14–15 октября 2007 г. или 20 декабря 2017 г., см. рис. 3).

Для извержения 20 декабря 2017 г. было показано, что подобный широкий диапазон составов формируется за счет выноса на поверхность эволюционировавшей магмы, сформировавшейся в верхней части магматического очага или даже магматического канала во время относительно долгого перерыва между извержениями вулкана в 2012–2016 гг., тогда как большая часть вещества, отражающая состав магмы в приповерхностном очаге и слагающая пирокластические потоки, довольно однородна по химическому составу и отвечает наиболее примитивной части диапазона [Davydova et al.,

2022]. Подобные относительно кислые разновидности эруптивных продуктов отмечались для всех изученных извержений после перерыва вплоть до 2020 г. (2016–2020 гг.) [Mania et al., 2019; Koulakov et al., 2021; Davydova et al., 2022, неопубликованные данные].

Пирокластические потоки, сформировавшиеся в результате извержений 2022 и 2023 гг., подобного относительно кислого материала не содержат, согласно полевым наблюдениям авторов. Ранние порции магмы, попавшие на поверхность в процессе извержения 7 апреля 2023 г. в виде тефры – пемзовидные лапилли – хоть и демонстрируют некоторое разнообразие составов, не показывают их значительного смещения в кремнекислую область. Вышесказанное позволяет предполагать, что серия последовательных извержений 2017–2020 гг. привела к эффективному удалению из верхней части магматической системы большей части магмы, эволюционировавшей в период покоя (2012–2016 гг.). В настоящее время магматическая система вернулась к состоянию, аналогичному состоянию до 2012 г., с относительно гомогенным приповерхностным магматическим очагом, магма в котором по составу соответствует андезибазальтам.

Возрастание средних значений мощности тепловой эмиссии вулкана (см. рис. 7) и возвращение картины распределения графиков мощности тепловой эмиссии в состояние, подобное наблюдаемому в период 2000–2012 гг. (рис. 8), так же является косвенным свидетельством перехода магматической системы через “переходный период”, вызванный перерывом в эксплозивной активности.

Вариации содержания меди в эруптивных продуктах. Для пород современного эруптивного цикла вулкана Безымянный ранее отмечалось аномальное обогащение медью мафических включений (150–330 г/т) на фоне вмещающих андезитов и андезибазальтов, содержащих относительно низкие (30–50 г/т) для пород подобного состава концентрации Cu [Давыдова и др., 2017; Davydova et al., 2024]. Рассматриваемые в данной работе андезибазальты характеризуются повышенным содержанием меди (65–80 г/т) относительно андезитов и андезибазальтов извержений последних двух десятилетий (30–50 г/т, см. рис. 4а, [Davydova

et al., 2024]) и всего современного эруптивного цикла (18–63 г/т, [Turner et al., 2013]). Лапилли так же характеризуются повышенными концентрациями Cu (80 г/т) относительно бомб из пирокластического потока (65 г/т). Мафическое включение – наоборот, по составу ложится в область наименее обогащенных медью составов мафических включений вулкана Безымянный (150 г/т для включений 2023 г. и 100–330 г/т для включений 2007–2017 гг., [Davydova et al., 2024]) (см. рис. 4б). Ранее нами был предложен механизм обеднения андезибазальтов вулкана Безымянный Cu за счет ее перераспределения в мафические включения в магматическом очаге [Davydova et al., 2024].

Относительно слабое обогащение медью мафического включения и сохранение повышенных концентраций меди в андезибазальтах может отвечать небольшому временному интервалу между поступлением магмы из нижних уровней системы в приповерхностный очаг и извержением. Различия между составом лапилли и бомб могут быть объяснены как результат формирования их из магмы, хранившейся в разных частях магматического очага – лапилли, извергшиеся одними из первых, вероятно, сформировались из магмы, находившейся в верхних частях очага или непосредственно в магматическом канале, и испытывавшие минимальное взаимодействие с магмой мафических включений. Однако также наблюдаемые отличия могут свидетельствовать о значительных изменениях в магматических процессах, приводящих к извержениям вулкана Безымянный и контролирующим поведение меди в его магматической системе, и требуют более детального изучения.

ВЫВОДЫ

Эруптивные продукты извержения 7 апреля 2023 г. относятся к умеренно-калиевым андезибазальтам. Составы пород из ювенильных блоков и бомб пирокластических потоков ложатся в область наиболее примитивных пород современного эруптивного цикла. Лапилли демонстрируют более широкий диапазон составов и сформировались из магмы, хранившейся непосредственно перед извержением в верхней части магматического очага. Температура магмы

непосредственно перед извержением достигала 980°C.

Условия формирования и особенности минерального состава пород свидетельствуют об эффективном удалении из верхней части приповерхностного очага вулкана Безымянный большей части магмы, эволюционировавшей в сторону более кислых составов за время перерыва в извержениях в 2012–2016 гг., и возвращении приповерхностного очага к состоянию, наиболее близко отвечающему состоянию в период 2007–2012 гг.

Интересным отличием от продуктов предыдущих извержений является повышенное относительно них содержание меди в андезибазальтах, однако природа данного явления требует более детальных исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность членам отряда “Эруптивный” Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, принимавшим участие в полевых работах в апреле 2023 г., в т.ч. И.А. Нуждаеву и В.И. Фролову, предоставившим фотоматериалы; С.З. Смирнову и Т.Ю. Тиминой, предоставившим составы вулканического пепла; Д.С. Татариновой и М.Д. Щеклеиной за помощь в проведении полевых работ в августе 2023 г., И. Абкадырову за помощь в транспортировке образцов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 22-77-00016).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гирин О.А., Горбач Н.В., Давыдова В.О., Мельников Д.В., Маневич Т.М., Маневич А.Г., Демянчук Ю.В. Эксплозивное извержение вулкана Безымянный 15 марта 2019 г. и его продукты // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 50–66.

Гирин О.А., Лупян Е.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Сорокин А.А., Романова И.М., Крамарева Л.С., Уваров И.А., Королев С.П., Демянчук Ю.В., Цветков В.А. Дистанционный мониторинг

эксплозивных извержений вулкана Безымянный в 2023 г. // Материалы 21-й Международной конференции “Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса”, XXI.G.92, Москва, 13–17 ноября 2023 г. М.: ИКИ РАН, 2023.

Давыдова В.О., Щербakov В.Д., Плечов П.Ю. Оценки времени смешения магм в системе вулкана Безымянный (Камчатка) по данным диффузионной хронометрии // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2018. № 4. С. 52–58.

Давыдова В.О., Щербakov В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б. Характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный 2006–2012 гг. // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 609–634.

Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. 260 с.

Мельников Д.В., Жижин М.Н., Трифонов Г.М., Пойда А.А. Динамика извержения вулкана Сноу (о. Чирпой, Курильские острова) в 2012–2017 гг.: результаты применения алгоритма VIIRS Nightfire // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 3. С. 69–79.

Сенюков С.Л., Нурждина И.Н., Дроздина С.Я., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В. Особенности сейсмичности вулкана Безымянный в 2022–2023 гг. // Труды Девятой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием 24–30 сентября 2023 г. “Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов”. Петропавловск-Камчатский, 2023. С. 183–187.

Albarede F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? // J. of Geophys. Res.: Solid Earth. 1992. V. 97. № B7. P. 10997–11009.

Coppola D., Laiolo M., Massimetti F., Hainzl S., Shevchenko A., Mania R., Shapiro N., Walter T.R. Thermal remote sensing reveals communication between volcanoes of the Klyuchevskoy Volcanic Group // Scientific Reports. 2021. V. 11. № 1. P. 13090.

Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Koulikov I.Y. Petrological evidence of rapid evolution of the magma plumbing system of Bezymianny volcano in Kamchatka before the December 20th, 2017 eruption // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2022. V. 421. P. 107422.

Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Yapakurt V.O., Scherbakov Yu.D., Perepelov A.B., Brianskii N.V., Antipin V.S. Copper redistribution from shallow oxidized magmas to mafic enclaves. Insight from anomalously Cu-enriched enclaves from Bezymianny volcano, Kamchatka // Lithos. 2024. <https://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4661224>
Elvidge C., Zhizhin M., Hsu F.-C., Baugh K. VIIRS Nightfire: Satellite Pyrometry at Night // Remote Sensing. 2013. V. 5. № 9. P. 4423–4449.

- Girina O.A.* Chronology of Bezymianny volcano activity, 1956–2010 // *J. of Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. V. 263. P. 22–41.
- Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter.* 1980. V. 4. № 1. P. 43–47.
- Koulakov I., Plechov P., Mania R., Walter T.R., Smirnov S.Z., Abkadyrov I., Jakovlev A., Davydova V., Senyukov S., Bushenkova N., Novgorodova A., Stupina T., Drozhnina S.Ya.* Anatomy of the Bezymianny volcano merely before an explosive eruption on 20.12.2017 // *Scientific reports.* 2021. V. 11. № 1. P. 1–12.
- Mueller S., Scheu B., Kueppers U., Spieler., Richard D., Dingwell D.* The porosity of pyroclasts as an indicator of volcanic explosivity // *J. of Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. V. 203. P. 168–174.
- Plechov P., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Shcherbakov V., Tikhonova M.S.* Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–2013 // *J. of Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 307. P. 182–199.
- Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
- Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Izbekov P.E., Shipman J.S.* Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. P. 83–99.
- Trifonov G., Zhizhin M., Melnikov D., Poyda A.* VIIRS Nightfire remote sensing volcanoes // *Procedia computer science.* 2017. V. 119. P. 307–314.
- Turner S.J., Izbekov P.E., Langmuir C.* The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. V. 263. P. 108–121.
- Zhizhin M., Matveev A., Ghosh T., Hsu F-C., Howells M., Elvidge C.* Measuring Gas Flaring in Russia with Multi-spectral VIIRS Nightfire // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. № 16. P. 3078.

ERUPTIVE PRODUCTS FROM THE BEZYMIIANNY VOLCANO ERUPTION ON APRIL 7, 2023

**V. O. Davydova¹, *, R. A. Kuznetsov², O. V. Dirksen²,
D. V. Melnikov², A. B. Ermolinsky¹, V. O. Yapaskurt¹**

¹*Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
Piipa bulvar, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

*e-mail: vestadav@gmail.com

We have obtained the first data on the chemical composition of the eruptive materials from the explosive eruption of Bezymianny volcano on April 7, 2023. Our unique collection includes freshly sampled pumice lapilli from the eruption and juvenile blocks from pyroclastic flows. We have identified interesting patterns in both macro components and specific chalcophile elements, such as copper. The rocks we studied belong to medium-K two-pyroxene basaltic andesite (55.5–57 wt. % SiO₂), with mafic enclaves characterized by a slightly more primitive composition (53.7 wt. % SiO₂). According to mineral geothermometry data, the phenocrysts of basaltic andesite crystallized at temperatures in the range from 940 to 960°C, while the formation of phenocryst rims and microlites occurred at 980°C, which corresponds to conditions immediately before the eruption. The composition of volcanic glass allows us to estimate the pressure at which the magma reached the last equilibrium with crystallizing phases before eruption (0.5–0.6 kbar). Based on these findings, we have formulated hypotheses about the potential evolution of the shallow magma chamber of Bezymianny volcano during the period from 2017 to 2023.

Keywords: Bezymianny volcano, andesite, arc volcanoes

УДК 550.345

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ЦУНАМИ ДЛЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ОКТЯБРЬСКОЙ КОСЫ (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2024 г. В. К. Гусяков^{а, *}, С. А. Бейзель^{б, **}, О. И. Гусев^{б, ***}, А. В. Ландер^{с, ****},
Д. В. Чебров^{д, *****}, Л. Б. Чубаров^{б, *****}

^аИнститут вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
просп. Лаврентьева, 6, Новосибирск, 630090 Россия

^бФедеральный исследовательский центр информационных и вычислительных технологий,
просп. Лаврентьева, 6, Новосибирск, 630090 Россия

^сИнститут теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

^дКамчатский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН”,
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: gvk@sscc.ru

**e-mail: beisels@gmail.com

***e-mail: gusev_oleg_igor@mail.ru

****e-mail: land@mitp.ru

*****e-mail: danila@emsd.ru

*****e-mail: chubarov@ict.nsc.ru

Поступила в редакцию 18.03.2024 г.

После доработки 17.04.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

Рассматривается задача оценки цунамиопасности участка западного побережья Камчатки в районе Октябрьской косы, возникшая в связи с проблемой обеспечения транспортной доступности поселка Октябрьский и расположенных на косе рыбообрабатывающих предприятий. Для получения этих оценок использовалась методика “наихудшего случая” (worst case). По результатам анализа сейсмичности и исторических данных о проявлениях цунами в Охотском море были выделены две цунамигенные зоны, угрожающие побережью в районе Октябрьской косы, и для каждой из них определен набор модельных цунамигенных землетрясений. Для этого набора моделей было выполнено численное моделирование возбуждения и распространения цунами, по результатам которого выбраны наиболее опасные для исследуемого участка побережья модельные источники. На следующем этапе для этих источников были проведены уточняющие расчеты с использованием последовательности вложенных расчетных сеток, определившие параметры воздействия цунами на побережье. Основными результатами работы являются выявление наиболее опасных по отношению к побережью Октябрьской косы цунамигенных зон, выбор модельных цунамигенных источников в них и оценки параметров экстремальных волн цунами, угрожающих этому участку побережья.

Ключевые слова: волны цунами, защищаемое побережье, оценка цунамиопасности, сейсмичность, цунамигенное землетрясение, математическое моделирование

DOI: 10.31857/S0203030624050033, EDN: HNKUGF

ВВЕДЕНИЕ

Уровень цунамиопасности западного побережья Камчатки, выражаемый через максимально

возможные величины заплесков и их повторяемости, значительно ниже, чем для ее восточного побережья. Это связано в первую очередь с отсутствием вблизи западного побережья

активной сейсмогенной зоны, имеющей потенциал для возникновения сильных цунамигенных землетрясений. В то же время он не является пренебрежимо малым в силу 1) наличия в Охотском море собственных сейсмогенных зон, обладающих определенным цунамигенным потенциалом, 2) возможности сильных цунами Курило-Камчатской зоны проникать в Охотское море через цепочку курильских проливов и 3) способности сильнейших трансокеанских цунами из удаленных цунамигенных зон Тихого океана создавать продолжительные по времени (до 2–3 суток) и опасные колебания уровня окраинных морей. В частности, наиболее значительные колебания уровня, с амплитудой до 2.2 м, зарегистрированные инструментально на северо-западном побережье Охотского моря, (в порту Магадана) были вызваны именно удаленным цунами, возникшим в Тихом океане при Чилийском землетрясении 22 мая 1960 г. [Соловьев, 1978].

Оценка цунамиопасности побережий окраинных морей типа Охотского представляет определенные трудности в силу недостатка данных исторических наблюдений, отсутствия (как правило) палеоданных и сложности применения вероятностных методов оценки цунамиопасности, например, в рамках методики РТНА (Probabilistic Tsunami Hazard Assessment). Последнее вытекает из необходимости анализа источников из различных очаговых зон (локальных, региональных и удаленных), обладающих существенно различными магнитудными порогами для возбуждения цунами и повторяемостями сильнейших землетрясений. Следует также учесть, что для практического использования полученных результатов требуются не только оценки экстремальных высот волн на урезе, но также и оценки дальности и глубины заливания суши, для чего необходимо выполнение существенно более затратных расчетов наката цунами на сухой берег.

Настоящее исследование было выполнено с целью получения оценок цунамиопасности участка западного побережья Камчатки в районе Октябрьской косы, обеспечивающей транспортную доступность поселка Октябрьский и расположенных на этой косе рыбообрабатывающих предприятий (рис. 1).

Поселок и находящиеся рядом с ним предприятия расположены в средней, наиболее широкой части песчано-галечной косы общей длиной около 35 км, отшнуровывающей устье реки Большой от акватории Охотского моря. Средняя ширина косы около 100–150 м при средней высоте над уровнем моря 3–4 м. В месте расположения поселка ширина косы возрастает до 300–350 м при высоте 5–6 м. Единственная дорога, связывающая поселок с полуостровом, а также питающая этот поселок линия электропередачи проходят также через косу и периодически подвергаются с охотоморской стороны заливанию штормовыми волнами, высота которых в период сильных зимних штормов может достигать 7–8 м [Ветровое волнение..., 1998]. В такие периоды приход даже небольшого по высоте (в пределах 1 м) цунами может полностью отрезать поселок от полуострова и при отсутствии безопасных мест для эвакуации поставить под угрозу жизни людей. Поэтому задача оценки цунамиопасности этого участка охотоморского побережья Камчатки является весьма актуальной.

Представленные в статье результаты оценки цунамиопасности для Октябрьской косы были получены в рамках сценарного подхода с использованием методики “наихудшего случая” (worst case) и сопровождались получением оценок повторяемости расчетных экстремальных высот.

Реализуя сценарный подход, авторы выполнили несколько последовательных этапов работ. На первом из них проводится анализ сейсмичности зон, в которых могут располагаться потенциально цунамигенные источники. На следующем этапе оцениваются параметры максимально возможных землетрясений в пределах выделенных зон и определяется их наиболее опасное (по отношению к защищаемому побережью) положение. Для выбранных моделей очагов определяются их повторяемости на основе инструментальных, исторических или палеоданных. Наконец, на третьем этапе производятся расчеты распространения цунами на последовательности вложенных сеток (на наиболее детальной из них — с учетом наката) и определяются требуемые параметры цунамиопасности.

Такой подход ранее использовался авторами в ряде работ по исследованию воздействия

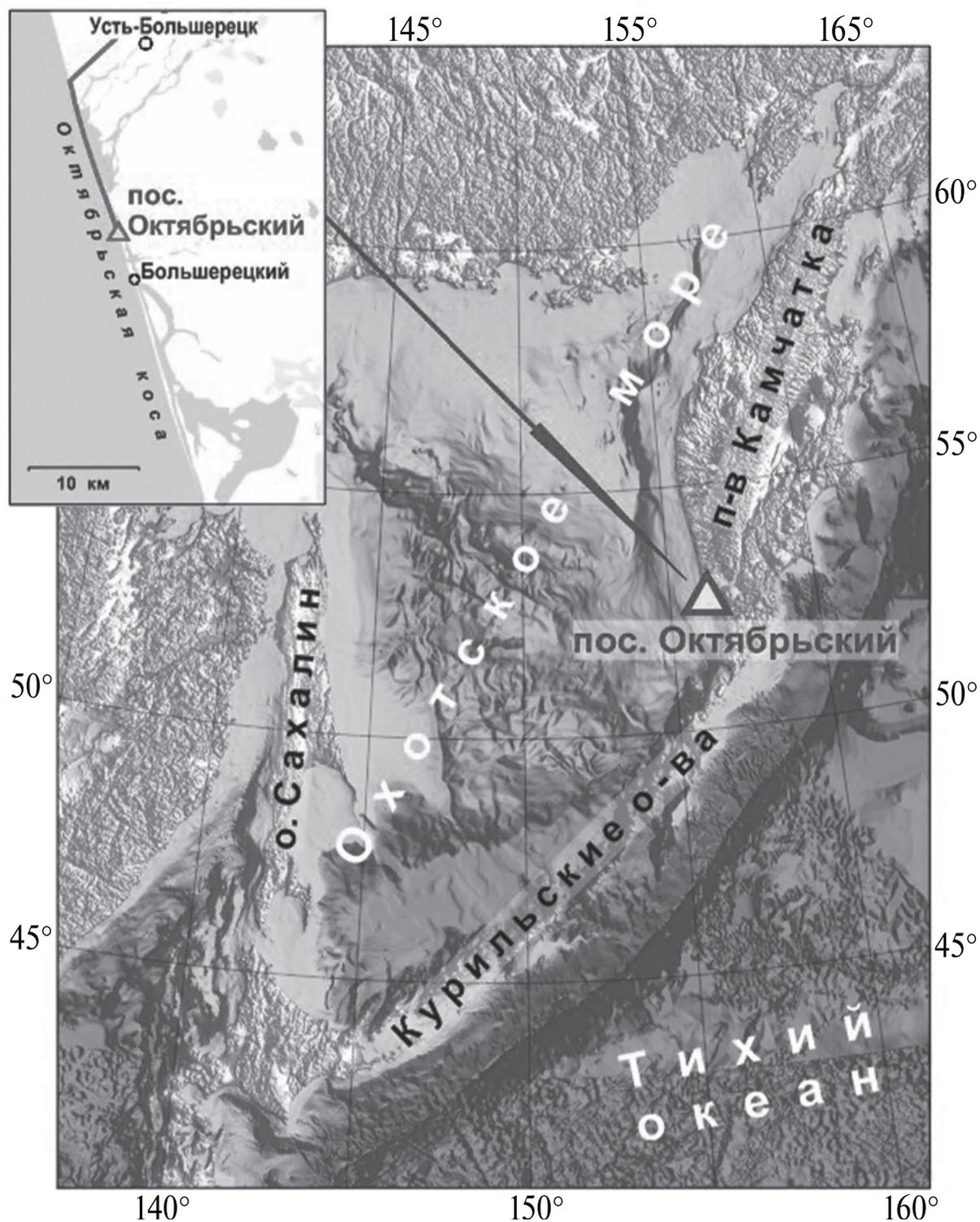


Рис. 1. Местоположение пос. Октябрьский на карте района исследований. На врезке красной линией показана дорога, ведущая по косе в пос. Октябрьский.

региональных и удаленных цунами на Дальневосточное побережье России [Beisel et al., 2014; Гусяков и др., 2019; Shokin et al., 2019; Chubarov et al., 2022]. В указанных публикациях приведена обширная библиография по исследованию

цунамиопасности побережий, по анализу сейсмотектоники изучаемых регионов и по методикам численного моделирования, используемых в решении соответствующих гидродинамических задач.

ИСТОРИЧЕСКИЕ ЦУНАМИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Полный исторический каталог цунами на Дальневосточном побережье Российской Федерации (РФ), суммирующий сведения из ранее опубликованных каталогов [Соловьев, Ферчев, 1961; Соловьев, 1978; Заякин, 1996], а также из двух глобальных баз данных, поддерживаемых NCEI/NOAA [NCEI/WDS, 2024] и лабораторией цунами ИВМиМГ СО РАН [NTL/ICMMG SB RAS, 2024], содержит 108 региональных и 5 удаленных цунамигенных событий, наблюдавшихся в регионе за период с 1737 г. по 2023 г. Расположение очагов 108 цунамигенных событий, имевших проявление на Дальневосточном побережье РФ, показано на рис. 2. Анализ содержания каталога показывает, что основную угрозу дальневосточному побережью несут подводные землетрясения, происходящие в Курило-Камчатской сейсмогенной зоне. В ней происходит свыше 90% всех цунамигенных землетрясений, угрожающих российскому побережью, в том числе все сильнейшие землетрясения с моментной магнитудой $M_w \sim 8.5-9.0$ [Гусяков, 2016]. Распределение событий по типу источников демонстрирует, что подавляющее большинство цунами (103 из 113) имело сейсмогенную природу, в 3 случаях волны цунами были вызваны вулканическими взрывами, в 2 — береговыми обвалами, 3 события имели метеорологическую природу, для 2 случаев природа источника остается неизвестной. Такое распределение показывает, что оценки, полученные для сейсмических источников, достаточно полно отражают общий уровень цунамиопасности дальневосточного побережья.

В опубликованных каталогах и имеющихся базах данных сведения о проявлениях цунами на западном побережье Камчатки практически полностью отсутствуют. Единственным исключением является информация о колебаниях уровня моря в пос. Озерной, достигавших высоты 5 м во время Камчатского цунами 4 ноября 1952 г. [Исторические сведения..., 1998]. Расстояние между пос. Озерной и пос. Октябрьский вдоль западного побережья составляет 135 км. Поскольку результаты численного моделирования этого события демонстрируют возможность проникновения значительной части волновой энергии в акваторию Охотского моря

[Бейзель и др., 2014], можно с уверенностью предполагать, что какое-то воздействие цунами на косу в районе пос. Октябрьский в 1952 г. было, однако документальных свидетельств этого найти не удалось.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ОХОТОМОРСКОГО И КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНОВ

В регионе Охотского моря сходятся границы трех крупнейших литосферных плит (Тихоокеанской, Североамериканской и Азиатской), которые зажимают между собой относительно небольшую и практически асейсмичную Охотскую плиту. Основная масса охотоморских землетрясений происходит именно на этих границах.

С юго-востока под Охотскую плиту быстро (со скоростью 8–9 см/год [Argus et al., 2011]) пододвигается Тихоокеанская плита, образуя Курило-Камчатскую сейсмофокальную зону, в которой происходит большинство сильнейших землетрясений региона (рис. 3). Очаги цунамигенных землетрясений располагаются здесь в широкой полосе, протягивающейся вдоль Курило-Камчатского побережья и соответствующей пологому участку зоны субдукции. За примерно 120 лет инструментальных наблюдений в ней зарегистрировано около 70 мелкофокусных (с глубинами менее 70 км) событий с магнитудой 7 и выше. Из них 9 землетрясений имели магнитуду более 8 и одно (Камчатское землетрясение 4 ноября 1952 г.) имело магнитуду близкую к 9 [The ISC-GEM..., 2023]. Оно вызвало разрушительное цунами на юге Камчатки и на северных Курилах, породило трансокеанское цунами во всем бассейне Тихого океана. Данные о проявлении этого цунами на побережье Охотского моря [Соловьев, 1978; Исторические сведения..., 1998; Святловский, 1958] носят ограниченный и отрывочный характер, поскольку специального обследования последствий цунами на охотоморском побережье, в отличие от тихоокеанского, не проводилось.

В задуговой (охотоморской) части островной дуги также имеется область мелкофокусной сейсмичности, где теоретически возможно возникновение цунамигенных землетрясений. За время инструментальных наблюдений здесь

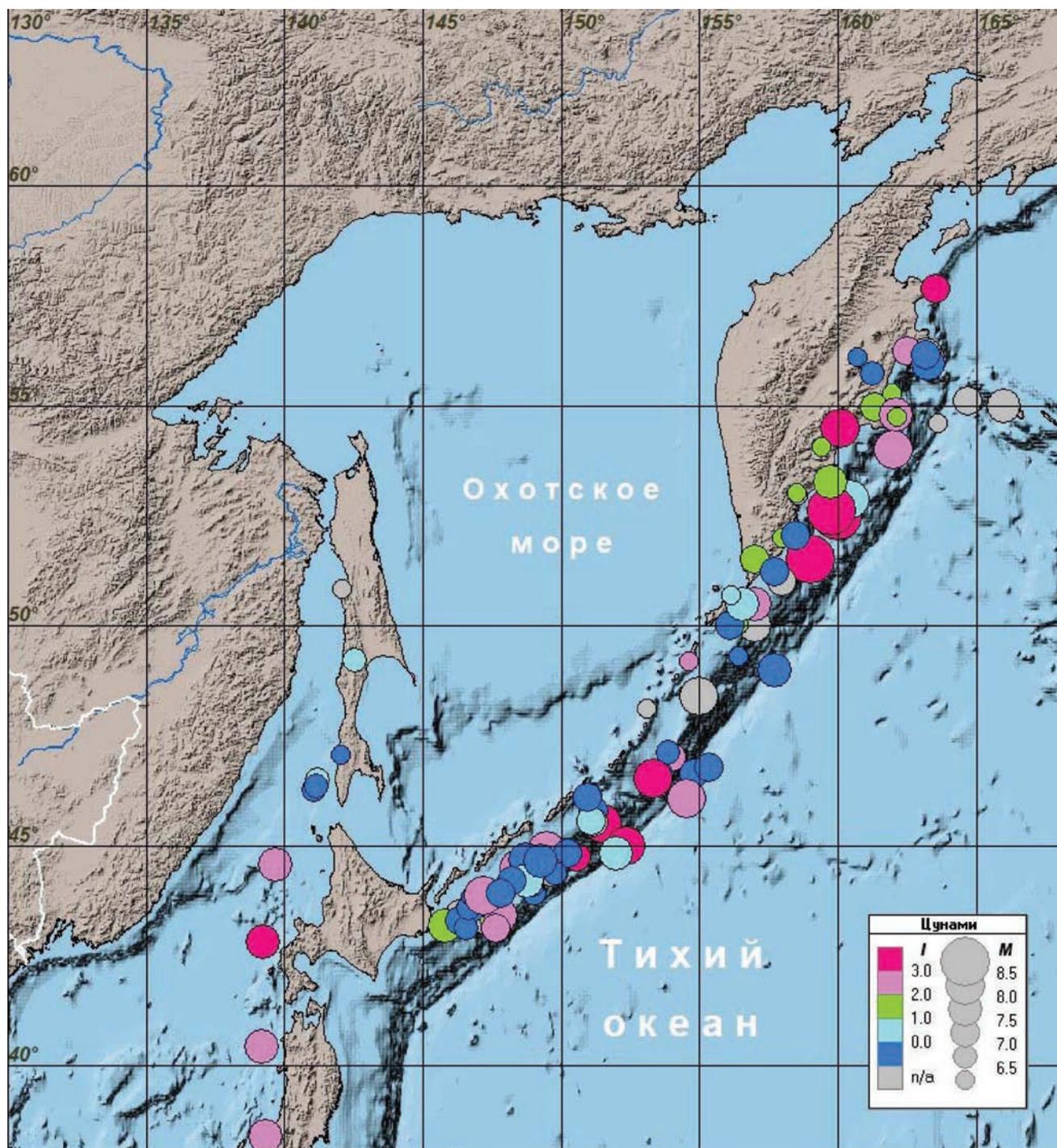


Рис. 2. Карта очагов цунамигенных событий, имевших проявление на Дальневосточном побережье РФ с 1737 г. по 2023 г. Размер кружков пропорционален магнитуде землетрясения). Цветом показана интенсивность цунами по шкале Соловьева–Имамуры.

Примечание. В силу большого временного интервала (более 280 лет), покрываемого каталогом дальневосточных цунами, в нем в качестве величины магнитуды цунамигенного землетрясения M принимается максимальное из трех возможных значений магнитуд – макросейсмической M , магнитуды по поверхностным волнам M_S и моментной магнитуды M_W . В других случаях (например, при анализе сейсмических каталогов) тип магнитуды оговаривается особо.

зафиксировано около 10 мелкофокусных землетрясений с магнитудой больше 6.0. Сильнейшее из них произошло 07.05.1962 г. к западу от о. Итуруп и имело магнитуду 6.5 [The ISC-GEM...

2023]. Документальных свидетельств о генерации ощутимых цунами от таких землетрясений в литературе не имеется, однако теоретически их исключать нельзя. Волны цунами при этом

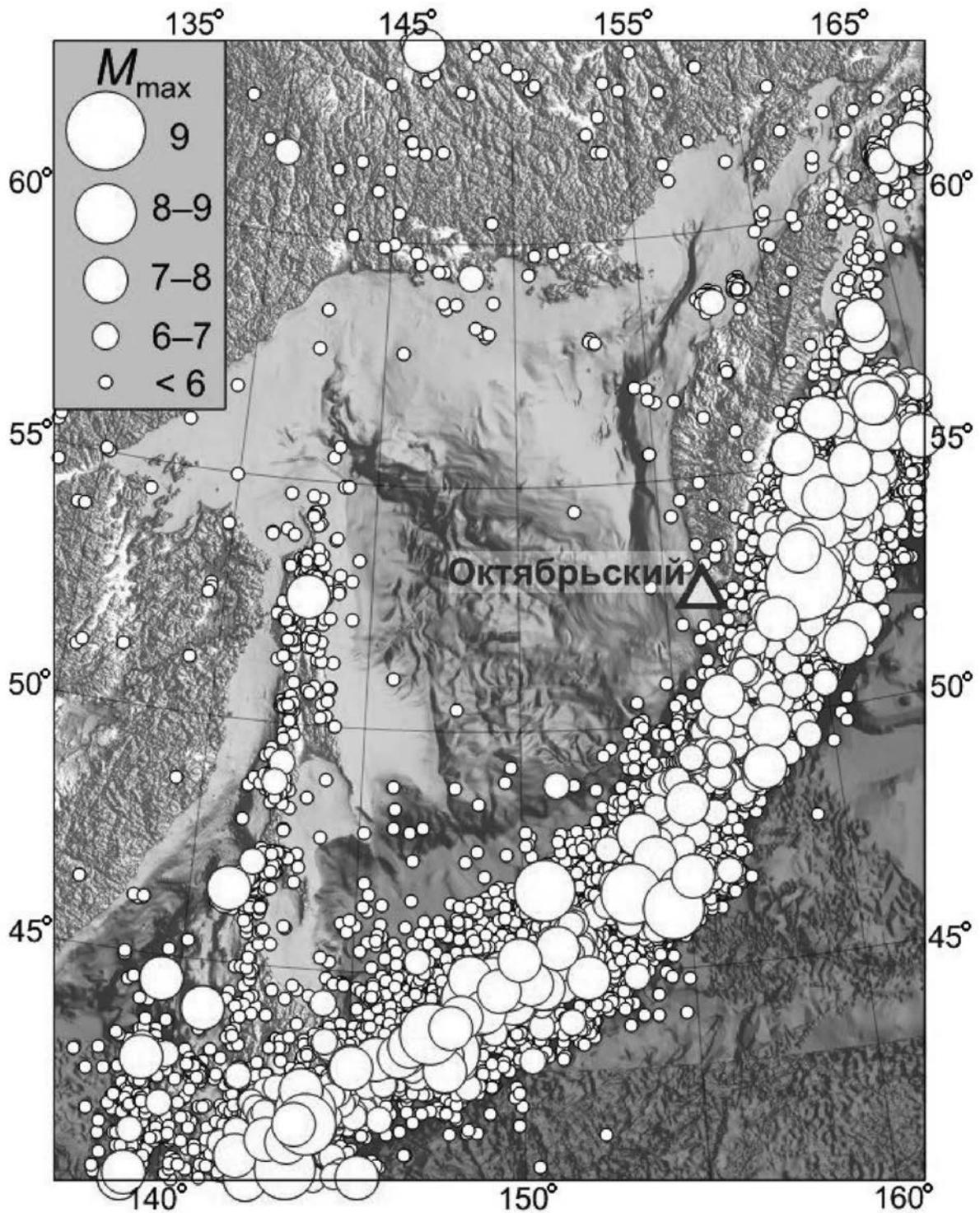


Рис. 3. Эпицентры мелкофокусных землетрясений (глубины до 70 км) Охотоморского и Курило-Камчатского регионов, зарегистрированных мировыми сетями за период инструментальных наблюдений 1904–2022 гг. по данным каталога ANSS [ANSS, 2024].

могут усиливаться за счет генерации подводных оползней, типичных для окраинных морей.

Западная и северная границы Охотской плиты образованы континентальными сейсмическими

поясами, на них реализуются медленные тектонические движения, отсутствуют глубоководные землетрясения и в целом уровень сейсмичности значимо ниже. Однако и в континентальных

Таблица 1. Параметры очагов модельных землетрясений, рассмотренных в серии сценарных расчетов

	lat (с.ш.)	long (в.д.)	L	W	DIP	RAKE	STRIKE	D ₀	H_top
1	53.35°	145.04°	138.00	35.00	45.00°	90.00°	182.00°	8.71	4.00
2	53.35°	145.12°	87.00	27.00	45.00°	90.00°	182.00°	4.49	4.00
3	53.30°	143.32°	138.00	35.00	45.00°	90.00°	180.00°	8.71	4.00
4	51.58°	158.03°	800.00	100.00	20.00°	90.00°	216.00°	10.00	4.00
5	48.13°	153.98°	800.00	100.00	20.00°	90.00°	221.00°	10.00	4.00
6	45.36°	149.64°	450.00	100.00	20.00°	90.00°	230.00°	10.00	4.00
7	51.71°	157.76°	450.00	150.00	20.00°	90.00°	216.00°	10.60	4.00
8	49.83°	155.52°	450.00	150.00	20.00°	90.00°	220.00°	10.60	4.00
9	49.52°	155.13°	450.00	150.00	20.00°	90.00°	220.00°	10.60	4.00
10	49.17°	154.68°	450.00	150.00	20.00°	90.00°	220.00°	10.60	4.00
11	48.81°	154.24°	450.00	150.00	20.00°	90.00°	220.00°	10.60	4.00
12	48.43°	153.82°	450.00	150.00	20.00°	90.00°	220.00°	10.60	4.00
13	50.18°	155.94°	450.00	150.00	20.00°	90.00°	221.00°	10.60	4.00
14	49.12°	155.89°	450.00	75.00	20.00°	90.00°	220.00°	21.20	4.00
15	49.12°	155.89°	450.00	75.00	20.00°	90.00°	220.00°	10.60	4.00
16	49.49°	155.19°	450.00	150.00	25.00°	90.00°	220.00°	10.60	4.00

Примечание. Здесь lat – широта центра нижнего края площадки разрыва, long – долгота центра нижнего края разрыва, L – длина (км) и W – ширина (км) площадки разрыва, DIP – угол падения разрыва, RAKE – направление подвижки в плоскости разрыва, STRIKE – угол простираения плоскости разрыва, D₀ – подвижка по разрыву (м), H_top – глубина верхнего края разрыва (км).

поясах зарегистрированы отдельные сильные землетрясения с магнитудами 7.0–7.5. Начиная с 1960-х гг. (время надежного определения гипоцентральных параметров), в пределах акватории Охотского моря (кроме областей, прилегающих к Курило-Камчатской дуге) зарегистрировано более 20 землетрясений с магнитудами ≥ 5 . Самые сильные землетрясения на шельфе Охотского моря произошли в заливе Шелихова 7 июля 1996 г. ($M = 6.4$) и у северного побережья примерно в 150 км западнее Магадана 15 июля 1931 г. ($M = 6.25$). Внутренние же области акватории Охотского моря являются значительно менее сейсмоактивными, чем прилегающие к ним побережья Сахалина, Магаданской области, западной Камчатки и Курильских островов.

Сейсмичность Сахалина определяется проходящей по острову субмеридиональной границей между Охотской и Амурской плитами. Севернее острова она поворачивает на запад, переходит на Азиатский континент и продолжается в сторону Станового хребта. Северо-западная часть Охотского моря, севернее Сахалина, практически асейсмична. Кроме того, под остров продолжается нижняя часть

Курильской зоны субдукции. Однако относящиеся к ней события происходят на глубинах в несколько сотен километров и не могут породить цунами.

Основной Сахалинский сейсмический пояс образован мелкофокусными землетрясениями, приуроченными к зоне контакта Охотской и Амурской плит. Он протягивается вдоль оси острова, и подавляющее большинство землетрясений происходит в его пределах (рис. 4). Отдельные события, однако, возникают и в прилегающих акваториях – на охотоморском шельфе Сахалина и в Татарском проливе. За период инструментальных наблюдений (с середины 1920-х гг. до настоящего времени) в этом поясе зарегистрировано два события с максимальными опубликованными магнитудами $M = 7.7$, еще одно с $M \geq 7.0$, 18 – с $M \in (6-7)$, около 200 с $M \in (5-6)$ и многие тысячи событий с меньшими магнитудами [ISC-isf, 2020]. Самое сильное зарегистрированное землетрясение ($M_w = 7.0$, $M_s = 7.7$) в северной части острова произошло 27 мая 1995 г. вблизи г. Нефтегорска и вызвало слабое (с высотами до 0.2 м) цунами на северо-восточном побережье Сахалина.

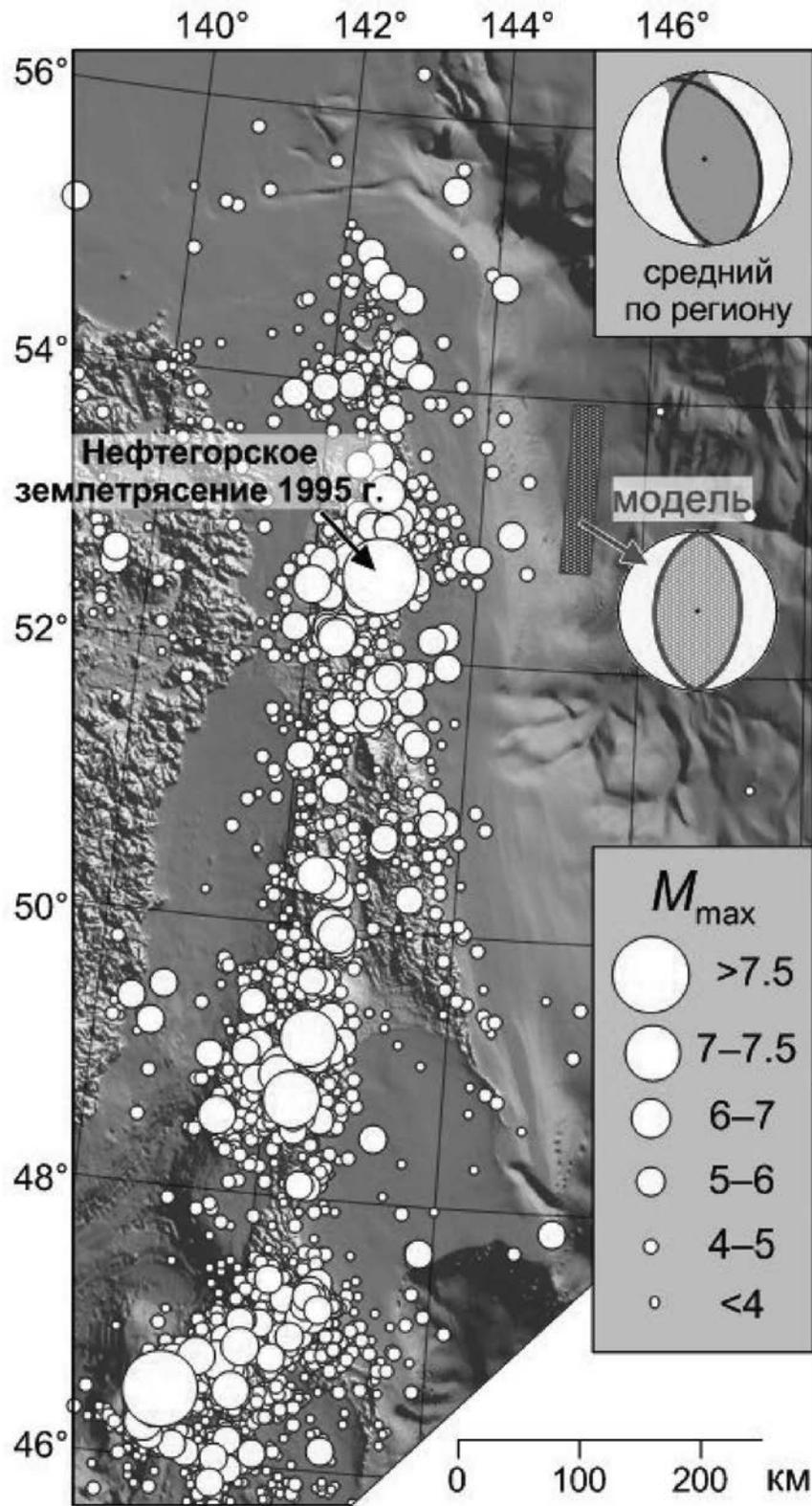


Рис. 4. Эпицентры мелкофокусных землетрясений (глубина до 70 км) Сахалина и прилегающих акваторий за период 1924–2022 гг. по данным каталогов ISC–isf и ANSS [ISC–isf, 2020; ANSS, 2024].

В правом верхнем углу рисунка приведена диаграмма тензора, среднего для данного региона.

Примечание. Красными прямоугольниками показано положение модельных цунамигенных источников (см. табл. 1, №№ 1–3). Красная стрелка указывает на диаграмму принятого для них механизма.

Отдельный небольшой сейсмический пояс протянулся в акватории вдоль западного побережья Камчатки, в частности, вблизи пос. Октябрьский. По данным Камчатской региональной сети, в нем, начиная с 1962 г., зарегистрировано более 350 событий. Из них 23 имели магнитуду $M_L \geq 5$ (здесь M_L – локальная магнитуда, измеренная по данным Камчатской региональной сети), а сильнейшее $M_L = 6.4$, что существенно ниже магнитудного порога ($M_L = 7.0$), принятого для объявления тревоги в Российской системе предупреждения о цунами. Потому этот пояс не рассматривался в качестве зоны, потенциально цунамиопасной для пос. Октябрьский.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Хотя общий уровень сейсмичности Сахалина существенно ниже, чем в Курило-Камчатской зоне, ряд обстоятельств требует особого внимания к моделированию цунами, исходящих из северо-восточной части сахалинской зоны. Во-первых, именно здесь располагался очаг крупнейшего зарегистрированного на Сахалине Нефтегорского землетрясения 27 мая 1995 г. Во-вторых, взаимное расположение северной части охотоморского шельфа Сахалина и пос. Октябрьский, ориентация площадок разрыва и типичные механизмы землетрясений этого района таковы, что при возникновении здесь сильного подводного землетрясения с большой вероятностью можно ожидать, что максимальная по амплитуде волна цунами будет распространяться именно в сторону Октябрьской косы. В-третьих, на северо-восточном шельфе острова Сахалин вблизи от сейсмоактивных областей ведутся разработки крупных газовых месторождений в рамках проектов “Сахалин-1” и “Сахалин-2”, что требует учета возможности возникновения здесь техногенных землетрясений.

Для этой зоны были рассмотрены три модельных очага цунамигенных землетрясений с моментными магнитудами 7.6 и 8.0 (табл. 1, очаги № 1–3) и одинаковым механизмом типа взброса, обладающим двумя важными для решаемой задачи свойствами. Во-первых, как видно из рис. 4, их механизм близок к типичному для Сахалина тензору сейсмического

момента, представленному средним для данного района тензором по 42 определениям из каталога CMT [Global CMT..., 2024]. Во-вторых, диаграмма направленности излучения энергии волны цунами от такого источника обладает максимумом в направлении пос. Октябрьский, что соответствует задаче поиска “наихудшего случая” для цунами, достигающего Октябрьской косы. Размеры модельных очаговых площадок разрыва и амплитуды подвижек рассчитаны согласно эмпирическим соотношениям, приведенным в работе [Papazachos et al., 2004].

Второй областью расположения очагов, создающих потенциальную угрозу цунами для пос. Октябрьский, является Курило-Камчатская сейсмогенная зона. Основная масса цунамигенных землетрясений здесь происходит в верхней пологой части зоны субдукции. Анализ исторических данных и результаты моделирования проявления цунами из этой зоны показывают, что существенную опасность для побережья Охотского моря могут создать только подводные землетрясения с предельно возможными магнитудами (9.0). В очагах таких землетрясений происходит разрыв вдоль главной границы раздела в кровле поддвигающейся океанической плиты. При этом в Курило-Камчатской зоне подвижка по разрыву в очагах таких предельно сильных землетрясений направлена примерно перпендикулярно простиранию островной дуги и не имеет существенной параллельной (сдвиговой) компоненты. В соответствии с этой основной сеймотектонической схемой в качестве механизма модельных очагов землетрясений магнитуды 9.0 выбирался пологий надвиг с углом подвижки (rake) близким к 90° .

Для пос. Октябрьский наиболее опасной цунамигенной областью следует считать район Северных Курил, откуда волны цунами могут проникать в акваторию Охотского моря через несколько широких и достаточно глубоких проливов (Крузенштерна, Севергина, Четвертый и Первый Курильские). Именно здесь располагался очаг Камчатского землетрясения 04.11.1952 г., породившего самое разрушительное цунами в Дальневосточном регионе РФ. Уровень опасности от очагов в районе центральных и южных Курил значительно ниже, поскольку энергия цунами практически

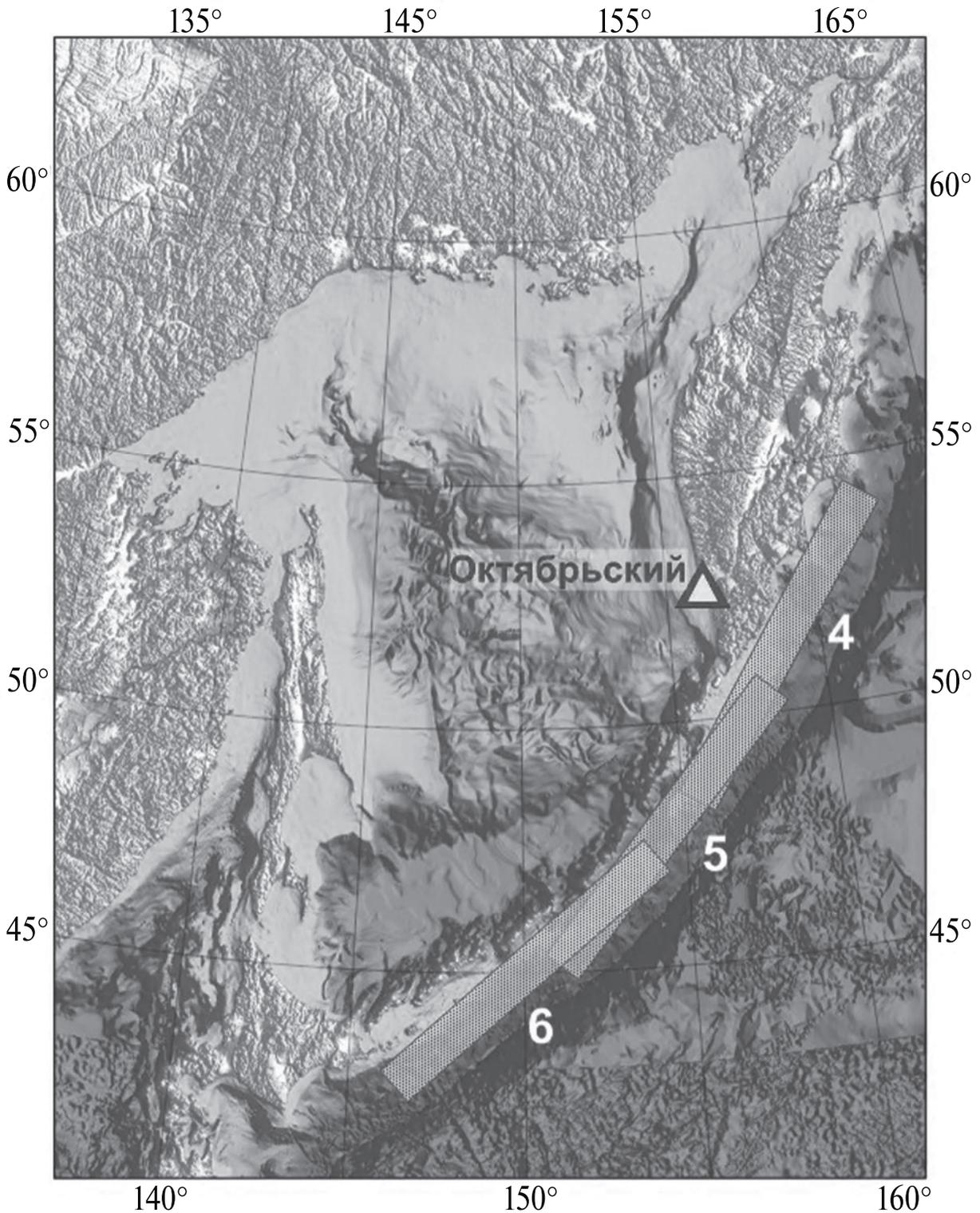


Рис. 5. Площадки очагов модельных землетрясений №№ 4–6, расположенных вдоль Курило-Камчатской дуги.

не способна распространяться вдоль береговой зоны в силу выраженной направленности (в сторону берега) ее излучения очагом типичного субдукционного землетрясения и

эффектов рефракции на мелководье [Гусяков, Чубаров, 1987]. Кроме того, для этих районов неизвестны исторические случаи возникновения предельно сильных ($M \sim 9$) подводных

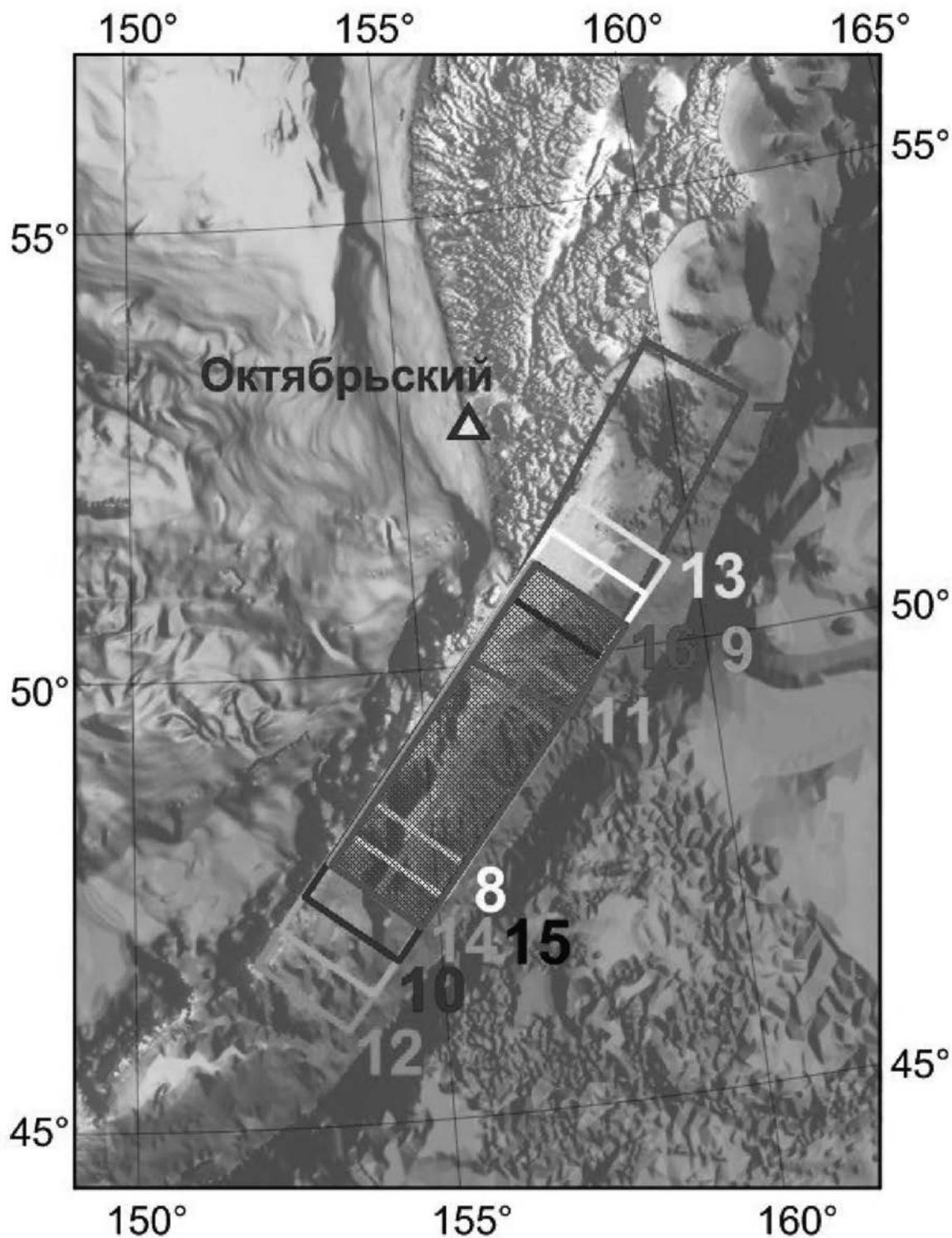


Рис. 6. Площадки очагов модельных землетрясений №№ 7–16, расположенных в зоне северных и центральных Курил.

землетрясений, хотя последние работы по изучению следов палеоземлетрясений на островах Итуруп и Симушир [Разжигаева и др., 2023] не исключают такую возможность.

Изучение влияния курило-камчатских очагов на исследуемый участок Охотского побережья в районе Октябрьской косы проводилось в два этапа. На первом из всей сейсмогенной зоны

протяженностью около 1500 км выделялся ее наиболее опасный сегмент. Для этого были построены три модельных очага №№ 4–6 (рис. 5), в совокупности перекрывающих основные предполагаемые цунамиопасные районы Курильской дуги. Расчеты распространения цунами от этих очагов, как и ожидалось, показали, что наиболее опасной для Октябрьской косы является ближайшая к ней часть дуги. Из трех рассмотренных очагов максимальные высоты цунами создавал источник № 5, очаг № 4 частично прикрыт полуостровом Камчатка, а очаг № 6 находится на существенно большем удалении от исследуемого района.

На втором этапе для определения более точного положения и параметров наиболее опасного для Октябрьской косы очага было рассмотрено 10 модельных источников (№№ 7–16), площадки которых показаны на рис. 6. Все модельные очаги, за исключением очагов № 14 и № 15, имели одинаковые размеры и механизмы, соответствующие модели субдукционного землетрясения магнитуды 9. Очаги № 14 и № 15 были рассмотрены в качестве модели так называемого “цунами-землетрясения” [Kanamori, 1972]. Для них была определена более узкая площадка разрыва (с шириной 75 км), смещенная в сторону глубоководной впадины, что дополнительно обеспечило повышение цунами-эффективности, за счет увеличения глубины воды в очаговой области. Для очага № 14 с целью сохранения общего сейсмического момента подвижка по разлому D_0 была увеличена в два раза. До сих пор такого рода “цунами-землетрясения” в диапазоне магнитуд 8.5–9.0 не были известны, но теоретически они возможны. Очаг № 7 может рассматриваться как модель Камчатского мега-землетрясения 4 ноября 1952 г.

В табл. 1 приведены основные параметры рассмотренных модельных очагов из обеих цунамигенных зон, угрожающих рассматриваемому участку западного побережья Камчатки. Процедура выбора из представленного набора очагов, “наиболее опасных” для исследуемого побережья, изложена в следующих разделах.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И САХАЛИНСКОЙ ЗОН

Оценка повторяемостей рассматриваемых сценарных событий является одним из наиболее сложных составляющих такого рода

исследований. Основной причиной сложности является то, что методика “наихудшего случая” предполагает выбор в качестве сценарных событий наиболее сильных землетрясений, допустимых по сеймотектоническим условиям очаговых зон. Повторяемость событий такой предельной магнитуды обычно превышает продолжительность временного интервала доступных инструментальных наблюдений, если они и присутствуют в каталогах, то, как правило, в единичном числе (пример – Камчатское землетрясение 4 ноября 1952 г.). Поэтому для получения повторяемостей предельно сильных событий графики повторяемости приходится экстраполировать в область больших магнитуд с привлечением данных об исторических землетрясениях, имеющих только макросейсмические оценки магнитуд, либо данных о палеоземлетрясениях, оценки магнитуд которых еще более проблематичны.

В настоящей работе использовались все доступные для Курило-Камчатской зоны источники данных. Для северо-восточного побережья Сахалина построение графика повторяемости выполнялось с помощью процедуры экстраполяции данных, так как в этой зоне сведения об исторических землетрясениях доинструментального периода практически отсутствуют, а систематических исследований палеосейсмичности до сих пор не проводилось.

Графики повторяемости инструментально зарегистрированных землетрясений, построенные по данным каталогов ANSS и ISC-*isf* [ISC-*isf*, 2020; ANSS, 2024] в обеих потенциально опасных для пос. Октябрьский цунамигенных зонах приведены на рис. 7. При их построении учитывались только мелкофокусные землетрясения с глубинами до 70 км. Эти графики для каждой магнитуды M определяют “кумулятивные” значения, соответствующие числу наблюдавшихся событий с магнитудой $\geq M$, в среднем на единицу времени (год). Учитывая специфику методики поиска “наихудшего случая”, в качестве аргумента функции повторяемости выбиралась величина магнитуды M_{\max} – максимальное опубликованное для события значение. При построении графиков применялись также процедуры сглаживания исходных эмпирических данных скользящими окнами шириной примерно 0.3 единицы магнитуды.

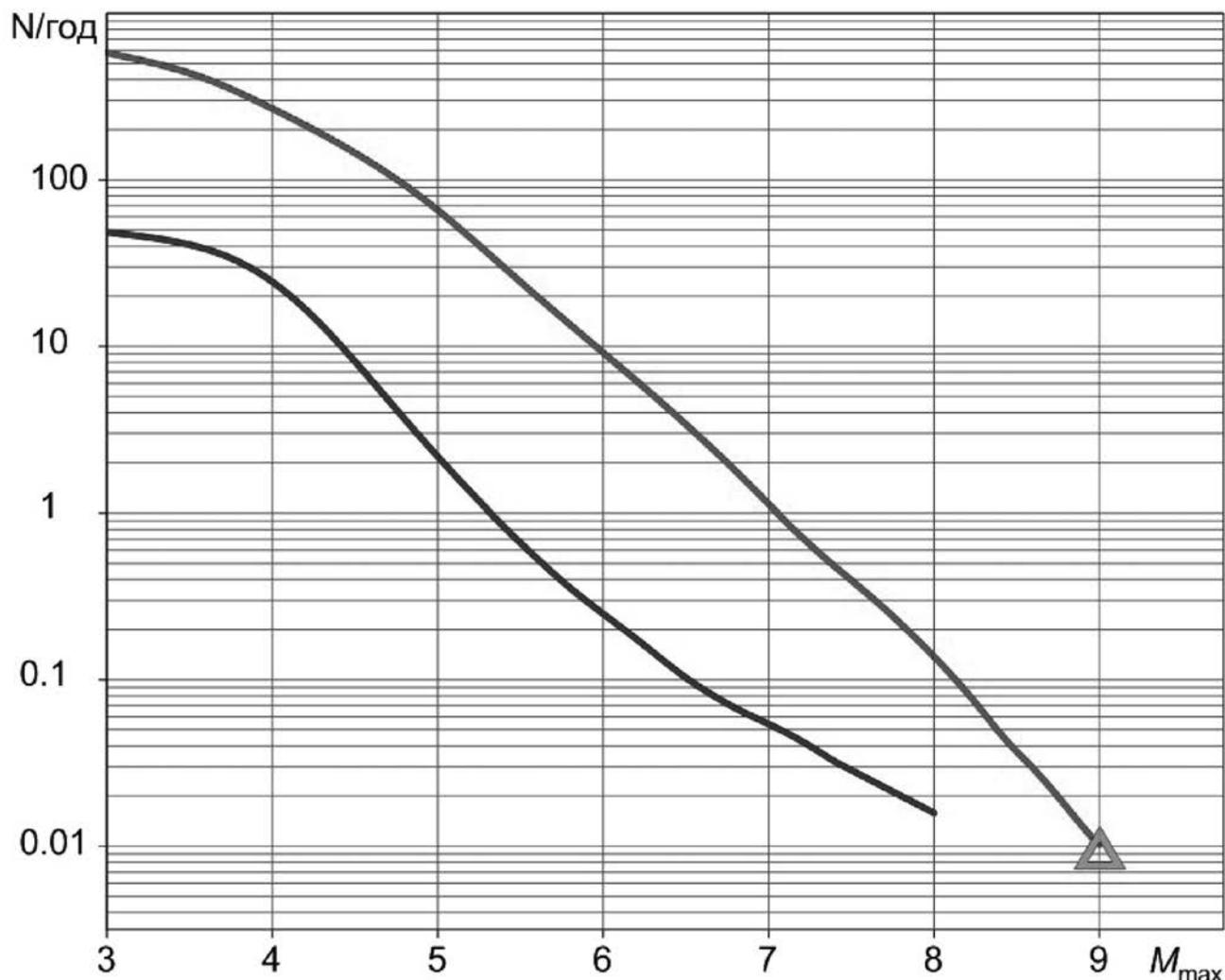


Рис. 7. Эмпирические кумулятивные законы повторяемости мелкофокусных землетрясений Курило-Камчатской дуги (красный, за период 1900–2020 гг.) и Сахалина (синий, 1924–2022) по данным каталогов ISC-isf и ANSS [ISC-isf, 2020; ANSS, 2024]. *Примечание.* Значение, отмеченное зеленым треугольником, получено с учетом палеоданных [Pinegina et al., 2018].

В результате многолетних полевых исследований береговых отложений Восточной Камчатки идентифицированы 30 событий цунами, относящихся к последним 5000 лет и вызвавших значительные (с высотами более 5–6 м) заплески на берегу. Для четырех землетрясений последних 1200 лет предложены оценки магнитуд, основанные на измеренных амплитудах быстрых опусканий (погребенных уступов в разрезах береговых террас). В отношении этих событий с высокой степенью вероятности можно предполагать, что они были вызваны близкими (региональными) землетрясениями с магнитудами в диапазоне 8.5–9.0. Таким образом, можно получить грубую оценку периода повторяемости сильнейших землетрясений

района Восточной Камчатки и Северных Курил в 300–400 лет, которая для мега-землетрясений $M \sim 9$ вполне согласуется с данными о повторяемости сильнейших землетрясений в других субдукционных зонах Тихого океана: Тохоку (500–600 лет) [Minoura et al., 2001], Каскадия (350–400 лет) [Atwater, 2007], Чили (около 400 лет) [Cisternas et al., 2005], а также в субдукционной зоне, протягивающейся вдоль западного побережья о. Суматра (около 450 лет) [Jankaew et al., 2008].

График повторяемости для зоны Курило-Камчатской дуги (см. рис. 7, красная кривая) построен по 70835 мелкофокусным землетрясениям региона с $M_{\max} \geq 3$, включенным в глобальные каталоги [ISC-isf, 2020; ANSS, 2024] за

период 1900–2020 гг. За это время в пределах Курило-Камчатской сейсмогенной зоны зафиксировано лишь одно землетрясение с магнитудой $M \sim 9$ (событие 4 ноября 1952 г.), что не позволяет статистически обоснованно продолжить региональный график повторяемости до этого максимального значения. Экстраполяция графика в область больших магнитуд, представляющих наибольший интерес с точки зрения цунамиопасности, была выполнена с привлечением данных об исторических и палеоземлетрясениях, полученных при изучении береговых отложений восточного побережья Камчатки [Pinegina et al., 2018].

График повторяемости для Сахалинского сейсмического пояса (см. рис. 7, синяя кривая) построен по данным о 4874 мелкофокусных землетрясениях региона с $M_{\max} \geq 3$, включенных в глобальные каталоги за период 1924–2022 гг. Экстраполяция этих данных в сторону больших магнитуд и учет размеров области северо-восточного шельфа, на котором были расположены модельные очаги, позволяют принять для них оценку повторяемости землетрясений примерно в 100 лет.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ АЛГОРИТМЫ

В качестве модели генерации цунами очагом подводного землетрясения использовалась общепринятая “поршневая” модель, в рамках которой движения дна в очаговой области подводного землетрясения ассоциируются с вертикальными ко-сейсмическими (остаточными) смещениями поверхности однородного упругого полупространства, возникающими под действием внутреннего пространственного источника дислокационного типа [Подъяпольский, 1968; Гусяков, 1978; Okada, 1985].

Расчеты характеристик трансформации волн цунами проводились с использованием программной системы MGC [Чубаров и др., 2011], основанной на явной двухшаговой схеме типа МакКормака второго порядка аппроксимации [MacCormack, 1969] для классической модели мелкой воды, учитывающей нелинейность волнового процесса, кривизну земной поверхности, силу Кориолиса, а также шероховатость дна [Shokin et al., 2008]. Для обеспечения

необходимой точности результатов использовалась методика телескопически вложенных сеток (nested grid), детальность которых увеличивается по мере приближения к исследуемому участку побережья [Гусев, Чубаров, 2018].

На последнем уровне вложения выполнялось моделирование наката волн цунами на побережье со сложным рельефом прибрежной суши. Нелинейные уравнения теории мелкой воды здесь численно решались методом крупных частиц [Белоцерковский, Давыдов, 1982]. В этом методе используется обладающая свойством монотонности явная разностная схема первого порядка аппроксимации, обеспечивающая приемлемую точность результатов расчета вблизи берега на сетках высокого разрешения. Описание метода и его реализации в программном комплексе MGC, а также результаты валидации и верификации используемых моделей и численных алгоритмов приведены в работах [Рычков и др., 2013; Шокин и др., 2015а, 2015б, 2015в].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Расчеты распространения цунами от набора модельных очагов выполнялись на последовательности вложенных сеток, показанных на рис. 8.

По результатам предварительного численного моделирования выбирались наиболее опасные для Октябрьской косы модельные источники из табл. 1. Эти расчеты выполнялись на “региональной” сетке размерностью 2113×2293 с шагом 30 угловых секунд, покрывающей область $42.4^\circ - 60.0^\circ$ с.ш., $142.4^\circ - 161.5^\circ$ в.д. Для уточнения расчетов распространения волн от источника к рассматриваемому побережью и для повышения точности пересчета искомым волновых характеристик от “региональной” области к “локальной” использовалась “промежуточная” сетка размерностью 1837×2233 с шагом 10 угловых секунд, покрывающая область $49.2^\circ - 54.3^\circ$ с.ш., $151.4^\circ - 157.6^\circ$ в.д. Эти две сетки были построены с использованием данных из массива GEBCO-2009 (шаг 1 угловая минута) посредством кусочно-билинейной интерполяции.

Наконец, в качестве “локальной” использовалась сетка размерностью 631×991 с шагом

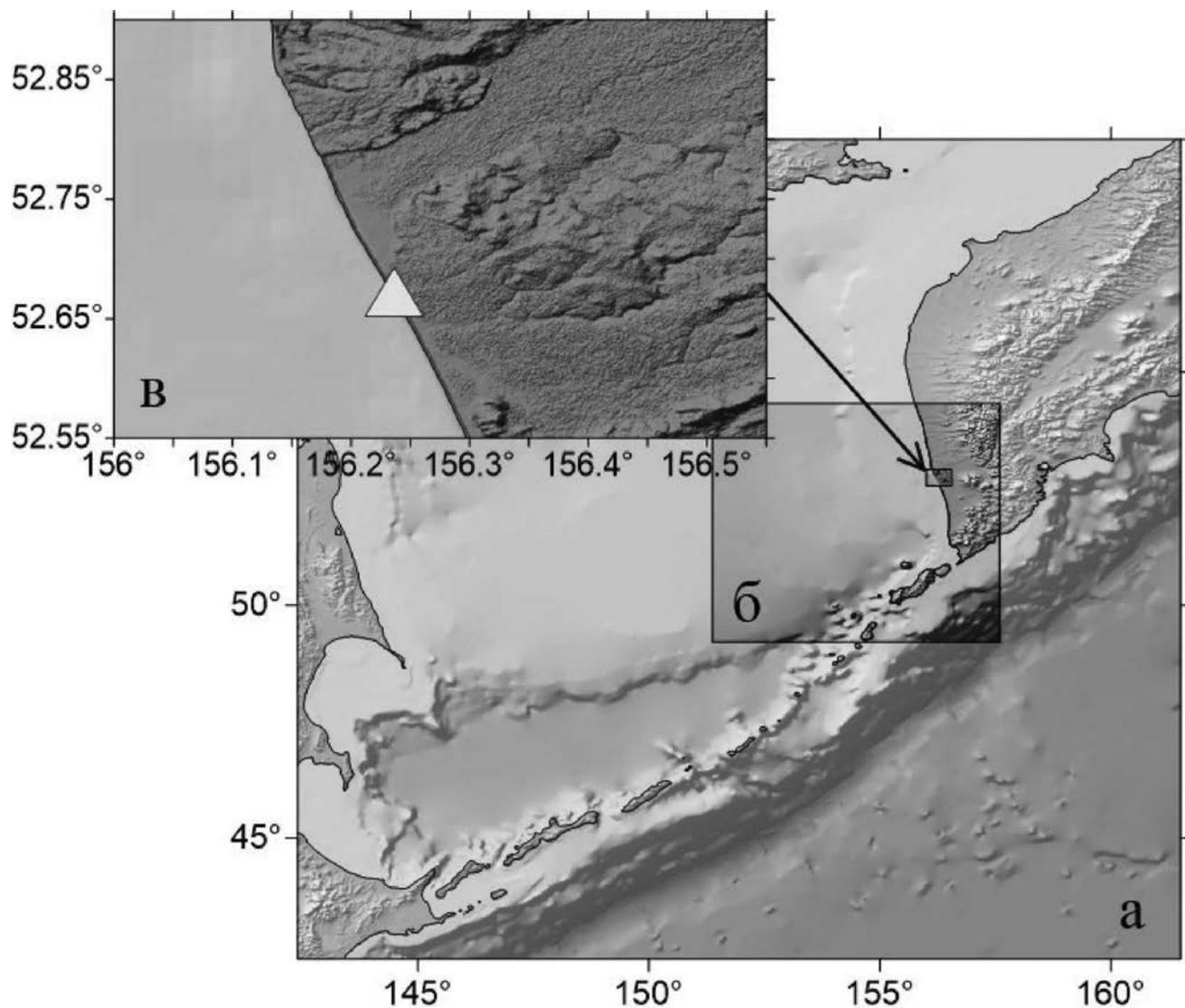


Рис. 8. “Региональная” (а), “промежуточная” (б) и “локальная” (в) расчетные области.

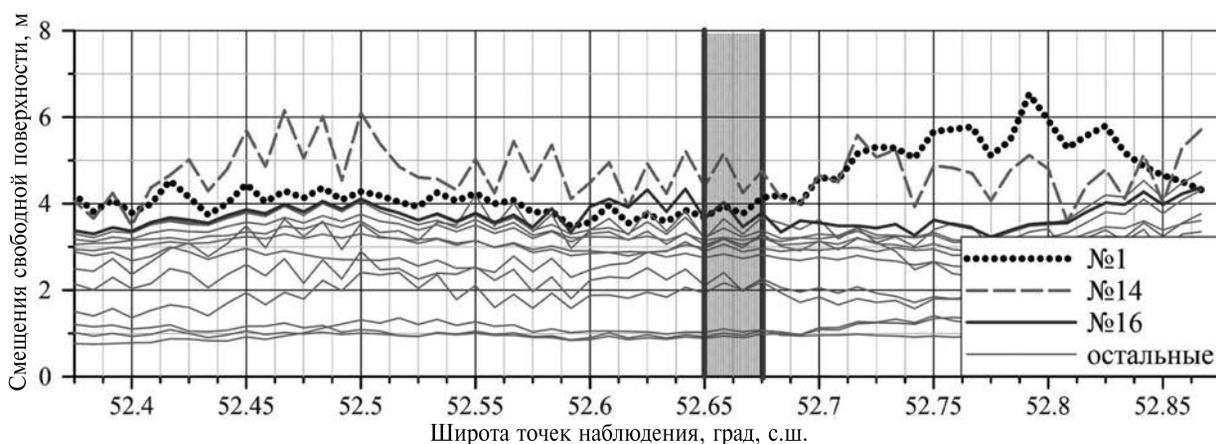


Рис. 9. Вдольбереговое распределение максимальных положительных смещений уровня свободной поверхности, полученное в расчетах на “региональной” сетке для источников №№ 1–16.
Примечание. Серый прямоугольник показывает положение поселка на Октябрьской косе.

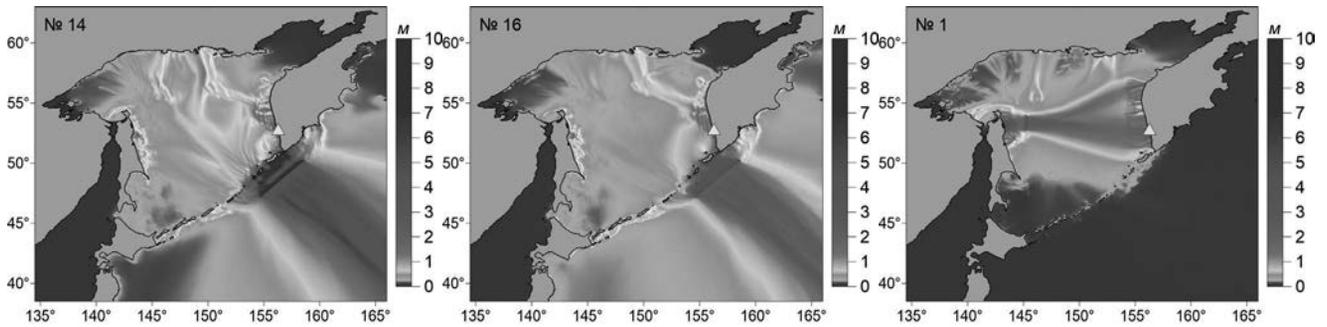


Рис. 10. Распределения максимальных за все время расчета амплитуд волн для источников № 1, № 14 и № 16.

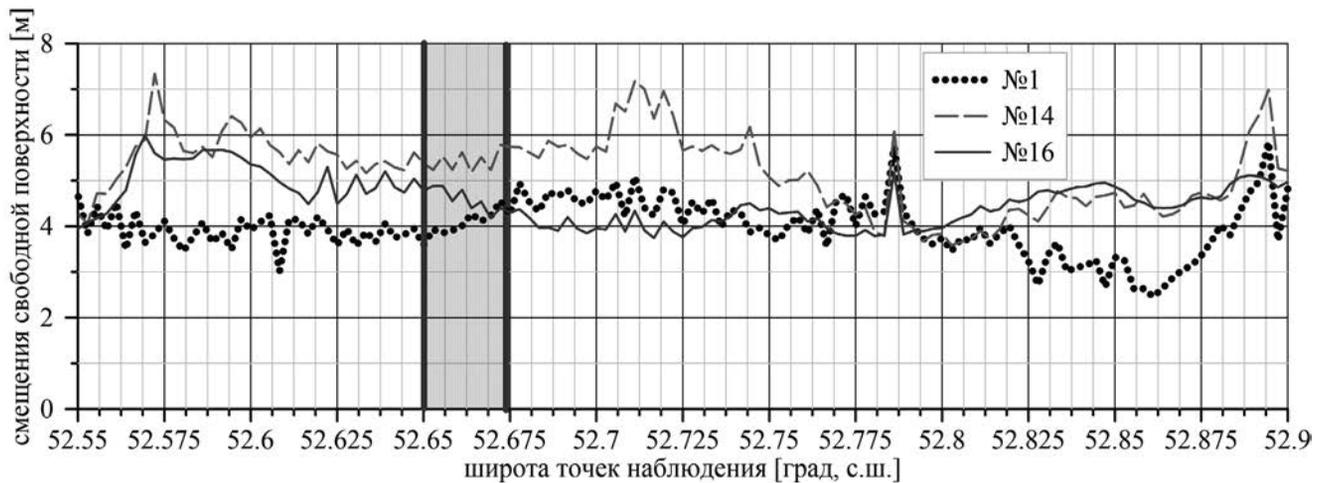


Рис. 11. Вдольбереговое распределение максимальных положительных смещений уровня свободной поверхности, полученное в расчетах с учетом наката в “локальной” области для модельных источников № 1, № 14 и № 16.

Примечание. Серый прямоугольник показывает положение поселка на Октябрьской косе.

2 угловые секунды, покрывающая область 52.55° – 52.9° с.ш., 156.0° – 156.55° в.д., полученная при помощи билинейной интерполяции данных массива GEBCO-2009 с дополнительным использованием массива высот суши SRTM (шаг 30 м). При этом значения высот из массива SRTM, меньшие 5 м в центральной части косы, были повышены до 5 м с тем, чтобы привести их в соответствие с результатами полевого обследования морфологии косы. В этой “локальной” области, включающей в себя Октябрьскую косу, проводился расчет характеристик наката волн на побережье.

Результаты предварительных расчетов, выполненных на “региональной” сетке для всех 16 рассмотренных модельных источников из табл. 1, показаны на рис. 9 в виде вдольберегового распределения максимальных амплитуд цунами. Из этих результатов следует, что наибольшее повышение уровня в районе пос.

Октябрьский создается очагами № 1 (Сахалинская очаговая зона) и № 14 и № 16 (Курило-Камчатская очаговая зона). Именно для них были затем выполнены детальные расчеты на “вложенных” сетках с моделированием стадии наката волны цунами на сухой берег. Диаграммы свечения (значения максимальных за все время расчета амплитуд волн в каждом узле расчетной сетки) для этих источников приведены на рис. 10. Они наглядно демонстрируют направленность излучения волновой энергии сейсмогенными очагами и фокусирующее действие рельефа дна на трассах распространения к побережью.

Основные результаты детальных расчетов представлены на рис. 11 и 12 в виде вдольбереговых распределений максимальных положительных смещений уровня свободной поверхности и зон заплеска, рассчитанных с учетом наката в “локальной” области.

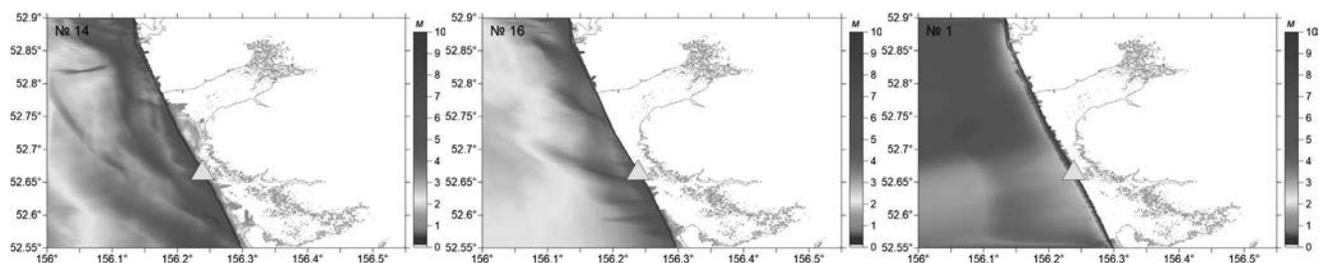


Рис. 12. Распределения максимальных за все время расчета амплитуд волн в “локальной” области для источников № 1, № 14 и № 16. *Примечание.* Сплошная черная линия соответствует положению линия уреза невозмущенной поверхности.

Анализ полученных результатов позволяет сделать выводы о том, что максимальные высоты подъема воды в районе Октябрьской косы и пос. Октябрьский для источников № 1 и № 16 составляют от 4 до 5 м. Эти значения весьма близки к высоте самой косы, однако, переливания через нее практически не происходит, оно имеет место только в нескольких точках при очень небольшой толщине слоя жидкости. Для источника № 14 высоты подъема воды в районе пос. Октябрьский превышают 5 м, а чуть севернее, на участке дороги, ведущей к поселку, достигают 7 м. Переливание при этом наблюдается на большей части Октябрьской косы. Заметим, однако, что этот источник соответствует модели “цунами-землетрясения”, которое возможно теоретически, но до сих пор не наблюдалось в этом диапазоне магнитуд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как отмечалось во Введении, основной целью настоящей работы было получение оценок цунамиопасности участка западного побережья Камчатки в районе Октябрьской косы, необходимых для оценки риска нарушения транспортной доступности поселка Октябрьский и расположенных поблизости рыбообрабатывающих предприятий вследствие воздействия на косу волн цунами.

Исследование выполнялось в рамках сценарного подхода к задаче оценки цунамиопасности с использованием методики “наихудшего случая” (worst case). Анализ сейсмичности Охотоморского региона и Курило-Камчатской сейсмогенной зоны, а также исторических данных о проявлениях цунами в Охотском море позволил выделить две очаговые зоны, наиболее опасные для рассматриваемого участка побережья. Первая зона располагается

у северо-восточного побережья Сахалина, вторая – в районе северных Курил. Для этих двух зон были определены 16 наиболее опасных модельных цунамигенных землетрясений, для которых были проведены предварительные расчеты генерации и распространения волн. Результаты этих расчетов привели к выбору 3 модельных очагов (см. табл. 1, № 1, № 14, № 16), которые создают наиболее опасные волны вблизи пос. Октябрьский. Затем с использованием телескопически вложенных расчетных сеток было выполнено детальное моделирование генерации, распространения и наката волн, порожденных этими источниками.

Результаты детальных расчетов показали, что максимальные высоты подъема воды в районе пос. Октябрьский для источников № 1 (Сахалинская зона) и № 16 (Курило-Камчатская зона) составляют от 4 до 5 м. Эти значения весьма близки к высоте самой косы, однако, переливания через нее практически не происходит, оно имеет место только в нескольких точках при очень небольшой толщине слоя жидкости. Для источника № 14 высоты подъема воды в районе пос. Октябрьский превышают 5 м, а чуть севернее, на участке дороги, ведущей к поселку, достигают 7 м. При этом может возникать переливание на отдельных участках косы, обеспечивающей транспортное сообщение поселка с полуостровом. Такой источник, однако, соответствует модельному механизму “цунами-землетрясения”, которое возможно теоретически, но до сих пор не наблюдалось в диапазоне магнитуд 8.5–9.0.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Представленные в работе исследования выполнялись в рамках Государственного контракта Министерства природных ресурсов и экологии

Камчатского края № ИКЗ 22241011208944101010010 0470017112241 от 12.04.2022 г., а также в рамках государственных заданий Минобрнауки России для ИВМиМГ СО РАН № FWNM-2022-0004 (в части, касающейся сбора и анализа данных о исторических цунами Дальневосточного региона), ИТПЗ РАН № 124020900029-7 (в части, касающейся анализа сейсмичности Дальневосточного региона и оценок повторяемостей сильнейших землетрясений), ФИЦ ИВТ (в части, касающейся разработки программ расчета распространения и набега цунами) и ФИЦ ЕГС РАН № 075-00682-24-01/02 (в части сбора информации о сейсмичности Камчатки).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бейзель С.А., Гусяков В.К., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И.* Оценка воздействия удаленных цунами на Дальневосточное побережье России на основе результатов математического моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 90. № 5. С. 578–590.
- Белоцерковский О.М., Давыдов Ю.М.* Метод крупных частиц в газовой динамике. М.: Наука, 1982. 392 с.
- Ветровое волнение. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 343 с.
- Гусев О.И., Чубаров Л.Б.* Об использовании телескопически вложенных сеток в расчетах распространения волн цунами // Труды XIV Всероссийской конференции “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики”. СПб.: ЛЕМА, 2018. С. 224–226.
- Гусяков В.К.* Остаточные смещения на поверхности упругого полупространства // Условно-корректные задачи математической физики в интерпретации геофизических наблюдений. Новосибирск: ВЦ СО РАН, 1978. С. 23–51.
- Гусяков В.К., Кихтенко В.А., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И.* Построение обзорных карт цунами-районирования Дальневосточного побережья РФ в рамках методики РТНА // Вычислительные технологии. 2019. Т. 24. № 1. С. 55–72.
- Гусяков В.К.* Цунами на Дальневосточном побережье России: историческая перспектива и современная проблематика // Геология и геофизика. 2016. № 9. С. 1601–1615.
- Гусяков В.К., Чубаров Л.Б.* Численное моделирование возбуждения и распространения цунами в прибрежной зоне // Физика Земли. 1987. № 11. С. 53–64.
- Заякин Ю.А.* Цунами на Дальнем Востоке России. Петропавловск-Камчатский: Камшат, 1996. 88 с.
- Исторические сведения о цунами в Охотском море // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. С. 225–226.
- Подъяпольский Г.С.* Возбуждение длинной гравитационной волны в океане сейсмическим источником в коре // Физика Земли. 1968. № 1. С. 7–24.
- Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Харламов А.А., Лоскутов А.В., Булгаков Р.Ф.* Геологические свидетельства проявления сильных цунами на побережье острова Итуруп (Курильские острова) за последние 3500 лет // Геосистемы переходных зон. 2023. Т. 7. № 4. С. 357–374.
- Рычков А.Д., Бейзель С.А., Чубаров Л.Б.* Программа для ЭВМ: Модуль расчета наката волн цунами на берег RunUp-LP // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ Федеральной службой по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2013617980. 2013.
- Святловский А.Е.* Последствия цунами 4–5 ноября 1952 г. на Камчатке и Курильских островах // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1958. № 4. С. 15–38.
- Соловьев С.Л., Ферчев М.Д.* Сводка данных о цунами в СССР // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1961. № 9. С. 23–55.
- Соловьев С.Л.* Основные данные о цунами на Тихоокеанском побережье СССР, 1937–1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 61–136.
- Чубаров Л.Б., Бабайлов В.В., Бейзель С.А.* Программа расчета характеристик волн цунами сейсмического происхождения MGC // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ Федеральной службой по интеллектуальной собственности № 2011614598. 2011.
- Шокин Ю.И., Бейзель С.А., Рычков А.Д., Чубаров Л.Б.* Численное моделирование наката волн цунами на побережье с использованием метода крупных частиц // Математическое моделирование. 2015а. Т. 27. № 1. С. 99–112.
- Шокин Ю.И., Рычков А.Д., Хакимзянов Г.С., Чубаров Л.Б.* О численных методах решения задач наката волн на берег. I. Сравнительный анализ численных алгоритмов для одномерных задач // Вычислительные технологии. 2015б. Т. 20. № 5. С. 214–232.
- Шокин Ю.И., Рычков А.Д., Хакимзянов Г.С., Чубаров Л.Б.* О численных методах решения задач наката волн на берег. II. Опыт решения модельных задач //

- Вычислительные технологии. 2015в. Т. 20. № 5. С. 233–250.
- ANSS (USGS) catalog. 2024. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C.* Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. Iss. 11. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>
- Atwater B.F.* Hunting for ancient tsunamis in the tropics // *EOS. Transactions of the American Geophysical Union* 88. 2007.
- Beisel S.A., Gusiakov V.K., Chubarov L.B., Shokin Yu.I.* Numerical Simulation of the Action of Distant Tsunamis on the Russian Far East Coast // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. V. 50. № 5. P. 508–519. ISSN 0001-4338
- Chubarov L.B., Kikhtenko V.A., Lander A.V., Gusev O.I., Beisel S.A., Pinegina T.K.* Technique of local probabilistic tsunami zonation for near-field seismic sources applied to the Bechevinskaya Cove (the Kamchatka Peninsula) // *Nat Hazards*. 2022. V. 110. № 1. P. 373–406.
- Cisternas M., Atwater B., Torrejón F., Sawai Y., Machuca G., Lagos M., Eipert A., Youlton C., Salgado I., Kamataki T., Shishikura M., Rajendran C.P., Malik J.K., Rizal Y, Husni M.* Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake // *Nature*. 2005. V. 437. P. 404–407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>
- Global CMT Catalog. 2024. <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- ISC-isf catalog. 2020. <ftp://ftp.isc.ac.uk/pub/isf/>
- Jankaew K., Atwater B., Sawai Y., Sawai Y., Choowong M., Charoentitirat T., Martin M., Prendergast A.* Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand // *Nature*. 2008. V. 455. P. 1228–1231. <https://doi.org/10.1038/nature07373>
- Kanamori H.* Mechanism of tsunami earthquakes // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1972. V. 6. P. 346–359.
- MacCormack R.W.* The Effect of viscosity in hypervelocity impact cratering // *AIAA Paper*. 1969. P. 69–354.
- Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y., Iwashita T.* The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan // *J. of Natural Disaster Science*. 2001. V. 23. P. 83–88.
- NCEI/WDS. Global historical tsunami database, 2100 BC to Present, 10.7289/V5PN93H7. 2024. https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml
- NTL/ICMMG SD RAS. Novosibirsk Tsunami Laboratory of the Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of Siberian Division of Russian Academy of Sciences. Global Tsunami Database, 2100 BC to Present. 2024. <https://tsun.sccc.ru/nh/tsunami.php>
- Okada Y.* Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.
- Papazachos B.C., Scordilis E.M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B., Karakaisis G.F.* Global Relations Between Seismic Fault Parameters and Moment Magnitude of Earthquakes // *Bull. of the Geol. Society of Greece*. 2004. V. XXXVI. P. 1482–1489.
- Pinegina T.K., Bazanova L.I., Zelenin E.A., Bourgeois J., Kozhurin A.I., Medvedev I.P., Vydrin D.S.* Holocene Tsunamis in Avachinsky Bay, Kamchatka, Russia // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. V. 175. № 4. P. 1485–1506.
- Shokin Yu I., Gusiakov V.K., Kikhtenko V.A., Chubarov L.B.* A Methodology for Mapping Tsunami Hazards and Its Implementation for the Far Eastern Coast of the Russian Federation // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 489. Iss. 2. P. 1444–1448.
- Shokin Yu.I., Babailov V.V., Beisel S.A., Chubarov L.B., Eletsky S.V., Fedotova Z.I., Gusiakov V.K.* Mathematical modeling in application to regional tsunami warning systems operations / Eds E. Krause et al. // *Comp. Science & High Perf. Computing III, Notes on Numerical Fluid Mechanics and Multidisciplinary Design*. 2008. V. 101. P. 52–68.
- The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue, 1904–2019. Version 10.0. March 21. 2023. <http://www.isc.ac.uk/iscgem/download.php>

ASSESSMENT OF TSUNAMI HAZARD FOR THE COAST OF THE OKTYABRSKY SPIT (WESTERN KAMCHATKA) BASED ON THE RESULTS OF NUMERICAL MODELING

V. K. Gusiakov^{1, *}, S. A. Beizel^{2, **}, O. I. Gusev^{2, *}, A. V. Lander^{3, ****},
D. V. Chebrov^{4, *****}, L. B. Chubarov^{2, *****}**

¹*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS,
Lavrentyeva ave., 6, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Federal Research Center for Information and Computational Technologies,
Lavrentyeva ave., 6, Novosibirsk, 630090 Russia*

³*Institute of Earthquake Forecast Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences,
Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

⁴*Kamchatka Branch of the Federal Research Center “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
Piipa bulvar, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

*e-mail: gvk@scc.ru

**e-mail: beisels@gmail.com

***e-mail: gusev_oleg_igor@mail.ru

****e-mail: land@mitp.ru

*****e-mail: danila@emsd.ru

*****e-mail: chubarov@ict.nsc.ru

The problem of assessment of the tsunami hazard for a section of the western coast of Kamchatka in the Oktyabrskaya Spit area is considered. This problem arose in connection with the task of ensuring transport accessibility of the Oktyabrsky village and fish processing factories located on the spit. To obtain these estimates, the “worst case” methodology was used. Based on the results of an analysis of seismicity and historical data on tsunami manifestations in the Sea of Okhotsk, two tsunamigenic zones were identified that threaten the coast in the Oktyabrskaya Spit, and for each of them a set of model tsunamigenic earthquakes was determined. For this set of models, numerical modeling of tsunami generation and propagation was performed, and the most dangerous (for the coastal area under study) source models were selected. At the next stage, more detailed calculations were carried out for these sources using a nested grids technique, which determined the parameters of the tsunami impact on the coast. The main results of the work are the identification of the most dangerous tsunamigenic zones threatening the coast of the Oktyabrskaya Spit, the selection of model tsunamigenic sources in them and the assessment of the parameters of extreme tsunami waves that can affect this section of the coast.

Keywords: tsunami waves, protected coast, tsunami hazard assessment, seismicity, tsunamigenic earthquake, mathematical modeling

УДК 550.34

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ НОВЕЙШЕГО ТЕКТОГЕНЕЗА НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ И ИНСТРУМЕНТОВ НЕЧЕТКОЙ ЛОГИКИ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

© 2024 г. А. Л. Собисевич^а, Г. М. Стеблов^{а, б}, А. О. Агибалов^{с, а}, И. М. Алёшин^а,
Г. Р. Балашов^а, А. Д. Кондратов^а, В. М. Макеев^д, В. П. Передерин^а, Ф. В. Передерин^а,
Н. К. Розенберг^а, А. А. Сенцов^{а, *}, К. И. Холодков^а, К. В. Фадеева^с

^аИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

^бИнститут теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

^сГеологический факультет Московского государственного университета
имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^дИнститут геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН,
Уланский пер., 13, стр. 2, Москва, 101000 Россия

*e-mail: alekssencov@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.05.2024 г.

После доработки 14.06.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

Установлены шестнадцать морфометрических параметров рельефа, положительные аномалии которых соответствуют сейсмоактивным участкам Большого Кавказа. Анализ четырёх наиболее информативных из них γ -оператором нечеткой логики позволил построить схему индекса неотектонической активности, использованной наряду с результатами компьютерного геодинамического моделирования для выделения зон возможных очагов землетрясений. Новый подход не требует детальной информации о современной и палеосейсмичности, поэтому может использоваться для решения аналогичной задачи на слабо изученных в сеймотектоническом отношении территориях. Продемонстрированы взаимосвязь современных деформаций с региональной сейсмичностью и возможности методики линеаментного анализа Ю.В. Нечаева [2010] для выделения активных разломов.

Ключевые слова: зоны возможных очагов землетрясений, нечеткая логика, Большой Кавказ

DOI: 10.31857/S0203030624050049, EDN: HNKINR

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время активно развивается методика применения нечеткой логики для выявления зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) по комплексу геолого-геофизических данных, таких как размах высот, градиент высот, максимальное и минимальное значение аномалии Буге и другие [Гвишиани и др., 2021; Дзебоев и др., 2019]. В настоящей статье использовались результаты структурно-геоморфологического анализа, морфометрические

характеристики рельефа, данные стационарных станций глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) и некоторые другие.

На примере хорошо изученного в сеймотектоническом отношении региона — Большого Кавказа (рис. 1) — нами показаны возможности одного из инструментов нечеткой логики (γ -оператора), помогающего локализовать сейсмоактивные участки по нескольким геоморфологическим параметрам рельефа, а в сочетании с материалами компьютерного

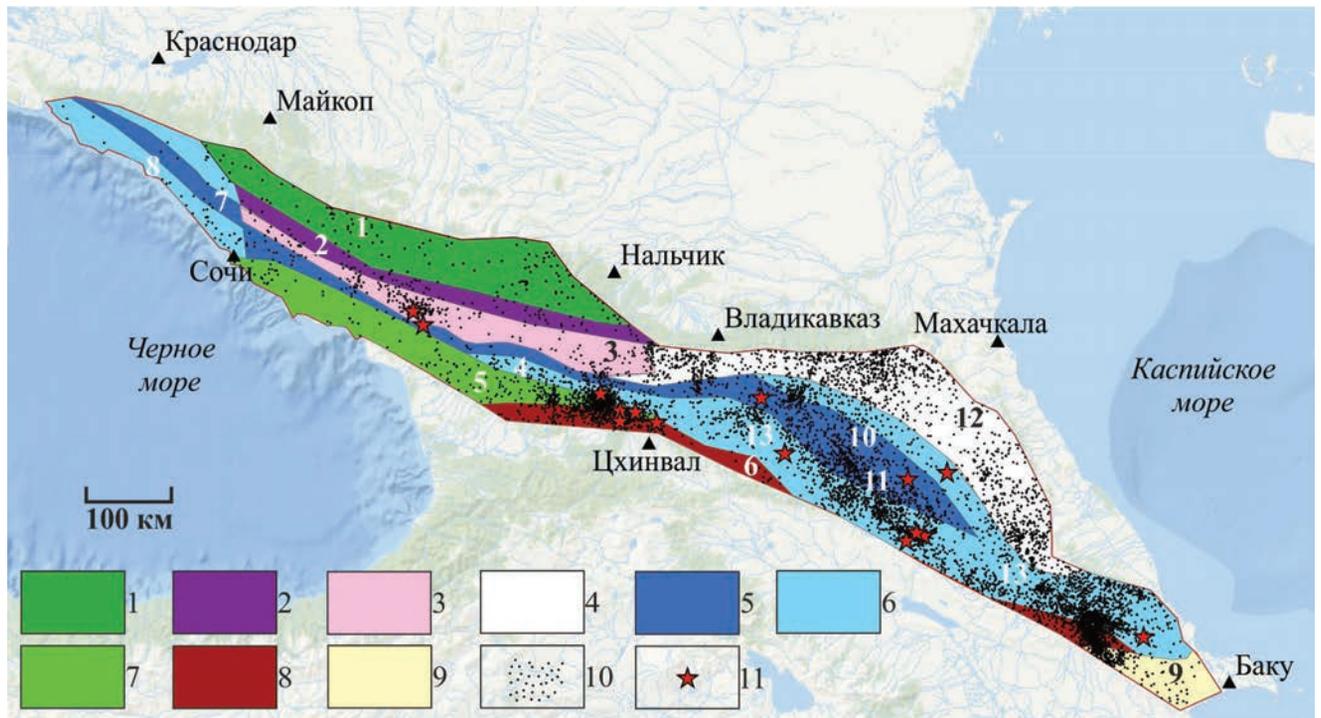


Рис. 1. Схема основных структур Большого Кавказа, по [Короновский, 2011].
 1 – Лабино-Малкинская зона; 2 – зона Передового хребта, сложенного палеозоем; 3 – метаморфические палеозойские породы Главного хребта; 4 – северное пологоскладчатое крыло, сложенное мезозоем; 5 – сланцевые толщи нижней – средней юры; 6 – верхнеюрско-меловые, местами флишевые, сложенные умеренно складчатыми вулканогенно-осадочными отложениями мезозоя; 7 – зона, сложенная терригенным лейасом и вулканогенным байосом; 8 – шовная и надвиговая зоны, сложенные сильно дислоцированным мезозоем и кайнозоем; 9 – кайнозойские отложения периклинальных прогибов; 10 – эпицентры современных землетрясений; 11 – эпицентры современных землетрясений с магнитудой ≥ 5.5 .
 Цифрами обозначены основные структуры: 1 – Лабино-Малкинская зона; 2 – зона Передового хребта; 3 – палеозойская структура Главного хребта; 4 – Сванетский антиклинорий, сложенный силуром – триасом; 5 – Гагро-Джавская зона; 6 – шовная и надвиговая Кахетинско-Лечхумская зоны; 7 – Гойтхский антиклинорий; 8 – Новороссийско-Сочинский антиклинорий; 9 – Апшероно-Кобыстанский передовой прогиб; 10 – структуры Главного (осевого) хребта; 11 – структуры Бокового хребта; 12 – известняковый Дагестан; 13 – Чиауро-Дибрарский синклиниорий.

геодинамического моделирования — выделить зоны ВОЗ. Хорошая изученность позволила оценить достоверность этих результатов путем их сопоставления с распределением эпицентров современных землетрясений по площади.

Целью исследования является разработка методического подхода и принципов выявления зон ВОЗ на основе геолого-геоморфологических факторов и инструментария нечеткой логики. Предложенная методика может быть использована для решения аналогичных задач в регионах, сейсмичность которых недостаточно исследована инструментальными, палео- и археосейсмологическими методами.

Практическая значимость связана с возможностью применения полученных результатов при создании линейно-доменно-фокальных моделей, востребованных для разработки карт общего сейсмического районирования

нового поколения, а также оценок сейсмической опасности и риска.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения геоморфологических исследований были использованы цифровая модель рельефа (ЦМР) ASTER разрешением 1 угловая секунда (~30 м) [Цифровая..., 2024] и схема водотоков [Lehner, Grill, 2013]. Нами рассчитаны 16 морфометрических параметров рельефа (табл. 1), которые могут быть использованы для оценки направленности и интенсивности новейших движений, выделения активных морфоструктур (пликативных и дизъюнктивных) [Нетребин, 2012; Симонов, 1999; Трегуб, 2010; Философов, 1960]. Асимметрия высот, средняя высота и глубина вертикального расчленения, равная разности максимальной и минимальной

Таблица 1. Квартильные значения морфометрических характеристик рельефа Большого Кавказа

№	Параметр	Q1	Медиана	Q3
1	Разность базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	15	109	271
2	Разность базисных поверхностей 2 и 3 порядков, м	27	157	371
3	Разность базисных поверхностей 3 и 4 порядков, м	124	414	700
4	Разность базисных поверхностей 4 и 5 порядков, м	46	198	348
5	Разность гипсометрической и базисной поверхности 4 порядка, м	630	1262	1910
6	Разность гипсометрической и базисной поверхности 5 порядка, м	792	1515	2165
7	Глубина вертикального расчленения рельефа, м	1201	1719	2108
8	Наклон рельефа, °	9.4	17	24.4
9	Кривизна рельефа, взятая по модулю, $\times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	96	224	444
10	Дисперсия глубины вертикального расчленения рельефа, м	77	113	161
11	Дисперсия наклона рельефа, °	6.5	7.5	8.5
12	Дисперсия кривизны рельефа, взятая по модулю, $\times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	216	318	391
13	Дисперсия высот, м	237	346	437
14	Средняя высота, м	1017	1718	2285
15	Плотность линейных элементов, км^{-1}	0.21	0.24	0.27
16	Асимметрия высот	-0.05	0.18	0.45

Примечание. Q1 — первый квартиль, Q3 — третий квартиль.

высот, определены в ячейках размерами 15×15 км. По значениям, превышающим медиану (или 3-й квартиль), были выделены положительные аномалии морфометрических параметров, занимающие 50 и 25% площади Большого Кавказа, соответственно. Показано, что в их пределах расположена значительная часть эпицентров современных землетрясений с глубиной гипоцентра ≤ 45 км (период наблюдения — с октября 1905 г. по июнь 2023 г., интервал магнитуд — от -0.5 до 6.3) [Сейсмический..., 2024] (табл. 2). Эти данные позволяют сделать вывод об информативности 16-ти морфометрических параметров для выделения сейсмоактивных участков. Ограничение глубины гипоцентров до 45 км связано с неприменимостью структурно-геоморфологических методов для изучения больших глубин земной коры вследствие ее тектонической расслоенности.

Поскольку сейсмичность обусловлена характером современных деформаций, нами

проанализированы перемещения пунктов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) [База..., 2024; Милюков и др., 2022; Миронов и др., 2021] (табл. 3). На основе этих данных рассчитана величина площадной деформации элементов покрытия по формуле

$$\varepsilon = \frac{S_2 - S_1}{S_1}, \quad (1)$$

где S_1 — площадь элемента покрытия без учета смещений, S_2 — площадь элемента покрытия с учетом смещения его вершин за 1 год [Стеблов и др., 2022]. В качестве элементов покрытия послужили треугольники Б.Н. Делоне [1934], вершины которых соответствуют пунктам ГНСС. Триангуляция Делоне выполнена с помощью стандартных инструментов среды ArcMap, значения S_1 и S_2 рассчитаны в метрической системе координат WGS1984 World Mercator. Полученные данные о характере современной деформации были использованы для выделения сейсмоактивных участков

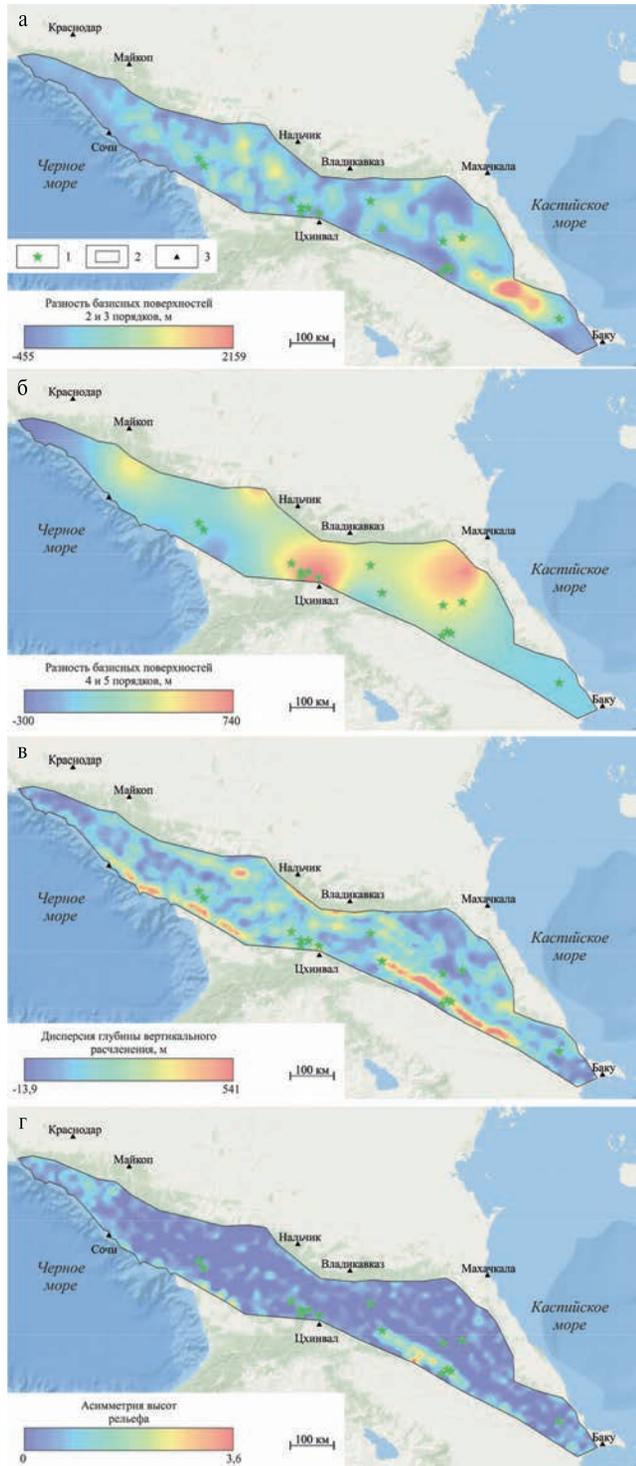


Рис. 2. Схемы морфометрических параметров рельефа Большого Кавказа, использованных в качестве исходных данных для анализа γ -оператором нечеткой логики.

I — схема разности базисных поверхностей 2 и 3 порядков, II — схема разности базисных поверхностей 4 и 5 порядков, III — схема дисперсии глубины вертикального расчленения рельефа, IV — схема асимметрии высот рельефа.

1 — эпицентры землетрясений с $M \geq 5.5$ [Сейсмический..., 2024]; 2 — границы Большого Кавказа, по [Короновский, 2011]; 3 — города.

и оценки максимальной моментной магнитуды ожидаемого землетрясения на территории Большого Кавказа по эмпирической формуле

$$M_{max} = 5.0 + 1.88 \lg(L) + 0.63 \lg(G) + 0.63 \lg(t_{ож}), \quad (2)$$

где L — длина разрыва (км), G — скорость деформаций (год^{-1}), $t_{ож}$ — время ожидания, равное 50 лет [Руководство..., 2024a].

На следующем этапе из множества морфометрических характеристик рельефа, повышенные значения которых маркируют области концентрации эпицентров землетрясений, выбраны 4 наиболее информативных: 1) разность базисных поверхностей 2 и 3 порядков; 2) разность базисных поверхностей 4 и 5 порядков; 3) дисперсия глубины вертикального расчленения рельефа; 4) асимметрия высот рельефа (рис. 2). Для каждого из перечисленных параметров были выделены две группы областей. В первой группе значения характеристик превышают медианное значение, рассчитанное по региону, во второй группе эти значения превышают величину третьей квартили. Очевидно, что увеличение порога приводит к сокращению суммарной площади областей. Для выбранных параметров выполняется условие его информативности: при сокращении исследуемой площади при переходе порога от медианы к третьей квартилю, доля эпицентров всех землетрясений, расположенных в выделяемых областях, сокращается менее чем в 2 раза.

При дальнейшей обработке морфометрических данных нами был использован подход, основанный на γ -операторе нечеткой логики [Zimmerman, 1996], который ранее применялся для прогноза мест образования оползней Индии и Нигерии [Abdulrazzaq et al., 2020; Balamurugan et al., 2016; Sema et al., 2017; Tangestani, 2004]. Растры морфометрических параметров были преобразованы в нечеткие множества, элементы которых принимают значения от 0 до 1. Это преобразование выполнено на основе линейной функции принадлежности трапецеидального вида:

$$\mu_A(x) = \begin{cases} 0, & x < x_0 \\ \frac{x - x_0}{x_{m1} - x_0}, & x_0 \leq x < x_{m1} \\ 1, & x_{m1} \leq x \leq x_{m2} \\ \frac{x_n - x}{x_n - x_{m2}}, & x_{m2} < x \leq x_n \\ 0, & x > x_n \end{cases}, \quad (3)$$

Таблица 2. Доля эпицентров землетрясений Большого Кавказа, расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают медиану и третий квартиль

№ параметра	Доля эпицентров землетрясений с магнитудой M , расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают			
	медиану		третий квартиль	
	все значения M	$M \geq 5.5$	все значения M	$M \geq 5.5$
1	0.51	0.40	0.25	0.20
2	0.57	0.60	0.35	0.20
3	0.36	0.27	0.18	0.20
4	0.58	0.73	0.31	0.47
5	0.50	0.27	0.23	0.20
6	0.50	0.33	0.21	0.27
7	0.41	0.47	0.20	0.13
8	0.46	0.60	0.22	0.20
9	0.47	0.53	0.22	0.20
10	0.62	0.67	0.33	0.40
11	0.41	0.33	0.18	0.20
12	0.40	0.33	0.18	0.13
13	0.39	0.27	0.19	0.13
14	0.43	0.40	0.17	0.20
15	0.40	0.47	0.12	0.07
16	0.51	0.67	0.25	0.40

Примечание. Зеленым выделены параметры, использованные в качестве исходных данных для анализа γ -оператором нечеткой логики.

где x — значение функции принадлежности μ , x_0 — начальное значение диапазона, x_n — конечное значение диапазона, x_m — значение, при котором значение функции принадлежности максимально [Демидова, Лукичев, 2017; Такака, Asai, 1984]. В нашей работе рассмотрен частный случай этой функции, когда были заданы только 2 значения: x_0 , соответствующее минимальному значению морфометрического параметра и x_m , соответствующее его максимальному значению. Тогда на графике $\mu_A(x)$ (по оси ординат) — x (по оси абсцисс) форма функции принадлежности выглядит как левая часть описанной формулой (3) трапеции, а сама формула приобретает вид

$$\mu_A(x) = \begin{cases} \frac{x - x_0}{x_m - x_0}, & x_0 \leq x < x_m \\ 1, & x = x_m \end{cases} \quad (4)$$

Данный алгоритм реализован в инструменте “Fuzzy membership” программы ArcMap.

Для обработки полученных нечетких множеств использованы нечеткая сумма

$$\mu_{Summ} = 1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i) \quad (5)$$

и нечеткое произведение

$$\mu_{Prod} = \prod_{i=1}^n \mu_i, \quad (6)$$

которые применяются для анализа γ -оператором нечеткой логики:

$$\mu(x) = (\mu_{Summ})^\gamma \times (\mu_{Prod})^{(1-\gamma)}, \quad (7)$$

где γ — параметр, варьирующий от 0 до 1. Если значение γ стремится к 0, то значение $\mu(x)$ будет стремиться к нечеткому произведению (6). Если γ стремится к 1, то выражение (7) будет приближаться к нечеткой сумме (5). Нами были опробованы

Таблица 3. Горизонтальные скорости перемещения пунктов ГНСС Большого Кавказа, по [База..., 2024; Милюков и др., 2022; Миронов и др., 2021]

Название	Координаты		V_E , мм/год	V_N , мм/год
BAKU	49.814° в.д.	40.372° с.ш.	3.49	1.42
SANG	49.446° в.д.	40.203° с.ш.	5.95	0.45
KHID	49.237° в.д.	39.818° с.ш.	2.66	6.97
SIYE	49.120° в.д.	41.066° с.ш.	0.62	0.17
MEDR	48.551° в.д.	40.614° с.ш.	2.72	4.48
SAMU	48.529° в.д.	41.595° с.ш.	0.00	2.35
KURD	48.148° в.д.	40.333° с.ш.	2.94	11.01
KEBE	47.863° в.д.	40.975° с.ш.	0.00	5.06
SHEK	47.250° в.д.	41.132° с.ш.	0.13	6.21
YEVL	47.146° в.д.	40.626° с.ш.	0.00	4.38
DALL	46.027° в.д.	40.897° с.ш.	3.81	7.95
KTYX	46.511° в.д.	41.652° с.ш.	0.00	5.41
NICH	44.526° в.д.	41.831° с.ш.	0.26	5.81
STEP	44.364° в.д.	41.031° с.ш.	1.83	5.10
15vl	43.065° в.д.	44.675° с.ш.	26.45	11.70
23a3	44.854° в.д.	37.354° с.ш.	24.82	11.83
23gk	44.623° в.д.	39.133° с.ш.	24.17	14.05
23tu	44.109° в.д.	39.071° с.ш.	26.30	11.21
TUAP	44.109° в.д.	39.071° с.ш.	25.35	10.98
ADLR	43.460° в.д.	39.922° с.ш.	24.15	9.48
APSH	44.465° в.д.	39.735° с.ш.	25.68	11.25
KZLR	43.844° в.д.	46.731° с.ш.	24.76	9.22
NCHK	43.498° в.д.	43.648° с.ш.	21.63	6.14
SVRP	44.843° в.д.	38.665° с.ш.	25.22	11.83
TROI	45.146° в.д.	38.114° с.ш.	26.20	9.98
ZECK	43.788° в.д.	41.565° с.ш.	25.63	11.72
GELM	44.551° в.д.	38.049° с.ш.	23.30	13.20
MKP1	44.277° в.д.	40.192° с.ш.	25.50	10.10
VLKK	43.046° в.д.	44.677° с.ш.	26.38	11.51
UO01	42.382° в.д.	43.916° с.ш.	26.48	12.60
TRSK	43.275° в.д.	42.500° с.ш.	25.27	11.46
KISL	43.742° в.д.	42.663° с.ш.	25.85	11.36

Примечание. V_E — скорость перемещения на восток, V_N — скорость перемещения на север.

значения $\gamma = 0.25, 0.5, 0.75$ и 0.9 . Эмпирически установлено, что при $\gamma = 0.9$ схема степени принадлежности, которую можно обозначить как схему индекса неотектонической активности (I), наилучшим образом согласуется с данными

о распределении эпицентров землетрясений по площади, в том числе высокомагнитудных ($M \geq 5.5$). Данный подход реализован в модуле “Fuzzy overlay” программы ArcMap. В нашем случае параметр I принимает значения от 0 до 0.75.

Количество землетрясений с $M \geq 5.5$ невелико ($N = 15$) по сравнению с общим объемом выборки малоглубинных ($H \leq 45$ км) сейсмических событий ($N = 8077$), однако данные о локализации эпицентров высокомагнитудных землетрясений принципиально важны при выделении зон ВОЗ.

С целью оценки прогностичности (качества) индекса неотектонической активности (I) построены ROC-диаграммы. Для этого в ячейках размерами 15×15 км рассчитаны 2 параметра: I_{max} , соответствующее максимальному значению индекса неотектонической активности, и S , равное 1, если в ячейке расположен эпицентр землетрясения. В остальных случаях $S = 0$. Расчеты выполнены в программе SPSS Statistics 27 как с учетом всех эпицентров, так и только для высокомагнитудных событий.

В качестве зон ВОЗ были выделены области локализации максимальных сжимающих напряжений, где значение $I \geq 0.6$ и достаточно высокая концентрация современных сейсмических событий. Относительные величины сжимающих напряжений были оценены методом компьютерного геодинамического моделирования [Сенцов, 2022; Стеблов и др., 2023], методика которого предполагает построение по высотам рельефа упругой однородной модели с заданными физико-механическими свойствами, определяемыми значениями коэффициентов Пуассона (0.25) и внутреннего трения (0.60). На поверхность модели наносится сетка разрывных нарушений, по которым происходят движения блоков при указанном типе внешней нагрузки. Для Большого Кавказа он определен по 23 решениям фокальных механизмов очагов землетрясений [Лукк, Шевченко, 2019], обработанных методом катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий и др., 2017]. Динамические подвижки по разломам приводят к изменению поля напряжений и возникновению новых трещин. В целом этот процесс описан законом Кулона–Мора, определяющим зависимость касательных напряжений от величины приложенных нормальных напряжений (σ). В использованной программе [Руководство..., 2024б] значения σ выбираются произвольно и считаются достаточными для появления новых трещин и разломов малой протяженности, поэтому

моделирование позволяет оценить только относительные величины сжимающих и растягивающих напряжений. Поскольку Большой Кавказ, судя по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений, находится в обстановке сжатия, ось которого полого погружается под углом 17° по азимуту 15° , для выделения зон ВОЗ информативны области повышенных значений сжимающих напряжений.

Оценка максимальной ожидаемой магнитуды землетрясения в пределах зон ВОЗ выполнена по формулам

$$M_{max} = 0.5 + M_max, \quad (8)$$

где M_max — максимальная зарегистрированная магнитуда [Руководство..., 2024а], и

$$\lg(L) = (0.59 \pm 0.02)M_{max} - (2.44 \pm 0.11), \quad (9)$$

где L — длина разлома (км) [Wells, Coppersmith, 1994].

В качестве вспомогательного метода использован алгоритм Ю.В. Нечаева [2010], направленный на оценку степени тектонической раздробленности верхней части литосферы по удельной длине линеаментов, равной отношению суммарной протяженности линеаментов в расчетной ячейке с ребром a к ее площади (a^2). Варьируя значения a , можно оценить степень раздробленности на разной глубине (h). Эмпирически установлено соотношение $h=a/2$. Выделение линеаментов выполнено структурно-геоморфологическим методом Н.П. Костенко [1999]. Для изучения тектонической раздробленности были построены 9 вертикальных профилей поля тектонической раздробленности с шагом 150 км, на которых проявлен ряд активных разломов [Zelenin et al., 2022] и очагов крупных землетрясений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На схеме индекса неотектонической активности выделяются положительные аномалии, где значение I варьирует от 0.60 до 0.75. Они занимают 22% площади Большого Кавказа, при этом в их пределах расположено 37% эпицентров землетрясений, в том числе 60% высокомагнитудных. Достоверность взаимосвязи

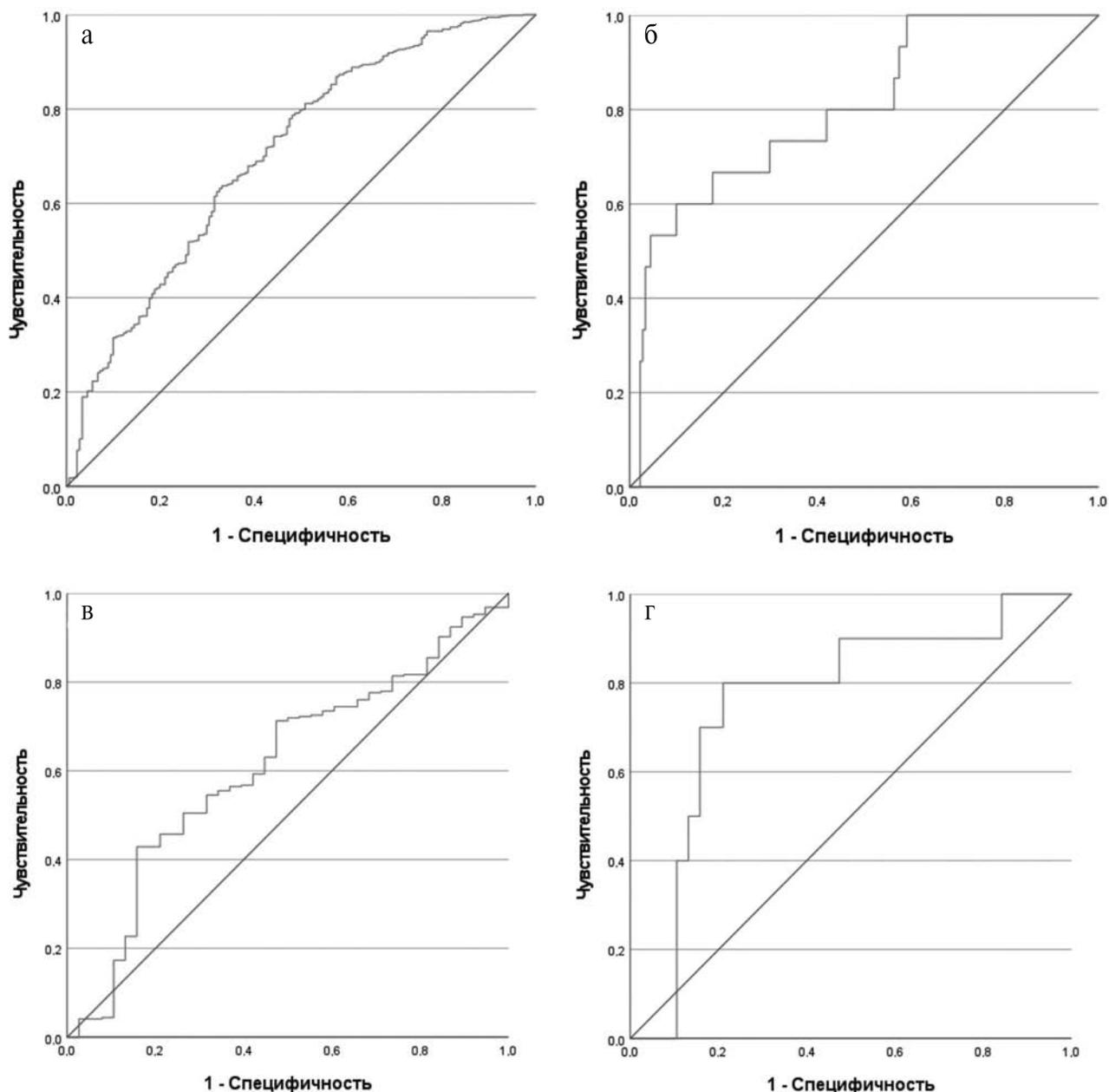


Рис. 3. ROC-кривые (синие линии), построенные для индекса неотектонической активности (I) и эпицентров землетрясений Большого Кавказа.

I — для всех землетрясений; II — для землетрясений с $M \geq 5.5$; III — для всех землетрясений с учетом фильтра $I \geq 0.6$; IV — для землетрясений с $M \geq 5.5$ с учетом фильтра $I \geq 0.6$. Зеленые линии — границы случайного распределения.

значений (I) с сейсмичностью подтверждается результатами ROC-анализа, который позволяет оценить прогностичность построенных моделей: на всех диаграммах соответствующие кривые расположены выше границы случайного распределения (рис. 3). Значение AUC (площади под графиком) для всей выборки сейсмических событий составляет 0.70, для высокомагнитудных землетрясений — 0.80,

а для $I \geq 0.6$ эти значения составляют 0.60 и 0.76 соответственно.

Показана информативность использования данных о величине современной деформации для оконтуривания сейсмоактивных участков: 54% эпицентров землетрясений, в том числе 67% — высокомагнитудных расположены в областях, где $|\epsilon| \geq 36 \times 10^{-9}$ (медианное значение) (рис. 4). Однако использование значений

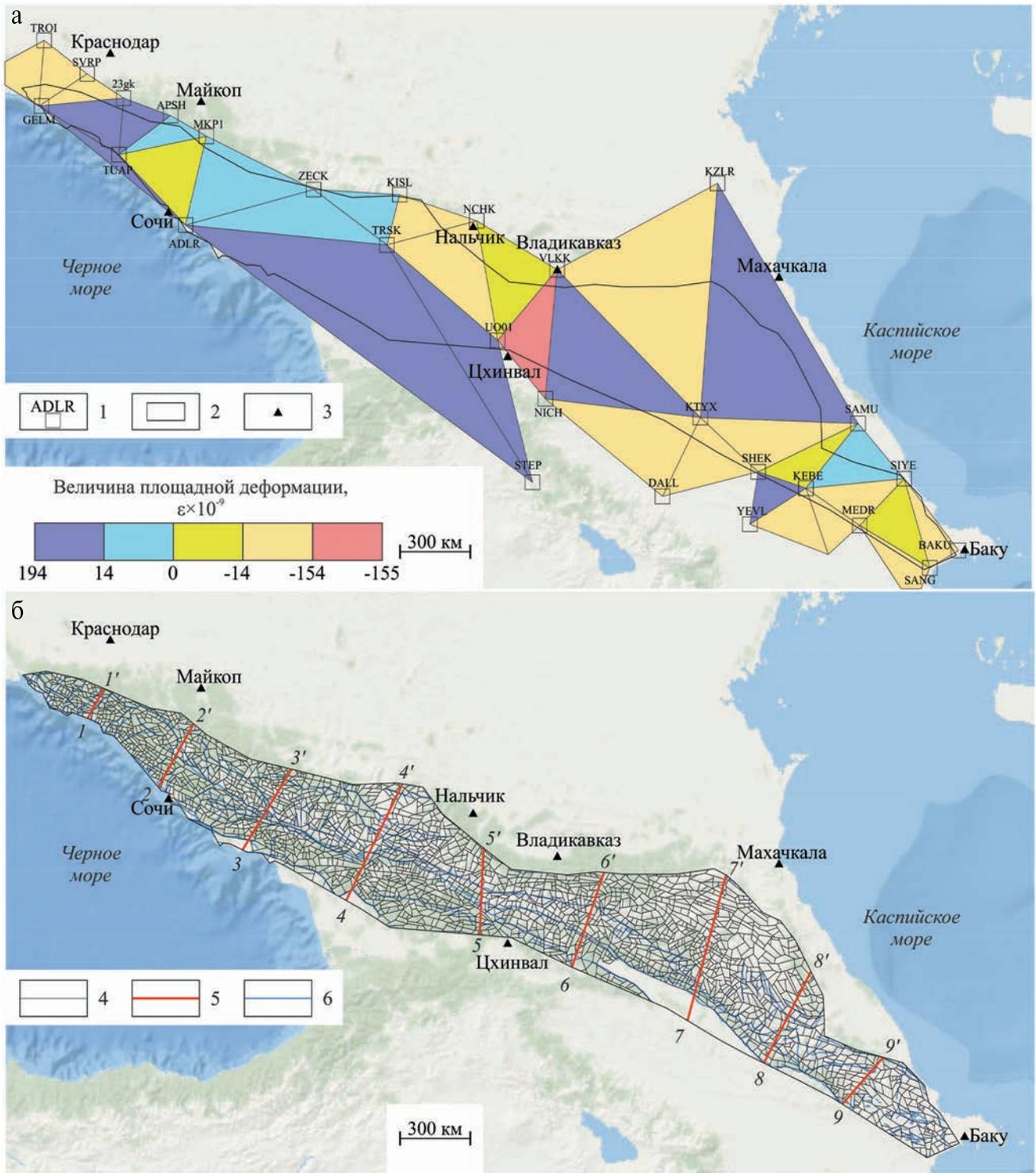


Рис. 4. Схемы современной площадной деформации (ϵ) (I) и расположения профилей степени тектонической раздробленности (II). 1 — пункты ГНСС, по [База..., 2024; Милоков и др., 2022; Миронов и др., 2021]; 2 — границы Большого Кавказа, по [Короновский, 2011]; 3 — города; 4 — “слабые” зоны; 5 — линии профилей степени тектонической раздробленности; 6 — активные разрывные нарушения, по [Zelenin et al., 2022].

$|\epsilon|$ в качестве одного из параметров, обработанных γ -оператором, не вносит значимого вклада в уточнение схемы I. В то же время данные

ГНСС позволили оценить M_{max} по формуле (2) для всей территории Большого Кавказа. При $L = 1100$ км и $G = 36 \times 10^{-9}$ год $^{-1}$ $M_{max} = 7.1$, что

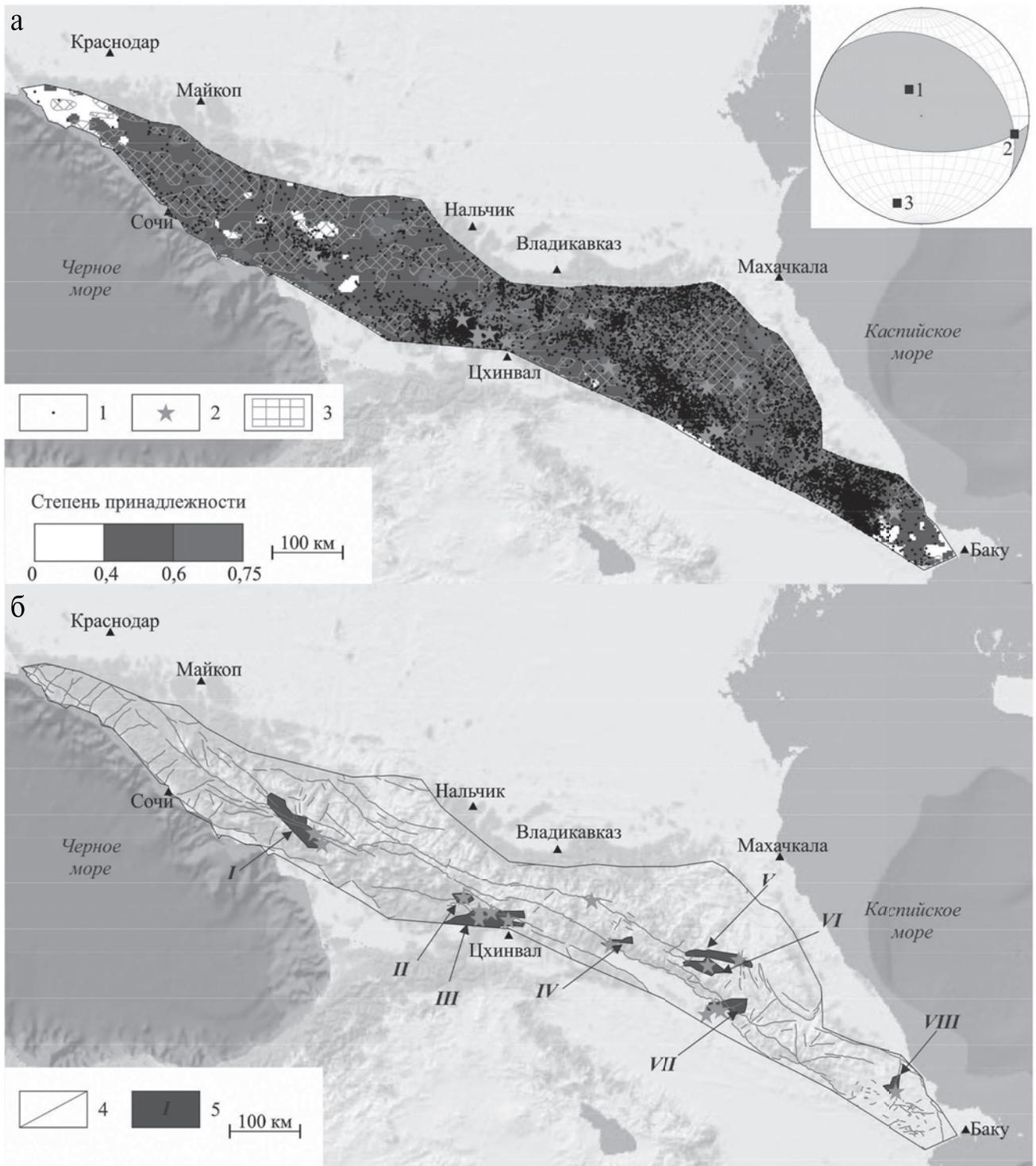


Рис. 5. Схемы индекса неотектонической активности, полученная по результатам анализа γ -оператором нечеткой логики (I) и зон ВОЗ Большого Кавказа (II). 1 — эпицентры землетрясений с $M < 5.5$ [Сейсмический..., 2024]; 2 — эпицентры землетрясений с $M \geq 5.5$ [Сейсмический..., 2024]; 3 — области локализации максимальных сжимающих напряжений, выделенные по результатам компьютерного геодинамического моделирования; 4 — активные разрывные нарушения, по [Zelenin et al., 2022]; 5 — зоны ВОЗ, номера которых вынесены стрелками.

На врезке — реконструкция положений главных нормальных осей напряжений по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений (нижняя полусфера): серое — области растяжения, белое — сжатия; 1–3 — главные нормальные оси напряжений: 1 — растяжения, 2 — промежуточная, 3 — сжатия.

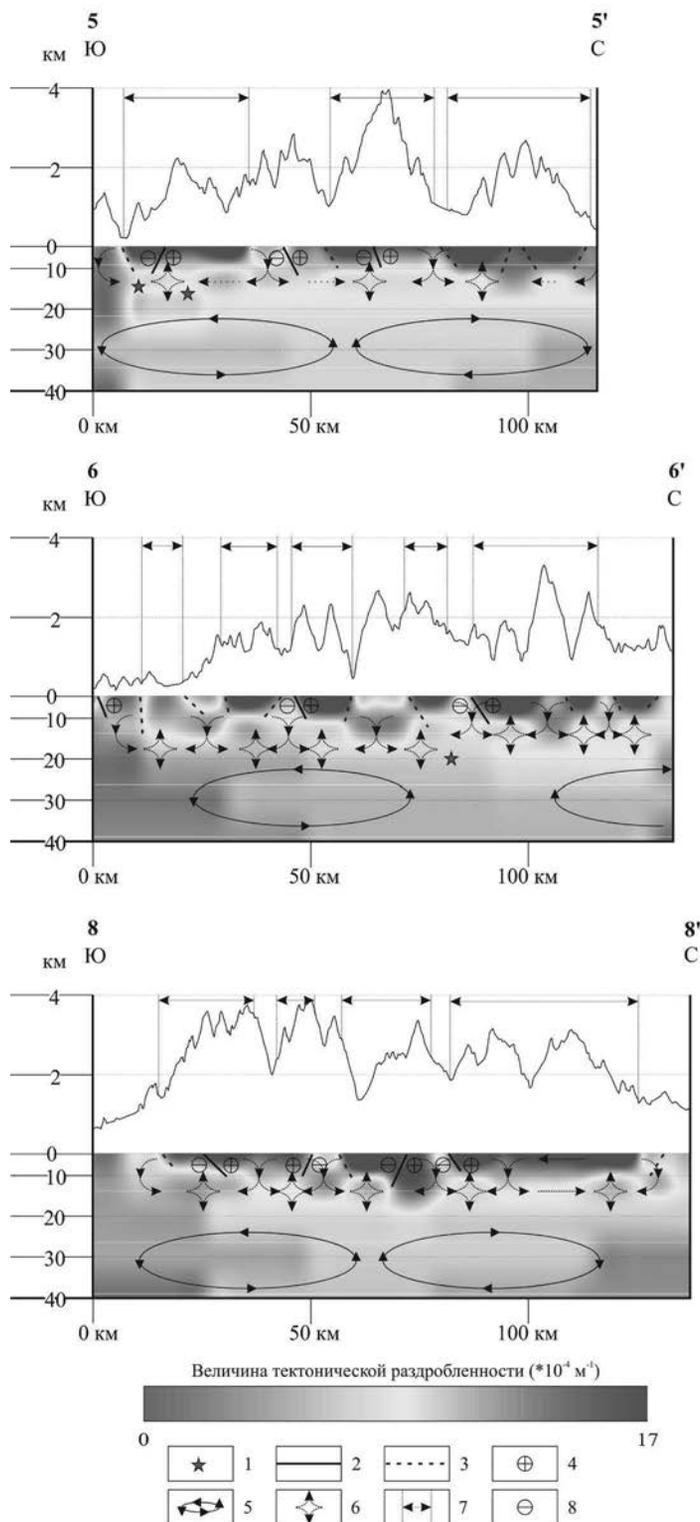


Рис. 6. Вертикальные профили поля тектонической раздробленности Большого Кавказа (линии профилей приведены на рис. 3, II).

1 — гипоцентры землетрясений с $M > 5.5$ [Сейсмический..., 2024]; 2 — активные разломы, по [Zelenin et al., 2022], выраженные в поле тектонической раздробленности; 3 — линейаменты, выраженные в поле тектонической раздробленности; 4 — поднятое крыло разлома; 5, 6 — предполагаемые границы конвективных ячеек первого (5) и второго (6) ранга; 7 — области наиболее интенсивного воздымания, выделенные по рельефу; 8 — опущенное крыло разлома.

Таблица 4. Максимальные магнитуды (M_{max}) землетрясений в пределах зон ВОЗ Большого Кавказа

№ зоны ВОЗ	M_{max} , рассчитанная по формуле (8)	M_{max} , рассчитанная по формуле (9)	M_{max} , зарегистрированная
I	7	7.3	6.5
II	6.2	6.5	5.7
III	6.8	7.2	6.3
IV	6.1	5.8	5.6
V	6.5	—	6
VI	6.2	—	5.7
VII	6.2	6.8	5.7
VIII	6	6.4	5.5

Примечание. Через домены V и VI не проходят активные разрывные нарушения, рассмотренные в работе [Zelepin et al., 2022], поэтому для них M_{max} по формуле (9) не определена.

на 0.6 единицы превышает реальную магнитуду самого крупного землетрясения за инструментальный период.

Одним из главных результатов исследования является схема зон ВОЗ (рис. 5). Всего выделено 8 таких зон, в пределах которых находятся 14 из 15-ти эпицентров высокомагнитудных событий. Оцененные по эмпирическим формулам (8) и (9) значения M_{max} в их пределах хорошо согласуются с инструментальными сейсмическими наблюдениями (табл. 4).

На глубинных профилях поля тектонической раздробленности выделяется значительная часть активных разломов. На профилях 1–1' и 9–9' проявлены все разломы, которые этот профиль пересекает, на профилях 2–2' и 8–8' — 80% разломов, на профилях 4–4', 5–5', 6–6' — 75%, на профиле 3–3' — 57%, на профиле 7–7' — 33%. Таким образом, в среднем на профиле выражено 75% активных разломов. К градиентным зонам поля тектонической раздробленности приурочены очаги высокомагнитудных землетрясений, отмеченные на профилях 5–5' и 6–6'. На глубине ~20 км наблюдается значительное изменение характера раздробленности: не прослеживаются выраженные в верхней части профилей градиентные зоны, снижается значение УДЛ. Этот факт может быть объясним в рамках модели конвективной геодинамики иерархически соподчиненных геосфер: по данным [Гончаров и др., 2005], на этой глубине проходит граница между конвективными ячейками разного масштабного уровня (рис. 6).

В то же время уменьшение степени раздробленности может быть связано с тем, что при последовательном увеличении размера расчетной ячейки суммарная протяженность линеаментов (в числителе УДЛ) возрастает медленнее, чем площадь ячейки (в знаменателе УДЛ). В связи с этим предложенная интерпретация требует уточнения в ходе дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, для территории Большого Кавказа определен комплекс морфометрических параметров рельефа, информативных для оконтуривания сейсмоактивных участков, которые также выделяются по положительным аномалиям величины площадной современной деформации. Показано, что анализ нечеткой логикой 4-х морфометрических характеристик, дополненный результатами компьютерного геодинамического моделирования, позволяет выделять зоны ВОЗ. Этот подход не требует использования детальных результатов инструментальных сейсмических наблюдений, поэтому может применяться для оконтуривания сейсмоактивных участков и зон ВОЗ на труднодоступных и слабо изученных в сейсмотектоническом отношении территориях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках госзаданий ИФЗ РАН (№ 075-01030-23), ИТПЗ РАН (№ 075-00605-24-00), ИГЭ РАН (№ 122022400105-9) и НИР

“Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ” (МГУ имени М.В. Ломоносова).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- База данных скоростей ГАО РАН. URL: https://www.gaogan.ru/russian/database/station/databasev_rus.html. Дата обращения 24.04.2024
- Гвишиани А.Д., Дзедобоев Б.А., Агаян С.М., Белов И.О., Николова Ю.И.* Нечеткие множества высокосейсмичных пересечений морфоструктурных линейментов на Кавказе и в регионе Алтай-Саяны Прибайкалье // *Вулканонология и сейсмология*. 2021. № 2. С. 3–10.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику / Отв. ред. Н.В. Короновский. М.: КДУ, 2005. 496 с.
- Делоне Б.Н.* О пустоте сферы // *Изв. АН СССР. ОМОН*. 1934. № 4. С. 793–800.
- Демидова Г.Л., Лукичев Д.В.* Регуляторы на основе нечеткой логики в системах управления техническими объектами. СПб.: Университет ИТМО, 2017. 81 с.
- Дзедобоев Б.А., Гвишиани А.Д., Белов И.О., Татаринцев В.Н., Агаян С.М., Барыкина Ю.В.* Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений на основе алгоритма с единственным чистым классом обучения. I. Алтай-Саяны-Прибайкалье. $M \geq 6.0$ // *Физика Земли*. 2019. № 4. С. 33–47.
- Короновский Н.В.* Геология России и сопредельных территорий. М.: Академия, 2011. 240 с.
- Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 379 с.
- Лук А.А., Шевченко В.И.* Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа // *Физика Земли*. 2019. № 4. С. 99–123.
- Милюков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Стеблов Г.М., Корженков А.М., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Dogan U., Ergintan S.* Современные тектонические движения Западного Кавказа и Предкавказья по ГНСС наблюдениям // *Геотектоника*. 2022. № 1. С. 51–67.
- Миронов А.П., Милюков В.К., Стеблов Г.М., Дробышев В.Н., Кусраев А.Г., Хубаев Х.М.* Деформации земной коры в осетинском регионе Большого Кавказа по данным ГНСС-измерений // *Геофизические процессы и биосфера*. 2021. Т. 20. № 4. С. 122–137.
- Нетребин П.Б.* Морфометрический анализ рельефа Большого Кавказа / Дисс. ... канд. географ. наук. Краснодар, 2012. 227 с.
- Нечаев Ю.В.* Линейменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / Под ред. акад. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
- Руководство по безопасности при использовании атомной энергии РБ-19-18. URL: <https://docs.cntd.ru/document/556827973?ysclid=lsps4wak119308334>. Дата обращения 17.02.2024а
- Руководство пользователя “Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)”. URL: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2. Дата обращения: 20.02.2024б
- Сейсмический каталог Международного сейсмологического центра (ISC). URL: <https://isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin/>. Дата обращения 20.04.2024
- Сенцов А.А.* Сеймотектоника опасных областей Восточно-Европейской платформы / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2022. 116 с.
- Симонов Ю.Г.* Объяснительная морфометрия рельефа. М.: ГЕОС, 1999. 250 с.
- Справочник по инструментам ArcGis Pro. URL: <https://pro.arcgis.com/ru/pro-app/latest/tool-reference>. Дата обращения 20.04.2024
- Стеблов Г.М., Агибалов А.О., Макеев В.М., Передерин В.П., Передерин Ф.В., Сенцов А.А.* К проблеме оценки максимально возможных магнитуд землетрясений острова Сахалин различными методами // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2023. Т. 50. № 4. С. 25–35.
- Стеблов Г.М., Агибалов А.О., Мельник Г.Э., Передерин В.П., Передерин Ф.В., Сенцов А.А.* Анализ современных движений и деформаций земной коры по данным ГНСС // *Физика Земли*. 2022. № 4. С. 19–29.
- Трегуб А.И.* Морфоструктура Онежского полуострова и дна прилегающей акватории Белого моря на основе статистических моделей рельефа и морфографического анализа // *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. 2010. № 2. С. 59–64.
- Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / Под ред. А.А. Корженевского. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1960. 91 с.
- Цифровая модель рельефа. URL: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. Дата обращения 22.04.2024
- Abdulrazzaq Z.T., Agbasi O.E., Aziz N.A., Sunday E.E.* Identification of potential groundwater locations using

- geophysical data and fuzzy gamma operator model in Imo, Southeastern Nigeria // *Applied Water Science*. 2020. V. 10. № 188.
- Balamurugan G., Ramesh V., Touthang M.* Landslide susceptibility zonation mapping using frequency ratio and fuzzy gamma operator models in part of NH-39, Manipur, India // *Nat Hazards*. 2016. V. 84. P. 465–488.
- Lehner B., Grill G.* Global River hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems // *Hydrological Processes*. 2013. № 27(15). P. 2171–2186.
- Sema H.V., Guru B., Veerappan R.* Fuzzy gamma operator model for preparing landslide susceptibility zonation mapping in parts of Kohima Town, Nagaland, India // *Modeling Earth Systems and Environment*. 2017. V. 3. P. 499–514.
- Tanaka H., Asai K.* Fuzzy linear programming problems with fuzzy numbers // *Fuzzy Sets and Systems*. 1984. V. 13. № 1. P. 1–10.
- Tangestani M.H.* Landslide susceptibility mapping using the fuzzy gamma approach in a GIS, Kakan catchment area, southwest Iran // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2004. V. 51. № 1. P. 439–450.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bulletin of the seismological Society of America*. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.
- 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.
- Zimmerman H.J.* Fuzzy set theory and its applications. Boston, Dordrecht, London: Kluwer Academic Publishers, 1996. 435 p.

IDENTIFYING ZONES OF POSSIBLE EARTHQUAKE FOCUS IN AREAS OF NEWEST TECTOGENESIS BASED ON GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL FACTORS AND FUZZY LOGIC TOOLS (ON THE EXAMPLE OF THE GREATER CAUCASUS)

**A. L. Sobisevich¹, G. M. Steblov^{1,2}, A. O. Agibalov^{1,3}, I. M. Aleshin¹, G. R. Balashov¹,
A. D. Kondratov¹, V. M. Makeev⁴, V. P. Perederin¹, F. V. Perederin¹, N. K. Rosenberg¹,
A. A. Sentsov¹, *, K. I. Kholodkov¹, K. V. Fadeeva³**

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

²*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences,
Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

³*Faculty of Geology, Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

⁴*Sergeev Institute of Environmental Geoscience Russian Academy of Science,
Ulansky lane, 13, bld. 2, Moscow, 101000 Russia*

*e-mail: alekssencov@yandex.ru

16 morphometric relief parameters have been established, the positive anomalies of which correspond to seismically active areas in the Greater Caucasus region. Analysis of the four most informative parameters using the γ -operator in fuzzy logic has made it possible to create a scheme for a neotectonic activity index. This index was used together with the results of computer geodynamic modeling to identify zones of potential earthquake epicenters. This approach does not require detailed information on modern and past seismic activity, and can therefore be applied to areas that are seismologically understudied. In addition, a relationship between modern deformation and seismic activity is shown, as well as the possibilities of using the technique developed by Yu.V. Nechaev [Nechaev, 2010] to identify active fault zones.

Keywords: zones of possible earthquake focus, fuzzy logic, Greater Caucasus

УДК 551.781.43(479.25)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ИГНИМБРИТОВ АРМЕНИИ

© 2024 г. А. М. Курчавов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия
e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru*

Поступила в редакцию 24.11.2023 г.

После доработки 16.04.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

К северо-западной части Севано-Ширакской структурно-формационной зоны Малого Кавказа приурочены ультракалиевые кремнекислые игнимбриты позднего эоцена – начала раннего олигоцена (?), которые находятся в ассоциации с высоко калиевыми вулканитами известково-щелочной и шшонитовой серий. Севано-Ширакская зона в эоцене-олигоцене представляла собой энсиалическую островную дугу с метаморфическим герцинским фундаментом. Формирование высококалиевых и, особенно, ультракалиевых пород, обусловлено воздействием на континентальную кору мантийных флюидов.

Ключевые слова: Армения, ультракалиевые игнимбриты, островодужная структура

DOI: 10.31857/S0203030624050054, EDN: HNHFPZP

ВВЕДЕНИЕ

Отличительная особенность позднекайнозойских вулканитов Армении является их повышенная калиевость. Сравнительный анализ плейстоценовых игнимбритов Малого Кавказа (Армения) и Северного Кавказа показал более высокую основность и калиевость армянских игнимбритов по сравнению с северокавказскими, что обусловлено геодинамической спецификой развития этих регионов [Курчавов, 2022]. Более древним, в данном случае палеоценовым, образованиям Армении также свойственна высокая калиевость магматических пород. Это отмечалось многими исследователями [Джр-башян и др., 2012; Котляр, 1958; Петрологическое изучение..., 1995; Связь..., 1968 и др.]. Среди верхнеэоценовых вулканитов обнаружены ультракалиевые разности [Геворкян и др., 2009; Гушин и др., 1994; Демирчян, 2009, 2011]. Однако геодинамические условия их появления не рассматривались.

ФОРМУЛИРОВКА НАУЧНОЙ ЗАДАЧИ

Цель данной работы – раскрыть геодинамические условия появления ультракалиевых пород в данном регионе Армении.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В статье, кроме опубликованных ранее материалов по строению эоцен-олигоценых образований Армении, их химическому составу и содержанию в них микроэлементов, использован новый авторский геологический материал и новые аналитические данные, полученные в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (Москва).

Определения содержаний петрогенных элементов в породах выполнены А.И. Якушевым рентгено-флюоресцентным методом на спектрометре волновой дисперсии (модель Axios mAX – PANalytical, Нидерланды, 2012 г.) и на спектрометре PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и

государственные стандартные образцы химического состава горных пород. Подготовка препаратов к измерениям в спектрометре выполнена путем высокоскоростного плавления материала проб в индукционной печи с боратами лития при температуре 1200°C. Потери при прокаливании (ппп) определялись гравиметрическим методом при температуре 1000°C. Суммарное содержание железа в пробах определено в форме $Fe_2O_{3\text{общ.}}$ вне зависимости от действительного валентного состояния. Погрешности анализа составляли 1–5 отн. % для элементов с содержаниями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % ниже 0.5 мас. %.

Определения микро- и редкоземельных элементов проводилось Я.В. Бычковой и Д.В. Коваленко методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре серии XII ICP-MS Thermo Scientific. Порошки пород подвергались кислотному разложению. Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Калибровка чувствительности прибора осуществлялась с помощью стандартных растворов (ICP-MS-68A, NPS, растворы А и В), включающих все анализируемые в пробах элементы. Правильность получаемых результатов контролировалась систематическими анализами стандартных аттестованных образцов ВНВО-2 и СОQ-1, разложенных одновременно с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения (ПО) для РЗЭ составляли 0.02–0.03 мкг/г; погрешности анализа составляли 1–3%.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Ультракалийевые вулканиты распространены на севере Армении в пределах Севано-Ширакской структурно-формационной зоны (рис. 1). Она сложена палеогеновыми вулканогенными образованиями [Агамалян и др., 2012; Связь..., 1968].

Наиболее древние образования севера Армении представлены блоками глубоко метаморфизованных протерозойских пород, распространенных западнее города Еревана и у восточного подножья горы Арагац. Стратиграфически выше залегают палеозойские и мезозойские (среднедевонского–триасового возраста) морские осадочные образования. Фрагментами распространены

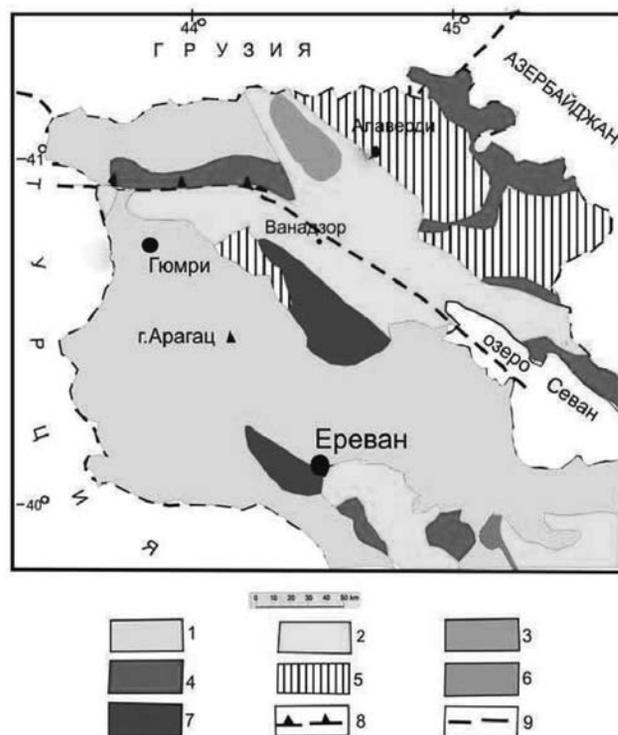


Рис. 1. Положение ультракалийевых игнимбритов Армении. Геологическая основа по [Агамалян и др., 2012] с упрощениями.

1 – неоген–четвертичные вулканиты, 2 – палеогеновые вулканиты Севано-Ширакской зоны, 3 – ареал распространения ультракалийевых игнимбритов верхов эоцена–низов олигоцена (?) в пределах Севано-Ширакской зоны, 4 – меловые отложения, 5 – юрские отложения, 6 – отложения карбона–триаса, 7 – протерозойские отложения, 8, 9 – положение коллизионного шва в меловое время: 8 – достоверное, 9 – предполагаемое.

среднеюрские терригенные породы и раннемеловые известняки. Более широко распространены верхнемеловые известняки, мергели и песчаники сеноманского–маастрихтского ярусов. В Памбакском хребте они несогласно налегают на метаморфические породы. В позднем мелу началась коллизия Армянского блока и Евразийской плиты. При этом произошло смятие остатков океанической коры и аккреционной призмы с обдукцией реликтов смятой океанической коры на прилегающие континентальные окраины с формированием офиолитового орогена. После быстрого размыва этого орогена реликты океанической коры сохранились лишь в остатках линейных осадочных бассейнов в виде офиолитовых поясов по обе стороны от коллизионного шва (см. рис. 1).

Севано-Ширакская структурно-формационная зона перекрывает этот позднемеловой

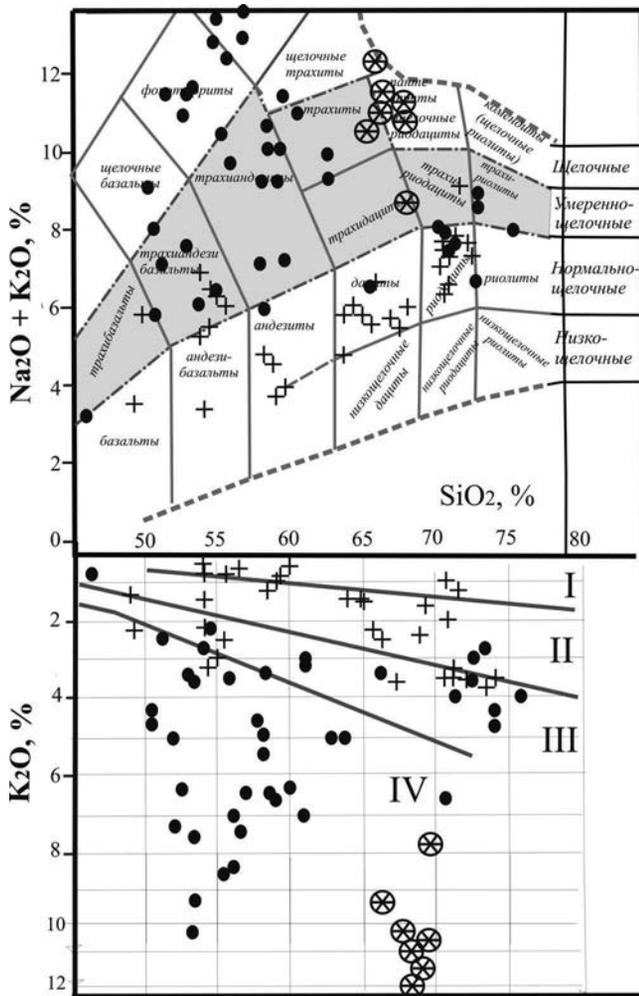


Рис. 2. Положение точек ультракалиевых игнимбритов (звезда в круге) на TAS диаграмме [Петрографический кодекс, 2009], развернутой вниз по оксиду калия [Курчавов, 2022]. Использованы анализы табл. 1 данной статьи, а также табл. 1 из работы [Гушин и др., 1994]. Петрохимические серии по K_2O : I – толеитовая, II, III – известково-щелочная (II – низкокалиевая ветвь, III – высококалиевая ветвь), IV – шошонитовая. Прямыми крестами обозначены породы ниже-среднего эоцена, точками – верхнего эоцена (памбакской свиты) Севано-Ширакской структурно-формационной зоны. Анализы взяты из работы [Связь..., 1968, табл. 27].

коллизийный шов (см. рис. 1). Выделяется две толщи в слагающих ее палеоценовых образованиях. Нижняя представлена ниже-среднеэоценовыми базальтоидами, андезитами и кремнекислыми породами с пачками туфогенно-осадочных пород. Вулканическая деятельность происходила в это время преимущественно в подводных условиях.

Верхняя толща (верхний эоцен–нижний олигоцен), выделенная в памбакскую свиту, представлена щелочными вулканитами широкого

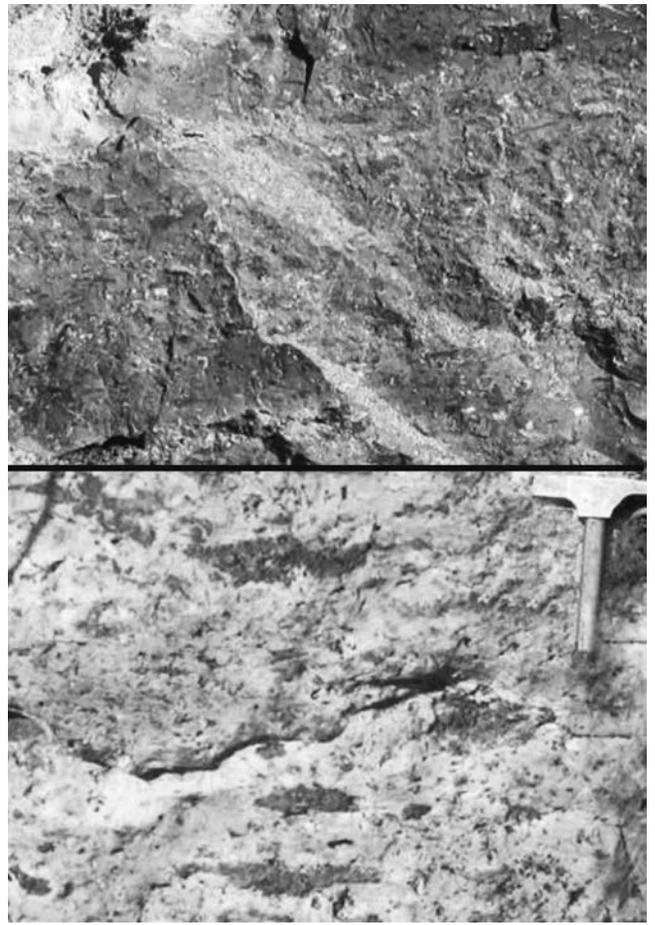


Рис. 3. Ультракалиевые риодацитовые игнимбриты в обнажении юго-восточнее села Петровка. Фото А.М. Курчавова.

диапазона по кремнезему: от андезибазальтов до риодацитов. Здесь же выявлены ультракалиевые риодацитовые игнимбриты. Эта толща вулканитов залегает на нижележащих отложениях с угловым несогласием и сформирована преимущественно в континентальных условиях [Связь..., 1968].

Указанные толщи, кроме палеогеографических условий формирования, резко различаются петрохимической сериальной принадлежностью пород. Ниже-среднеэоценовые вулканиты принадлежат преимущественно к нормально-щелочным и частично умеренно-щелочным разностям, а по содержанию калия – к известково-щелочной петрохимической серии в полном ее объеме. Верхнеэоценовые – нижнеолигоценные вулканиты отличаются общей повышенной щелочностью и калиево-стью: они принадлежат уже преимущественно к щелочным и умеренно-щелочным разностям, а по калию – к шошонитовой серии и частично

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и микроэлементов (ppm) в ультракалиевых игнимбритах Армении

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	ппп	Сумма
513	69.51	0.61	13.57	2.96	0.37	0.13	0.36	0.32	10.72	0.15	0.02	1.23	99.72
513/1	67.81	0.60	14.47	2.96	0.03	0.19	0.15	0.25	12.08	0.11	0.02	1.10	99.80
АМ-33/15	68.78	0.62	13.81	3.51	0.04	0.17	0.13	0.25	11.02	0.05		1.32	99.70
АМ-34/15	67.89	0.62	13.69	2.64	0.19	0.07	0.08	0.26	11.53	0.13	0.59	2.14	99.66
Образец	V	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Y	Nb	Pb	
513	42	9	92	260	68	252	1087	4	8	25	15	58	
513/1	41	9	173	292	50	262	844	4	11	27	14	29	
АМ-33/15	48	9	111	305	59	283	725	4	7	27	16	38	
АМ-34/15	62	18	31	265	91	282	1320	5	8	24	15	56	

Примечание. Образцы 513 и 513/1 из коллекции А.М. Курчавова. Образцы АМ-33/15 и АМ-34/5 – из коллекции С.Н. Бубнова. Все образцы взяты в 2 км юго-восточнее села Петровка.

Таблица 2. Содержание (ppm) микроэлементов в ультракалиевых игнимбритах Армении

Элементы	513	513-1	АМ-33/15	АМ-34/15
Li	5.4	5.8	5.4	3.8
Be	1.6	1.7	1.3	1.2
Sc	5.2	5.1	11.0	2.5
V	24	19	32	51
Cr	1.9	0	18.0	0.3
Co	1.20	1.60	1.90	0.17
Cu	9.0	9.0	6.9	7.8
Zn	89.4	231.9	105.0	31.0
Pb	58	29	38	56
Bi	0.05	0.08	0.10	0.05
Zr	226	239	249	238
Sr	33	18	48	52
Ba	951	641	747	756
Rb	235	248	308	257
Y	19.0	14.0	28.0	6.7
Nb	13.3	13.5	13.0	12.0
Ta	1.45	1.48	0.77	0.65
Th	4.99	3.75	9.80	2.20
U	1.9	1.7	2.1	1.4
Mo	0.8	0.5	1.1	0
Cd	0.26	0.28	0.23	0.01
Cs	0.85	1.23	1.40	0.79
Hf	6.04	6.46	6.40	6.80
Th/Yb	2.2	1.9	3.0	1.7
Ta/Yb	0.6	0.7	0.2	0.5
Th/Nb	0.4	0.3	0.8	0.2
La/Yb	7.3	5.6	9.4	5.1

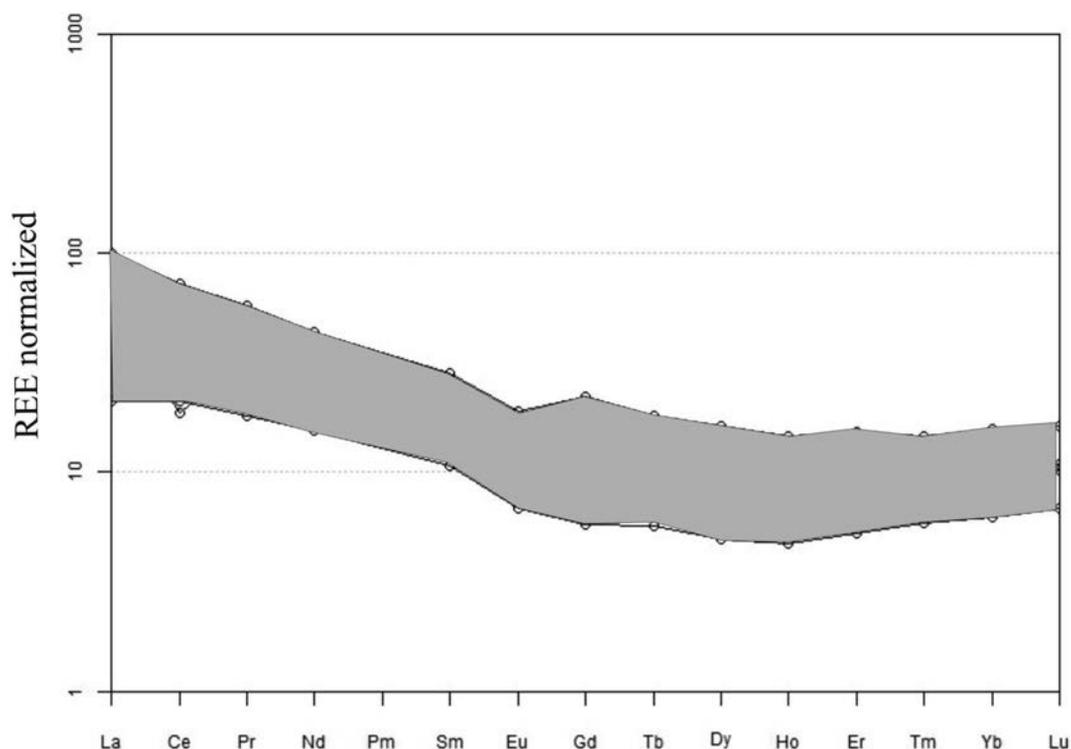


Рис. 4. Характер распределения РЗЭ в ультракалиевых игнимбритах Армении, нормализованных по хондриту, по [Boynnton, 1984].

высококалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии (рис. 2).

Ультракалиевые риодацитовые вулканы распространены в северо-западной части Севано-Ширакской структурно-формационной зоны. Здесь, в районе горы Бертах – села Овнанадзор обнажена толща пород (суммарной мощностью порядка 1500 м), в низах которой преобладают кремнекислые лавы и игнимбри-ты, включая ультракалиевые разности, при подчиненном значении потоков трахитов и шошонитов. В верхах толщи развиты шошониты и абсарокиты. А.В. Гушиным [Гушин и др., 1994] подчеркивалось, что ультракалиевые разности слагают средние части потоков игнимбритов. Данная толща пород сопоставляется с памбакской свитой, возраст которой датирован К/Аг методом по санидину и по массе породы в пределах (31 ± 3) – (40.5 ± 1.5) млн лет [Связь..., 1968, табл. 17]. Эта толща пород прослеживается на северо-запад в район сел Петровка и Норошен, но здесь уже в ее составе резко возрастает доля ультракалиевых риодацитовых игнимбритов. Они залегают субгоризонтально и имеют видимую мощность более 60 м. По данным

А.Р. Демирчяна [Демирчян, 2009, 2011], возраст этих образований определен К/Аг методом в пределах от 29.7 ± 1.5 до 42.3 ± 0.4 млн лет.

Ультракалиевые игнимбри-ты представляют из себя светлые буровато-сиреневатые плотные породы с многочисленными параллельно расположенными уплощенными обособлениями более темных оттенков (фьямме) (рис. 3). Среди вкрапленников в них преобладают кристаллы калиевого полевого шпата размером 1–2 мм, а также встречаются редкие кристаллы плагиоклаза и кварца. По нашим наблюдениям, а также по данным А.В. Гушина [Гушин и др., 1994], калиевый полевой шпат первичен. Базисом породы являются тонкие, волнистые, с закругленными, но не острыми окончаниями, частицы вулканического стекла.

Уникальность данных пород заключается в ультравысоком содержании K_2O . По данным [Геворкян и др., 2009; Демирчян, 2009] при содержании SiO_2 в пределах 67–69 мас. % концентрация K_2O варьирует в пределах 9.20–12.22 мас. %. Это подтверждено нашими данными ($SiO_2 = 67.8$ – 69.8 мас. %; $K_2O = 10.7$ – 12.0 мас. %) (табл. 1, см. рис. 3). Указанным игнимбри-там

Таблица 3. Содержание (ppm) редкоземельных элементов в ультракалийевых игнимбригах Армении

Образцы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Yb	Ce/Yb
513	16.5	15	4.2	16.7	3.6	0.95	0.56	3.5	3.45	0.72	2.17	0.32	2.25	0.35	7.3	6.7
513-1	11.1	19	3.2	13.2	2.8	0.72	0.45	2.8	2.73	0.62	1.86	0.29	2.00	0.33	5.6	9.5
AM-33/15	31.0	59	7.0	26.0	5.5	1.40	0.86	5.7	5.20	1.05	3.20	0.47	3.30	0.52	9.4	17.9
AM-34/15	6.6	17	2.2	9.3	2.1	0.50	0.27	1.5	1.60	0.34	1.10	0.19	1.30	0.22	5.1	13.1

свойственны повышенные концентрации (ppm) Rb (235–308), Zr (226–249), Ba (641–951) при пониженных значениях V (19–51), Cu (6.9–9.0), Pb (29–58), Y (6.7–28), Nb (12–13.5) и при весьма низких значениях Be (1.2–1.7), U (1.4–2.1) и Th (2.2–9.8) (табл. 2).

Суммарные содержания (ppm) редкоземельных элементов в данных породах невысокие (44.2–147.5) с преобладанием легких разностей РЗЭ над тяжелыми: La/Yb = 5.1–9.4; Ce/Yb = 6.7–17.9. Им свойственен также слабо проявленный Eu – минимум (рис. 4, табл. 3).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ПОРОД АРМЕНИИ

Причины высокого насыщения калием магматических горных пород до сих пор вызывают дискуссии. Появление в данном районе Армении кремнекислых ультракалийевых вулканидов разные исследователи объясняют различно. Одни считают, что они возникли в результате ликвационных процессов, правда не объясняя значительный объем этих пород [Гущин и др., 1994]. Другие считают их появление в результате подтока флюидов, обогащенного калием [Геворкян и др., 2009]. Следует отметить, что точки ультракалийевых пород Армении на диаграмме отношений Th/Yb–Ta/Yb расположены близ области океанических производных и среднего состава верхней континентальной коры (рис. 5).

Геотектоническая позиция Севано-Ширакской зоны также понимается различно. Некоторые исследователи считают, что формирование палеогеновых вулканидов произошло в островодужной обстановке [Садоян, 1988]. Другие исследователи относят данную зону

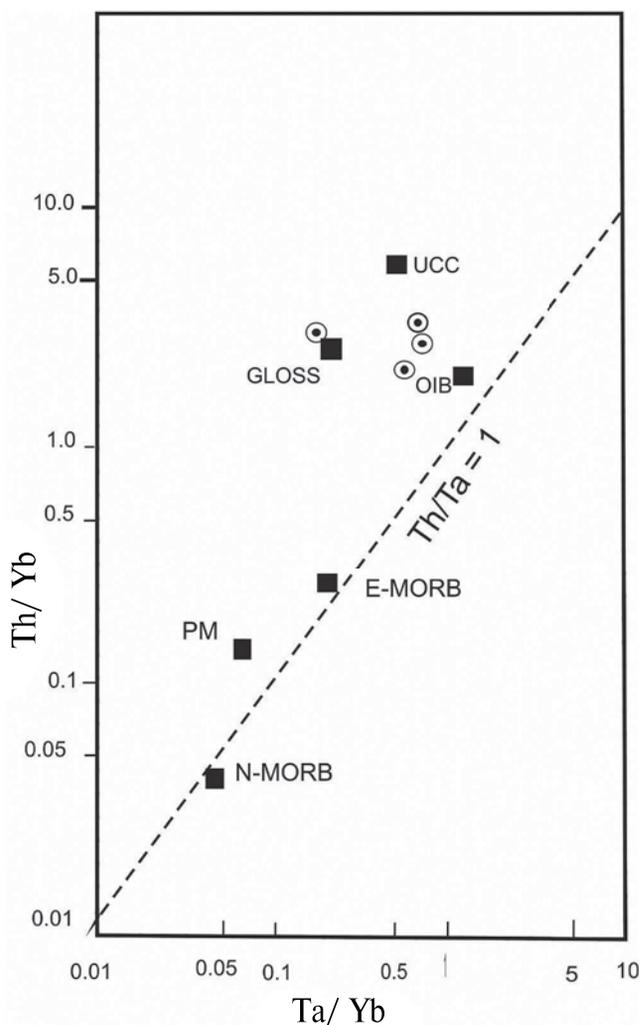


Рис. 5. Положение точек ультракалийевых игнимбригов Армении (круги с точкой) на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb, по [Pearce, 1984].

GLOSS – океанические осадки [Plank, Langmuir, 1998], E-MORB и N-MORB – обогащенные и деплетированные базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, PM – примитивная мантия, UCC – верхняя континентальная кора (средний состав) [Rudnick, Gao, 2003].

к рифтогенным [Агамалян, 2004; Агамелян и др., 2012].

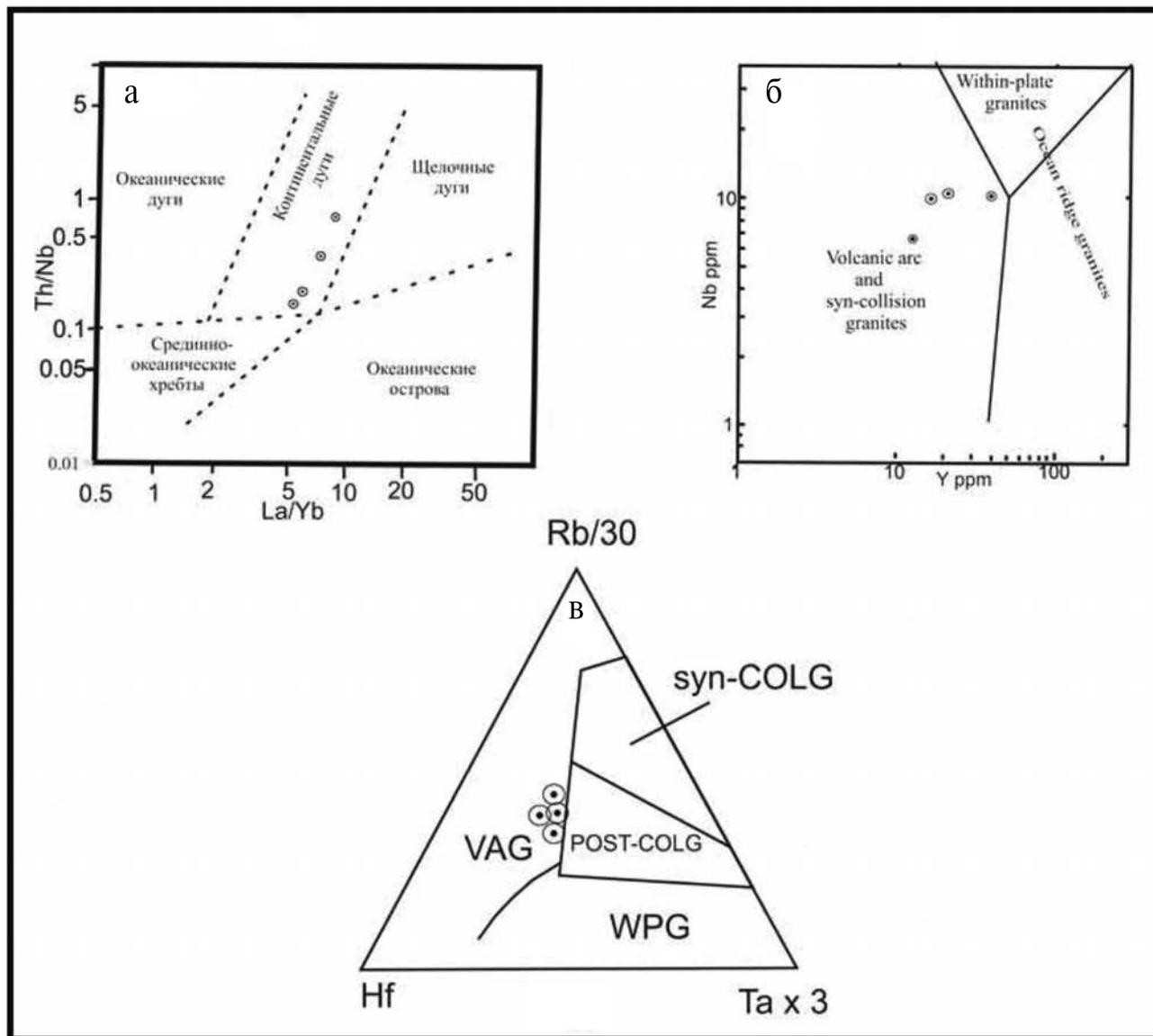


Рис. 6. Положение ультракалиевых игнимбритов Армении (круги с точкой) на дискриминационных диаграммах. а – Th/Nb–La/Yb, по [Hollocher et al., 2012]; б – Nb–Y, по [Pearce and Norry, 1979], поля volcanic arc and syn-collision granites – вулканические дуги и син-коллизийные граниты, within – plate granites – внутриплитные граниты, ocean ridge granites – граниты океанических хребтов; в – Hf–Rb–Ta, по [Harris et al., 1986], поля гранитов на диаграмме (в): WPG – внутриплитных, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – син-коллизийных, POST-COLG – постколлизийных.

Резкое различие палеогеографических условий формирования этих толщ, позволяет согласиться с трактовкой рифтогенной, а, на наш взгляд, скорее всего с морской троговой природой ее формирования. В то время как верхняя толща, залегающая с несогласием на нижней, формируется в континентальной обстановке. Выше следует комплекс олигоцен–миоценовых молассоидных образований, свидетельствующих о горном расчлененном рельефе Севано-Ширакской зоны к этому времени [Асратян и др., 1988].

Стало быть, Севано-Ширакская зона в позднем эоцене–начале олигоцена являлась наземной вулканической грядой типа энсиалической островодужной структуры. Принадлежность ее к островодужным структурам подтверждается приуроченностью точек ультракалиевых игнимбритов к полям развития пород островных дуг, что фиксируется на главных дискриминационных диаграммах (рис. 6).

Ультракалиевые кремнекислые вулканы выявлены в островодужных структурах других

регионов. В частности, они широко представлены в верхнедевонских островных дугах Казахстана, в фундаменте которых присутствуют блоки континентальной коры [Курчавов и др., 2008; Курчавов, Хераскова, 2022; Мальченко и др., 1998]. Насыщенные калием вулканы известны также в пределах Средиземного моря (Липарская и Эоловая островные дуги).

Северо-западная часть Севано-Ширакской островодужной структуры расположена севернее Севано-Акеринского коллизионного шва. Здесь имеется метаморфизованный герцинский фундамент и, возможно, присутствуют погруженные блоки докембрийской континентальной коры [Агамалян и др., 2012]. Следует особо отметить, что точки ультракалиевых пород Армении на диаграмме отношений Th/Yb–Ta/Yb расположены близ области океанических производных и среднего состава верхней континентальной коры (см. рис. 5). Повидимому, повышенная калиевоность всех пород, включая кремнекислые игнимбриты, здесь обусловлена вовлечением в расплав континентальной коры составляющей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднеэоценовые–раннеолигоценовые (?) ультракалиевые кремнекислые игнимбриты Севано-Ширакской структурно-формационной зоны Армении сформировались в континентальной обстановке в условиях энсиалической островной дуги. Их приуроченность к северо-западной части данной структуры, вероятнее всего, связана с переработкой фрагментов континентальной коры глубинными флюидами, что привело к резкому обогащению магматического расплава калием.

Проявление такого типа вулканизма на фронте коллизии Кавказского региона с Аравийской плитой требует дальнейшего переосмысливания ряда аспектов связи состава магматитов с геодинамикой формирования континентальной коры подвижных поясов коллизионного типа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках исследований по проекту № 14-05-92000 Российского фонда фундаментальных исследований, базовой темы НИР

ИГЕМ РАН – ЕГИСУ НИОКТР регистрационный № 121041500222-4, а также частично за счет госзадания 124022400143-9 (код темы FMMN-2024-0014).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агамалян В.А.* Формирование и эволюция земной коры Малого Кавказа в зоне коллизии пассивной и активной окраин Палеотетиса // Сборник трудов, посвященный 100-летию со дня рождения П.Д. Гамкрелидзе // Труды. Новая серия. Вып. 119. Тбилиси: Геологический институт им. А.Н. Джанелидзе, 2004. С. 14–22.
- Агамалян В.А., Саркисян О.А., Лорсабян Т.К., Исраелян А.Г.* Основные тектонические единицы Армении // Ученые записки Ереванского государственного университета. Геология и география. 2012. № 1. С. 3–12.
- Асратян В.П., Саркисян О.А., Садоян А.А.* Молассовые формации олигоцена – нижнего миоцена Армянской ССР и условия их образования // Сборник научных трудов к 50-летию Геологического факультета. Ереван: Изд-во Ереванского университета, 1988. С. 59–77.
- Геворкян Р.Г., Демирчян А.Р., Лорсабян Т.К.* Петрогенез высококалийных игнимбритовых риолит-дацитов Ташира (Армения) // Электронный научно-информационный журнал “Вестник Отделения наук о Земле РАН”. 2009. № 1(27). ISSN 1819–6586
- Гущин А.В., Буриштейн Л.Е., Гаврилова С.П., Успенская Е.А.* Позднеэоценовые высококалийные вулканы Северной Армении // Геология и разведка. 1994. № 1. С. 17–23.
- Демирчян А.Р.* Высококалийные риолит-дацитовые туфы Ташира (Лори, Армения) и их применение в качестве эффективного агроудобрения / Препринт. Ереван: ЕГУ, 2011. 6 с.
- Демирчян А.Р.* Высококалийные риолит-дацитовые туфы Ташира (Лори, Армения) и их применение в качестве эффективного агроудобрения / Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. Ереван: ЕГУ, 2009. 22 с.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г. и др.* Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизионного наземного вулканизма Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 3–20.
- Котляр В.Н.* Памбак. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958. 228 с.

- Курчавов А.М. Петро-геохимические различия позднекайнозойских игнимбритов Малого и Большого Кавказа как следствие геодинамических особенностей формирования этих структур // Вулканология и сейсмология. 2022. № 1. С. 18–38.
DOI: 10.31857/S0203030622010047
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Хамзин Б.С. Девонский островодужный вулканизм Центрального Казахстана // Науки о земле в Казахстане. Алматы: КазГЕО, 2008. С. 56–59.
- Курчавов А.М., Хераскова Т.Н. Особенности осадконакопления и вулканизма Тастауской рифтовой структуры Центрального Казахстана // Литосфера. 2019. № 6. С. 889–901. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-889-901
- Мальченко Е.Г., Гранкин М.С., Курчавов А.М. О геодинамической обстановке формирования верхнедевонских вулканитов Успенской, Акбастауской и Акжал-Аксоранской зон в Центральном Казахстане // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 4. С. 28–30.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Издание третье, исправленное и дополненное / Гл. ред. О.А. Богатилов, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок / Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центрер И.Я., Соболев А.О., Путинцев А.В. М.: Роскомнедра, Геокарт, ВСЕГЕИ, 1995. 217 с.
- Садоян А.А. Литология палеогеновых отложений Малого Кавказа и сопредельных областей / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: Геол. факультет МГУ, 1988. 32 с.
- Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов / Джрбашян Р.Т., Елисева О.П., Мнацаканян А.Х., Остроумова А.С., Фаворская М.А. М.: Наука, 1968. 156 с.
- 400 млн лет геологической истории южной части Восточной Европы. Вып. 1. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2005. 388 с.
- Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Co., 1984. P. 63–114.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone. Magmatism // Geological Society, London, Special Publications. 1986. V. 19(1). P. 67–81.
- Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings // Amer. J. Sci. 2012. V. 312. P. 357–416. <https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Cambridge University Press. Nantwich, Cheshire: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.
- Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 325–394.
- Rudnick R.I., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.

GEODYNAMIC SPECIFICS OF THE FORMATION OF ULTRA-POTASSIUM IGNIMBRITES IN ARMENIA

A. M. Kurchavov

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry
Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia
e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru*

The northwestern part of the Sevan-Shirak structural-formation zone of the Lesser Caucasus is associated with ultrapotassium silicic ignimbrites of the late Eocene – early Oligocene (?), which are associated with high potassium volcanites of the calcareous-alkaline and shoshonite series. The Sevan-Shirak zone in the Eocene–Oligocene was an ensialic island arc with a metamorphic Hercynian basement. The formation of high-potassium and, especially, ultrapotassium rocks is due to the effect of mantle fluids on the continental crust.

Keywords: Armenia, ultra-potassium ignimbrites, island-arc structure

УДК 551.242.23

МОРФОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВ ИСЛАНДИИ

© 2024 г. В. А. Боголюбский^{а, b, *}, Е. П. Дубинин^{а, b, c, **}, А. А. Лукашов^{с, ***}

^аМузей землеведения, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^бГеологический факультет Московского государственного университета
имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^сГеографический факультет Московского государственного университета
имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru

**e-mail: edubin08@rambler.ru

***e-mail: smoluk@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.04.2024 г.

После доработки 09.06.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

Исландия – уникальный пример, где рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта выходит на поверхность суши, а ее морфология и тектоническое строение значительно отличаются от типичных рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Морфология и геодинамика западной ветви исландских рифтов во многом обусловлены термическим влиянием Исландского плюма, сформировавшего Северо-Атлантическую крупную магматическую провинцию. Западная ветвь рифтов Исландии характеризуется уже затухающей тектонической и магматической активностью. Перекрываясь с Восточной рифтовой зоной, она формирует вращающийся блок микроплиты Хреппар, что приводит к уменьшению ее тектоно-магматической активности к северу. На основании морфометрического анализа сбросовых уступов выявлен относительный уровень современной активности отдельных участков вулканических систем, а для некоторых участков – зафиксированы его изменения в позднечетвертичное время. Полученные выводы показывают отчетливые различия в современном тектоническом строении и динамике рифтовых зон и отдельных вулканических систем в их пределах. Наиболее южная, трансенсивная Рейкьянесская рифтовая зона имеет убывающую в восточном направлении тектоно-магматическую активность, что связано с уменьшением влияния прилегающего с юго-запада хребта Рейкьянес. Наблюдается постепенное ее смещение в южном направлении, что, по-видимому, обусловлено аналогичным южным продвижением наиболее активной Восточной рифтовой зоны и формированием новой трансенсивной зоны, объединяющей современные Рейкьянесскую рифтовую и Южно-Исландскую сейсмическую зоны. Западная рифтовая зона функционирует независимо от Рейкьянесской, имея крупнейший центр растяжения в районе озера Тингваллатн. В северной же ее части, как и в пределах Центральной рифтовой зоны, голоценовые проявления тектоно-магматической активности очень слабы и во многом связаны с гляциоизостатической реактивизацией более древних структур. Выявленные неоднородности строения прослеживаются и в морфологическом облике рифтовых зон. Так, для Западной и Центральной рифтовых зон характерны хорошо развитые щитовые вулканы, сложенные, преимущественно, гиакоккластами, а в пределах семейств трещин наблюдаются отдельные лавовые щитовые постройки. В противоположность этому, Рейкьянесская РЗ характеризуется отсутствием выраженных в рельефе центральных вулканов, а в пределах семейств трещин наблюдаются цепочки небольших вулканических аппаратов.

Ключевые слова: рифтовые зоны, перекрытия срединных осей, трансенсивные зоны, Исландский плюм, морфометрический анализ

DOI: 10.31857/S0203030624050066, EDN: HNEQZM

ВВЕДЕНИЕ

Исландия является частью Северо-Атлантической крупной магматической провинции, развивающейся при термическом воздействии Исландского плюма, располагающегося на оси Срединно-Атлантического хребта. Магматическая активизация плюма произошла около 54–56 млн лет назад вместе с раскрытием данного сектора Северной Атлантики и привела к формированию аномально мощной океанической коры (до 42 км в центральной части острова) [Ruedas et al., 2007]. Помимо Исландии, в состав провинции входят такие структуры, как Фарерско-Исландский и Исландско-Гренландский пороги, плато Рокколл и Поркьюпайн. Термическое влияние плюма прослеживается и на прилегающих спрединговых хребтах Рейкьянес (с юга) и Колбенсей (с севера) [Mjelde et al., 2008].

Развитие Исландии происходит при ультрамедленном спрединге со скоростями от 18 до 20.5 мм/год с максимальными значениями в южной части региона. Наклон спрединговых сегментов относительно направления растяжения составляет $\sim 60^\circ$ для хр. Рейкьянес и южной части рифтовых зон Исландии и $\sim 80^\circ$ — для северной части и хр. Колбенсей [DeMets et al., 2010]. Спрединг асимметричен: Северо-Американская плита движется быстрее Евразийской примерно на 1.5–2 мм/год [Brandsdóttir et al., 2015; Martinez et al., 2020].

В пределах Исландии растяжение сконцентрировано в пределах пяти рифтовых зон (рис. 1). Наибольшую активность имеет восточная ветвь, включающая Северную и Восточную рифтовые зоны (РЗ), связанные с хр. Колбенсей посредством трансформной зоны Тьёрнес. Повышенная активность восточной ветви связывается с положением центра Исландского плюма на границе Северной и Восточной РЗ. Западная ветвь рифтовых зон обладает значительно меньшей тектонической и вулканической активностью. Предположительно, в настоящее время она отмирает [Khodayar et al., 2020]. Она включает в себя Западную РЗ и трансформные Центральную и Рейкьянесскую РЗ. Центральная РЗ обеспечивает соединение Западной РЗ с восточной ветвью, а Рейкьянесская РЗ — с хр. Рейкьянес. Западная ветвь практически полностью перекрывается с Восточной

РЗ, формируя вращающийся блок микроплиты Хреппар [Einarsson, 2008]. По этой причине скорости растяжения Западной РЗ значительно меньше, чем на прилегающих участках спрединговых центров, составляя около 7.5–8.5 мм/год в южной части и уменьшаясь до 1–1.5 мм в северной части [Perlt, Heinert, 2006; Árnadóttir et al., 2009]. В южной части Западная и Рейкьянесская зоны сочленяются с Восточной РЗ с помощью Южно-Исландской сейсмической зоны, представляющей собой серию сдвигов, располагающихся субортогонально растяжению. Сочленение трех структур происходит в районе вулкана Хейнгидль, формируя одноименное тройное соединение [Bergerat, Angelier, 2000].

Рифтовые зоны включают в себя ряд вулканических систем, имеющих значительные перекрытия между собой, а в некоторых случаях, протягивающихся параллельно на значительные расстояния [Einarsson, 2008]. Вулканические системы включают в себя центральные вулканы и семейства трещин, протягивающиеся на расстояние вплоть до 150 км от центрального вулкана (см. рис. 1) и представляющих собой серии сбросов и раздвигов (гьяров), формирующихся как результат поверхностного выращения вдоль осевых внедрений даек. Именно по ним осуществляется основное растяжение, а иногда сконцентрирована и повышенная вулканическая активность в виде трещинных эруптивных центров [Pedersen et al., 2009; Wright et al., 2012].

Основная часть сейсмичности, в том числе, микросейсмичности, являющаяся одним из важных индикаторов современной тектонической активности рифтовых зон, приурочена к центральным вулканам и связана с их извержениями, распространяясь на семейства трещин лишь во время кратковременных эпизодов спрединга [Wright et al., 2012]. Поэтому в данном случае она может выступать лишь в качестве индикатора современной геодинамики лишь малых частей вулканических систем. Соответственно, для более обоснованных выводов предлагается использовать морфологические индикаторы тектонической и магматической активности, одним из которых является морфометрия сбросовых уступов, несущая в себе информацию не только о современной геодинамике отдельных участков вулканических

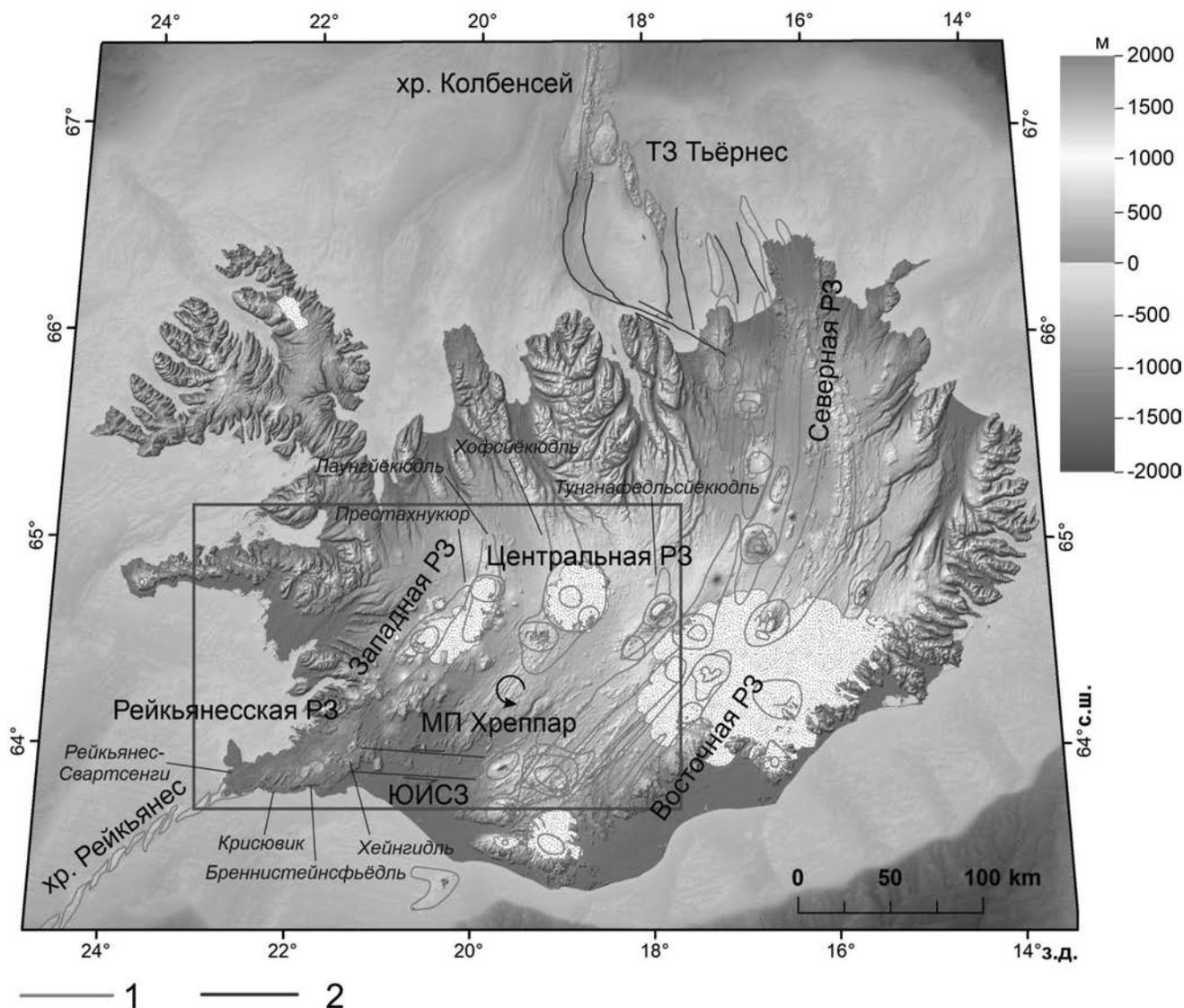


Рис. 1. Расположение рифтовых зон Исландии и прилегающих спрединговых хребтов.

1 – вулканические спрединговые сегменты, 2 – амагматические структуры растяжения и сдвига. Район исследования выделены красным.

Аббревиатуры: РЗ – рифтовая зона, ТЗ – трансформная зона, ЮИСЗ – Южно-Исландская сейсмическая зона, МП – микроплита.

систем, но и позволяющая проследить ее как минимум с начала голоцена. Исходя из сказанного, основной целью работы является морфологическое описание западной ветви рифтов Исландии и тектоническая и геодинамическая интерпретация морфометрических параметров сбросовых уступов в ее пределах.

МОРФОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВ ИСЛАНДИИ

Западная РЗ состоит из трех вулканических систем (ВС): Лаунгйеюкюль, Престахнукюр, Хейнгидль в северной части. Все центральные

вулканы хорошо выражены в рельефе в виде щитовых построек, частично перекрытых палагонитовыми формациями и имеющих в основе риолитовые экструзивные купола. Частота извержений центральных вулканов составляла 600–1000 лет при дегляциации и 2000 лет и более в позднем голоцене [Óladóttir et al., 2021].

Семейства трещин протягиваются на 90–100 км, имея ширину 10–15 км. Их простираение близко к простираению рифтовой зоны. Раздвиги и эруптивные трещины располагаются на удалении до 20 км от центрального вулкана; последние представлены в основном

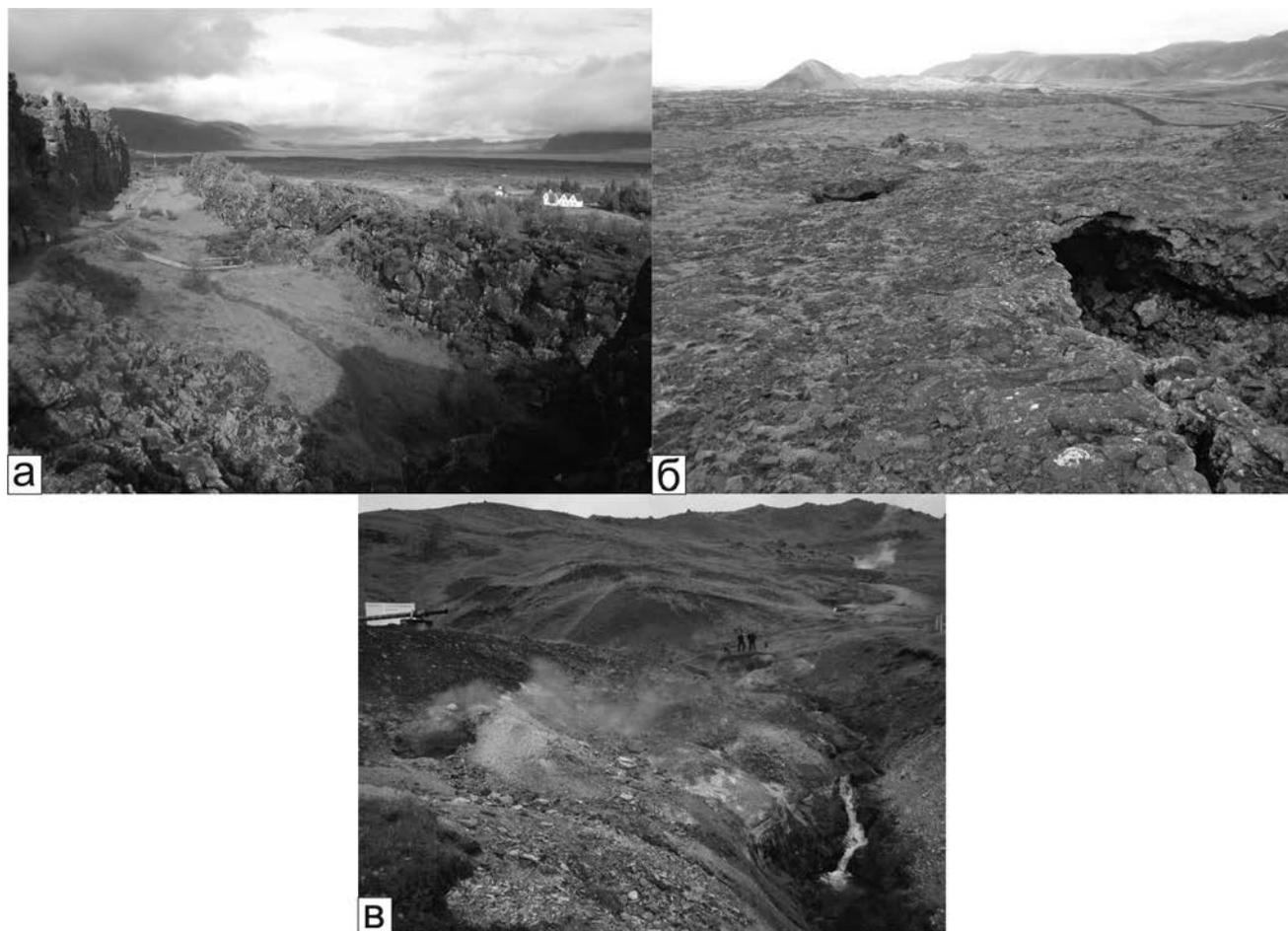


Рис. 2. Рельеф рифтовых зон юго-западной Исландии (фото А. Лукашова).
 а – нарушенное серией продольных грабенов рифтовое урочище Тингведлир на р. Эксару (ВС Хейнгидль, Западная РЗ);
 б – лавовод с частично уцелевшей от обрушения кровлей в 1 км к востоку от горы Трихнукагигур (ВС Бреннистейнсфьельд, Рейкьянская РЗ); в – изобилующая термальными источниками “Долина дымов” Рейкьядалюр в 3 км к северу от горы Хверагерди (“Сад гейзеров”), у юго-восточного подножия вулкана Хейнгидль.

субгляциальными формами, что свидетельствует о преобладании вулканической активности в конце ледниковых эпох, в условиях повышенной генерации расплава. В голоцене вулканическая активность постоянно снижается, а растяжение аккомодируется по большей части за счет сбросообразования [Óladóttir et al., 2021; Khodayar et al., 2020]. Семейства трещин вулканических систем плавно переходят друг в друга, не имея четких границ, что позволяет говорить о длительном времени развития рифтовой зоны [Нjartardóttir et al., 2016].

Одним из наиболее показательных комплексов осевой полосы рифтовой зоны является район оз. Тингведлир, включающий в себя части семейств трещин трех вулканических систем. Именно в этом районе наблюдаются наибольшие величины растяжения Западной РЗ.

Разломная сеть здесь имеет сложное строение, формируя ряд связанных между собой грабенов, наиболее глубокий из которых формирует озерную котловину. Серия субпараллельных зияющих расколов осложняет днище этой структуры от борта до борта. Общая ширина дизъюнктивно нарушенной зоны в среднем составляет здесь ~10 км (рис. 2а).

Вулканические структуры семейств трещин представлены отдельными эруптивными центрами, формирующими лавовые щиты, воздымающиеся до 600 м над окружающей поверхностью.

Центральная РЗ протянулась от северной оконечности Западной РЗ на восток на 120 км и включает две вулканические системы: Хофсйекюдль и Тунгнафедльсйекюдль. Она простирается под углом ~15° к направлению

растяжения, а скорости растяжения не превышают 1 мм/год [Perl, Heinert, 2006].

Вулканическая зона включает в себя две вулканических системы, в обеих имеются северные и южные центральные вулканы. На современном этапе активность проявляли лишь северные центральные вулканы в позднеледниковье, однако эпизоды рифтогенеза отмечены и в голоцене. Центральные вулканы по большей части представлены щитовыми постройками, сложенными гиалокластами, в их пределах располагаются крупные риолитовые купола. Исключением является северный центральный вулкан Тунгнафедльсйекюдль, представляющий собой коническую постройку [Hjartardóttir, Einarsson, 2021; Óladóttir et al., 2021].

Семейства трещин достигают длины 40 км, их простирание ортогонально направлению растяжения и близко к простиранию Северной и Западной РЗ, их ширина достигает 25 км. Голоценовые эруптивные трещины и раздвиги практически отсутствуют. В послеледниковое время тектоническая активность развивалась только в виде сбросообразования [Hjartardóttir, Einarsson, 2021]. На севере сбросы ВС Хофсйекюдль, возможно, реактивируют сбросы отмершего рифта Скаги [Óladóttir et al., 2021; Garcia et al., 2008].

Рейкьянесская РЗ имеет длину около 120 км, полностью занимая полуостров Рейкьянес. Ее простирание составляет $\sim 20^\circ$ относительно направления растяжения [Sæmundsson et al., 2020]. Она состоит из четырех вулканических систем: Рейкьянес, Крисювик, Бреннистейнсфьедль и Хейнгидль в южной части (см. рис. 1). Их отличительной особенностью является отсутствие вулканических построек у центральных вулканов: они прослеживаются только по наличию интрузивного тела. Извержения носят исключительно трещинный характер [Óladóttir et al., 2021].

Семейства трещин являются продолжением осевых вулканических хребтов СОХ Рейкьянес и протягиваются на 50–60 км, их простирание изменяется от 45° на западе до 60° на востоке к направлению растяжения, а ширина варьирует от 10 до 25 км. Растяжение по отдельным семействам трещин составляет 1.5–2.5 мм/год. Эруптивные трещины присутствуют во всех вулканических системах на расстоянии 15–20 км от центрального вулкана и представлены как

субгляциальными, так и субаэральными формами. Субгляциальные формы имеют высоту до 200 м, а их длина может достигать 8–9 км. Ряды кратеров и шлаковых конусов достигают длины 700 м, а их высота – 50 м [Khodayar et al., 2018; Clifton et al., 2003].

Сейсмичность Рейкьянесской РЗ преимущественно концентрируется под центральными вулканами, что особенно характерно для ВС Крисювик и Бреннистейнсфьедль. Северные и южные рои трещин, как правило, характеризуются рассеянной микросейсмичностью, не всегда уверенно сопоставляемой с разрывными нарушениями [Haimson, Voight, 1977; Kristjánsdóttir et al., 2019; Parameswaran et al., 2020].

Вулканическая активность Рейкьянесской РЗ хорошо изучена: за последние 4 тыс. лет активность возрастает на короткий период в 150–200 лет каждую тысячу лет, что также приводит к эпизодам рифтогенеза. При этом, продвижение тектоно-магматической активности в ходе данного периода, происходит в западном направлении, от ВС Бреннистейнсфьедль к ВС Рейкьянес, в соответствии с увеличением расстояния от центра Исландского плюма [Sæmundsson et al., 2020].

Единственным известным исключением стало извержение небольшого вулкана Фаградальсфьядль близ вулкана Крисювик, не относящегося к одной из вышеописанных систем, в 2021 г. Вулкан считался спящим 6 тыс. лет. На месте извержения образовалась трещина длиной от 500 до 700 м, из которой на высоту до 100 м зафонтанировала базальтовая лава. Извержению предшествовала серия из более чем 40 тыс. мелких землетрясений, зарегистрированных на полуострове Рейкьянес в предыдущие четыре недели. Одно из них, с эпицентром под дном озера Клейварватн, восточнее ожившего вулкана, уменьшило на четверть глубину водоема, на дне которого забили горячие источники [Pedersen et al., 2022]. В 2022–2024 гг. извержения также были зафиксированы для соседней вулканической системы Рейкьянес–Свартсенги.

Практически все площади Рейкьянесской РЗ заняты голоценовыми лавовыми покровами, что позволяет говорить о голоценовом возрасте большей части разломов. Лавовым комплексам полуострова присуще широкое развитие

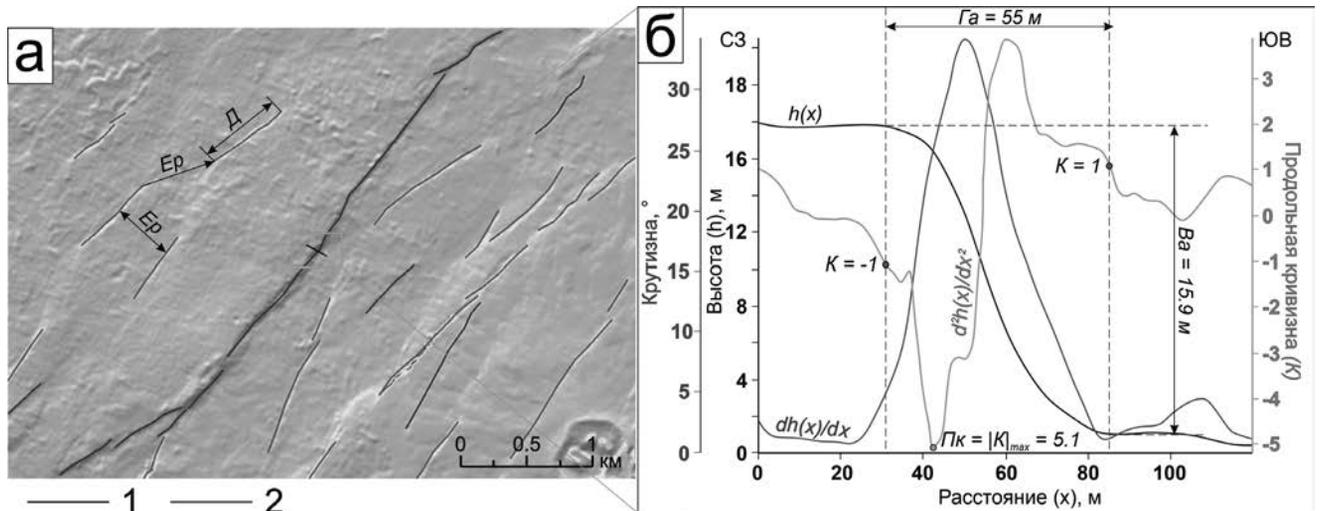


Рис. 3. Пример извлечения параметров разломного уступа для участка Рейкьянесской РЗ по ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2018].

а – фрагмент растра оттененного рельефа (азимут – 100°, высота – 45°): показаны примеры параметров длины (D) и евклидова расстояния (расстояния между разломными уступами) (Ep), в голубом прямоугольнике – профили на рис. 3б; 1 – уступы с падением восточных румбов, 2 – с падением западных румбов; б – вариации параметров горизонтальной (Ga), вертикальной (Va) амплитуды, продольной кривизны (K) и крутизны. Красными линиями и точками обозначены границы разломного уступа, определяемые автоматизированным методом. Зеленой точкой обозначены извлекаемые значения параметра Pk.

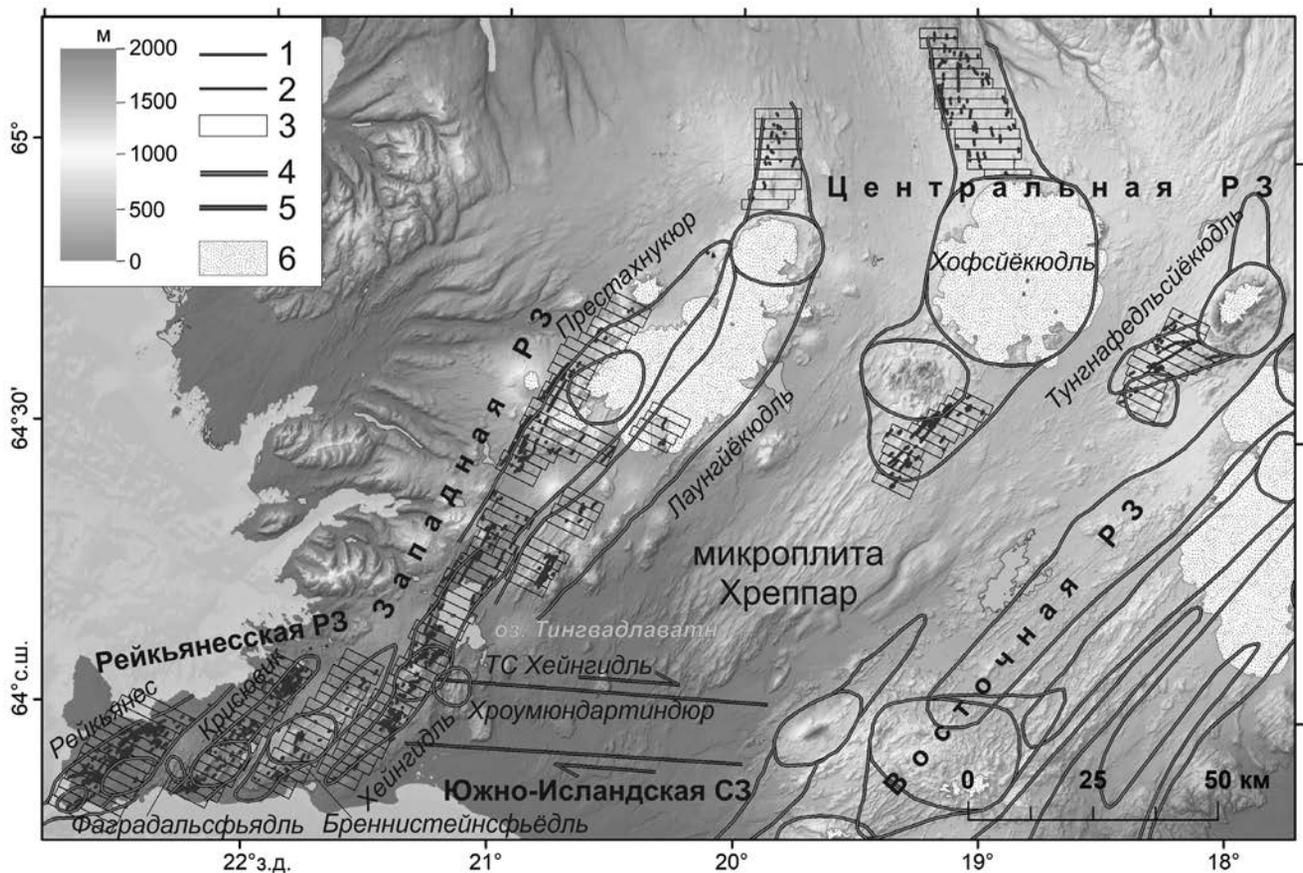


Рис. 4. Местоположение профилей через вулканические системы западной ветви рифтов Исландии. 1 – сбросовые уступы восточного падения, 2 – сбросовые уступы западного падения, 3 – положения профилей, 4 – границы вулканических систем, 5 – сдвиговая зона, 6 – ледники. ЦМР и данные по границам вулканических систем [Special..., 2019].

лавовых пещер – опустошенных лавоводов (см. рис. 2б). Запיתывание их жидким базальтом, отличавшимся характерным ламинарным течением, осуществлялось через трещины в приповерхностных магматических камерах вулканических аппаратов [Sæmundsson et al., 2020]. Стоит отметить большое количество геотермальных полей, присутствующих в окрестностях практически всех областей центральных вулканов, представляющих собой бассейны с горячей водой и грязевые котлы (см. рис. 2в). В руслах горячих ручейков образуются специфические по форме и цвету наслоения из опала. [Khodayar et al., 2018].

Морфологический облик Рейкьянесской РЗ схож с осевыми вулканическими хребтами СОХ Рейкьянес, в которые вулканические системы переходят с постепенным изменением простираения. Они также располагаются кулисообразно, уменьшаясь при удалении от острова [Зарайская, Фроль, 2013; Кохан и др., 2012].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С целью определения параметров современной динамики и геодинамических условий развития рифтовых зон и отдельных вулканических систем в их пределах был применен метод морфометрического анализа сбросовых уступов. Разломы выделялись по ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2018], находящейся в открытом доступе. Она имеет сплошное покрытие к северу от 60° с.ш. Плановое разрешение ЦМР составляет 2 м. Для Исландии на примере сбросовых уступов вулканической системы Хофсейкюдль (Центральная РЗ) точность определения высотных отметок по падению разлома составила менее 1 м; по данными наземной высотной DGPS-съемки она составляет менее 1 м [Hjartardóttir, Einarsson, 2021].

Выделение сбросовых уступов осуществлялось в среде ArcGIS 10.5 по растрам оттененного рельефа с углом освещения поверхности 45° и азимутом освещения 120° и 300°, что является перпендикулярным протиранию большей части семейств трещин рассматриваемых вулканических систем. Подобная методика опробована для картографирования разрывных нарушений на территории Аравийского полуострова [Radaideh et al., 2016].

В качестве морфометрических параметров были задействованы горизонтальная и вертикальная амплитуды, видимая длина сбросовых уступов и минимальное расстояние между сбросовыми уступами (евклидово расстояние) (рис. 3). Данные параметры ранее были успешно использованы при проведении морфометрического анализа в пределах рифтовых долин спрединговых хребтов в различных районах [Escartin et al., 1999; Howell et al., 2016], в том числе и авторами данной работы [Боголюбский, Дубинин, 2022; Кохан, Дубинин, 2017] с целью определения современных геодинамических условий их развития. Значения параметров определяются рядом факторов, среди которых наиболее весомы кинематика разломной зоны, геодинамические условия, реологические свойства разрушаемых горных пород и интенсивность экзогенных процессов. Применение комплекса различных показателей позволяет делать выводы о конкретных факторах и условиях, влияющих на формирование разломной сети в пределах отдельных структур.

Еще одним использованным параметром был показатель максимального значения модуля продольной кривизны (Пк) по профилю разломного уступа (см. рис. 3), который косвенно отражает морфологический возраст разломного уступа – относительный показатель стадии развития морфологии разломного уступа, его современной активности и степени его преобразования экзогенными процессами. Морфологический возраст позволяет оценить современную тектоническую активность для группы разломов, а также степень преобразования уступов экзогенными процессами за время его развития [Hilley et al., 2012]. Данный показатель был использован как индикатор современной тектонической активности отдельных участков вулканических систем.

Считывание данных из растров ЦМР и продольной кривизны было проведено по линиям, перпендикулярным простираению сбросового уступа в его центральной части. Дальнейшая обработка данных и определение конкретных значений параметров проводилось на основе полуавтоматизированного метода с использованием языка программирования R в среде RStudio. Показатели горизонтальной и вертикальной амплитуд извлекались по граничным

значениям продольной кривизны $P_k = |1|$ для разломов с максимальной крутизной уступа более 25° и по значениям $P_k = |0.7|$ для остальных разломов (см. рис. 3). Схожая методика была использована для извлечения морфометрических параметров вулканических форм Исландии [Pedersen et al., 2020].

Полученные данные были сгруппированы по ячейкам с шагом 2 км, что позволяет проследить изменения показателей вдоль оси вулканических систем в крупном масштабе (рис. 4). Показатели были сгруппированы по отдельным вулканическим системам, в пределах которых они были также разделены на разломы восточного и западного падения. Для показателей горизонтальной и вертикальной амплитуд на графиках (рис. 5) отражены суммарные значения в пределах ячейки профиля, для остальных показателей приведены средние значения на данном профиле.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Всего в пределах трех рифтовых зон был выделен 1081 разломный уступ. Из них 539 уступов в пределах Рейкьянесской РЗ (ВС Рейкьянес, Крисювик, Бреннистейнсфьедль и Хейнгидль к югу от центрального вулкана), 338 – в пределах Западной РЗ (Престахнукюр, Лаунгйекюдль и Хейнгидль к северу от центрального вулкана) и 204 – в пределах Центральной РЗ (Хофсейкюдль и Тунгнафедльсйекюдль) (см. рис. 5). Для каждой рифтовой зоны и отдельных вулканических систем в их структуре наблюдаются характерные особенности распределения значений морфометрических параметров.

Рейкьянесская рифтовая зона

Вулканическая система Рейкьянес включает в себя два центральных вулкана (Рейкьянес на юге и Свартсенги на севере), но семейства разломов названных центральных вулканов по ЦМР отчетливо не разделяются между собой. Однако при рассмотрении горизонтальной и вертикальной амплитуд (см. рис. 5а, 5б) хорошо прослеживаются два максимума, относящиеся к различным центрам растяжения. Эти же максимумы выделяются на графике значений продольной кривизны (см. рис. 5д), что позволяет говорить о больших современных скоростях разломообразования вблизи центральных

вулканов. Возможно, в настоящее время происходит раздвоение вулканической системы. По тем же показателям наблюдается меньшие значения для разломов восточного падения по сравнению с западным, что, по-видимому, является следствием большего проявления сдвиговых деформаций на западном, периферийном фланге относительно восточного и, следовательно, меньшими амплитудами уступов сбросов и сбросо-сдвигов. Также влиянием сдвиговых деформаций в окраинных частях можно объяснить и существенные значения расстояния между разломами (см. рис. 5в) на крайне северном участке вулканической системы. Схожие выводы были получены и в работе [Sæmundsson et al., 2020].

Для вулканической системы Крисювик характерны меньшие в 1.3–1.5 раза значения горизонтальной и вертикальной амплитуд (см. рис. 5а, 5б) по сравнению с ВС Рейкьянес, причем их максимумы совпадают с минимальными значениями аналогичных параметров ВС Рейкьянес; таким образом можно говорить о взаимной компенсации деформаций растяжения этими вулканическими системами. Особо выделяется при этом северный участок вулканической системы, на котором отсутствует перекрытие с ВС Рейкьянес. На нем суммарные амплитуды (см. рис. 5а, 5б) разломов значительно превышают амплитуды таковых значений для всей рифтовой зоны на других участках профиля. Данная группа разломов была сформирована еще в плейстоцене и приурочена к гиалокластовому массиву [Sæmundsson et al., 2016], что может объяснять их хорошую выраженность в рельефе и значительные амплитуды уступов. Однако и в настоящее время они, по-видимому, сохраняют свою активность, что прослеживается по повышенным значениям продольной кривизны (см. рис. 5д), возможно, при участии сдвиговых деформаций на окраине рифтовой зоны.

Отдельно выделяется южная группа разломов по показателю видимой длины разломного уступа (см. рис. 5в), который значительно превышает средние характеристики для вулканической системы. Это может отражать характер распространения расплава от магматической камеры центрального вулкана: для него могут преобладать южные направления,

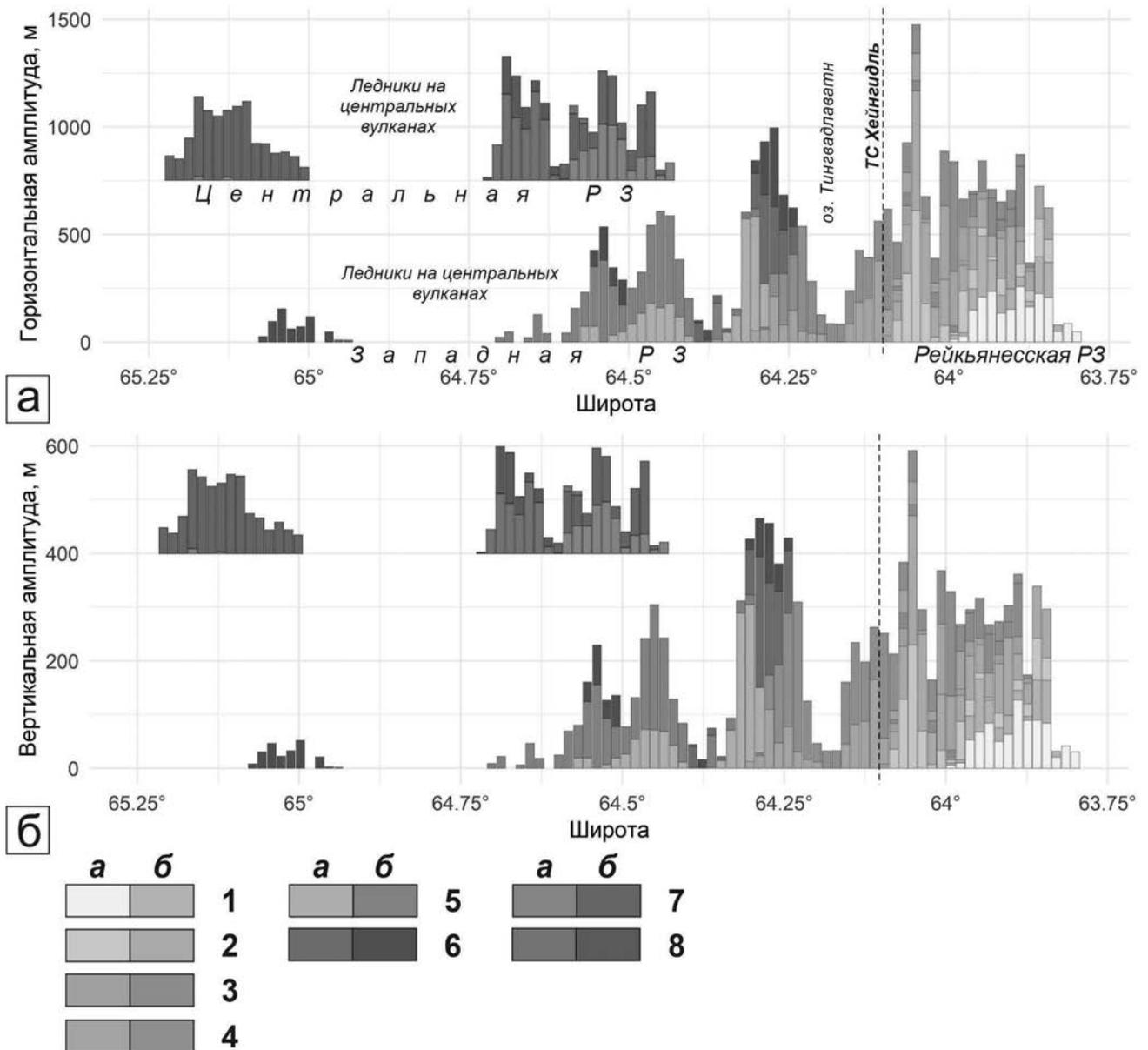


Рис. 5. Изменение параметров сбросовых уступов западной ветви рифтов Исландии.

а – суммарная горизонтальная амплитуда, б – суммарная вертикальная амплитуда, в – среднее арифметическое длин, г – среднее арифметическое расстояния между разломными уступами, д – среднее арифметическое максимального модуля продольной кривизны.

Сбросовые уступы: Рейкьянесская РЗ: 1 – Рейкьянес, 2 – Крисювик, 3 – Бреннистейнсфьедль, 4 – Хейнгидль; Западная РЗ: 5 – Престахнукюр, 6 – Лаунгйёкюдль; Центральная РЗ: 7 – Хофсйёкюдль, 8 – Тунгнафелльсйёкюдль (а – уступы западного падения, б – восточного падения).

что выражается в больших длинах даек и, как следствие, большей протяженности разломных уступов. Взаимосвязь между дайковым комплексом и его поверхностным выражением в разломных уступах была также описана в работе [Wright et al., 2012]. При повышенной активности южной группы разломов и пониженной активности северной, можно предположить

постепенное смещение магматического очага в южном направлении.

Вулканическая система Бреннистейнсфьедль отличается еще меньшими амплитудами, в 1.7–2.1 раза меньшими по сравнению с ВС Рейкьянес. Отдельные группы в ее пределах разобщены, что также выражается в большом размахе значений расстояния между отдельными разломами (см. рис. 5в). Большие различия наблюдаются и по

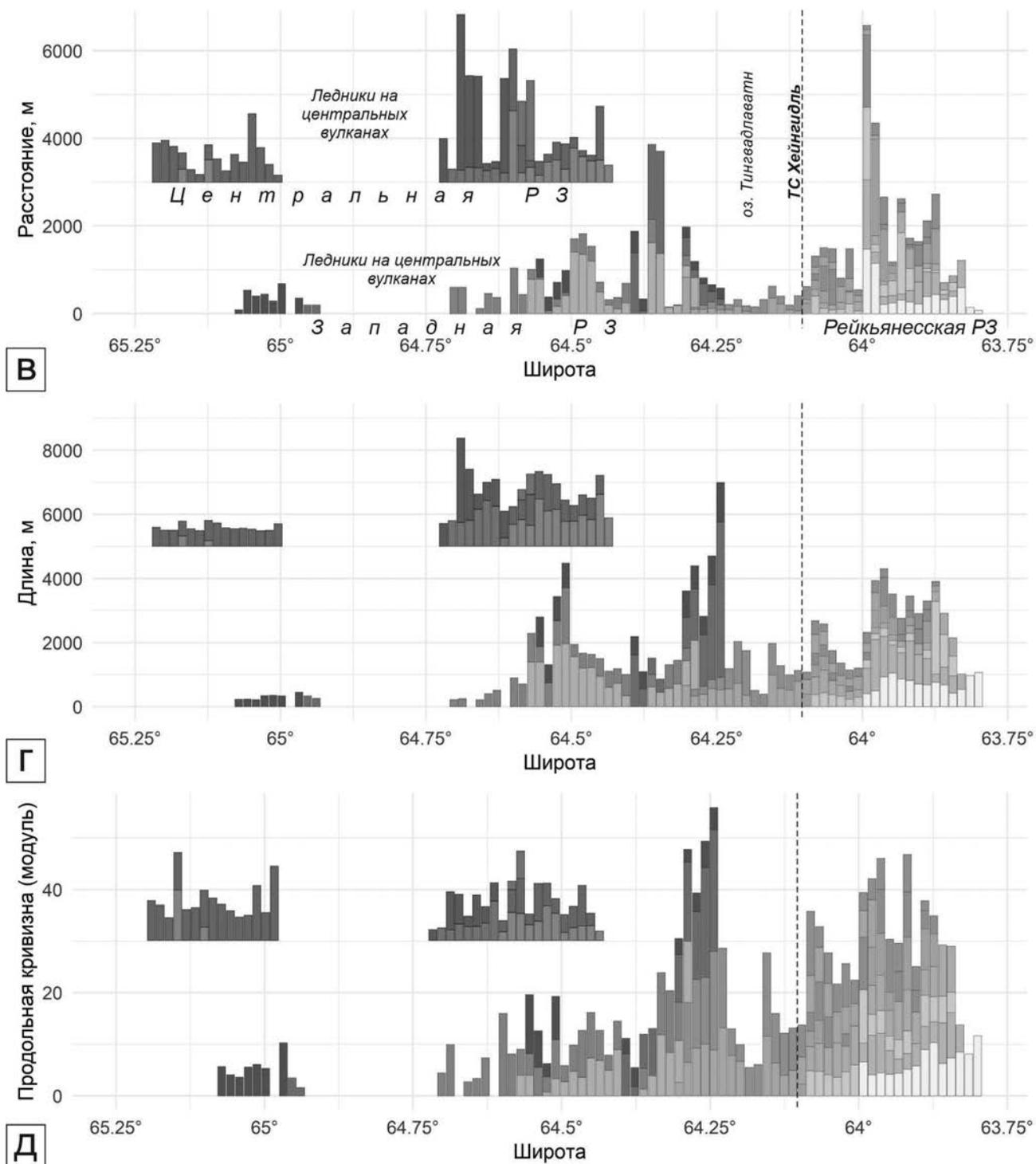


Рис. 5. Продолжение.

видимой длине разломных уступов (см. рис. 5г), что позволяет предположить их приуроченность к различным магматическим очагам и, следовательно, независимое друг от друга развитие. Вулканическая система также отличается наименьшей продольной кривизной (см. рис. 5д), причем, как и в случае с ВС Крисиувик, северные группы

разломов имеют меньшие значения по сравнению с южными, что также может быть интерпретировано как смещение магматического очага центрального вулкана в южном направлении.

Вулканическая система Хейнгидль располагается на сочленении Западной, Рейкьянесской рифтовой зон и Южно-Исландской

сейсмической зоны (тройное сочленение Хейнгидль), приуроченного к центральному вулкану. Соответственно, южная часть вулканической системы относится к Рейкьянесской РЗ, тогда как северная часть – к Западной, что также хорошо прослеживается и по морфометрическим параметрам. В южной части выделяется отдельный центр растяжения, амплитуды (см. рис. 5а, 5б) которого сопоставимы с соответствующими значениями Рейкьянесской РЗ. К северу амплитуды постепенно уменьшаются, что может указывать на связь с магматическим очагом центрального вулкана. К югу, напротив, наблюдается резкое уменьшение амплитуд, что говорит об отсутствии повышенной активности в южном направлении и смещения магматического очага в отличие от других вулканических систем. Аналогичные выводы подтверждаются отсутствием каких-либо существенных изменений значений расстояния между разломами, длины и продольной кривизны югу (см. рис. 5в–5д). К северу же, напротив наблюдается увеличение длины и продольной кривизны уступов.

В отличие от ВС Рейкьянес, для всех трех вулканических систем к востоку от него, наблюдается преобладание параметров разломов восточного падения над западным. Оно, вероятно, отражает региональную асимметрию растяжения для данных вулканических систем, связанную с более быстрым перемещением Северо-Американской плиты относительно Евразийской [Sigmundsson et al., 1995; LaFemina et al., 2005].

Западная рифтовая зона

Северная часть ВС Хейнгидль резко контрастирует с южной: суммарные амплитуды (см. рис. 5а, 5б) разломов сопоставимы с аналогичными значениями для всей Рейкьянесской РЗ, что является следствием отсутствия перекрытия с другими вулканическими системами в пределах западной ветви рифтов. Минимальные значения амплитуды приурочены к озеру Тингведлир (64.15° с.ш.), где отсутствуют данные, по которым можно было бы определить морфометрические параметры разломных уступов, однако, скорее всего, в данном месте показатели являются наибольшими. Та же закономерность наблюдается и для значений длины уступа (см. рис. 5в). По-видимому,

современный центр растяжения располагается в пределах озера и развивается независимо от центрального вулкана, что было нехарактерно для Рейкьянесской РЗ, где центры растяжения в основном совпадают с центральными вулканами. Повышенные значения характерны и для продольной кривизны (см. рис. 5д), что указывает на большую активность данного участка. Практически по всем параметрам для северной части вулканической системы наблюдается преобладание уступов восточного падения над западным, что также соответствует региональной асимметрии растяжения. Причем по значениям амплитуды (см. рис. 5а, 5б) наблюдается превышение значений в 1.5–2 раза и более, что значительно отличается от теоретических значений асимметрии в 10% и может быть связано с перекрытием Западной РЗ и Восточной РЗ: в данном случае деформации внутренних флангов перекрытия должны взаимно компенсироваться.

Разломы вулканической системы Пре-стахнукюр постепенно сменяют разломы ВС Хейнгидль. На границе двух вулканических систем наблюдается небольшое снижение амплитуды и увеличение расстояния (см. рис. 5а–5в) между разломами, что может маркировать наличие смещения оси рифтовой долины в данном месте. Далее, к северу, на коротком промежутке наблюдается резкое увеличение амплитуды, после чего на протяжении 4 км разломы не обнаруживаются. На указанном месте наблюдается максимум значений продольной кривизны (см. рис. 5д) уступа, что говорит о значительной современной активности данного центра растяжения. Схожие значения характерны и для смежных участков ВС Хейнгидль и Лаунгйекюдль, что позволяет говорить о наличии единого центра растяжения в районе оз. Тингвадлаватн.

Севернее наблюдается два максимума амплитуды: один из них совпадает с положением центрального вулкана, тогда как второй располагается несколько южнее. В то же время, по значениям длины (см. рис. 5в) отчетливо выделяется максимум значений, совпадающий с центральным вулканом, что свидетельствует о существовании лишь одного центра растяжения, связанного с магматическим очагом центрального вулкана. Аналогичные выводы

могут быть получены из значений продольной кривизны. Присутствие локального минимума по амплитуде (см. рис. 5а, 5б), по-видимому, связано с наличием ледников, скрывающих часть разломных уступов. К северу от данного центра разломы располагаются отдельными группами на свободных от ледников участках. Значения длины разломов и амплитуды (см. рис. 5а, 5б) постепенно уменьшаются, тогда как прочие параметры сохраняют свои значения: вероятно, в северной части вулканической системы значения продольной кривизны (см. рис. 5д) изменяются относительно слабо, что говорит о равномерной активности разломов на всем его протяжении.

Асимметрия показателей для северного и южного центров растяжения является различной: так, по значениям амплитуды (см. рис. 5а, 5б) в северной части, как и для ВС Хейнгидль, наблюдается значительное преобладание разломов восточного падения над западным (в 2.5–3 раза), тогда как для южной группы характерна обратная ситуация: разломы восточного падения практически отсутствуют, а разломы западного падения в основном располагаются на западном фланге вулканической системы. Возможно, данная группа разломов имеет более древнее происхождение: однако разломы западного падения, будучи расположенными ближе к оси растяжения, были впоследствии реактивизированы за счет влияния центра растяжения оз. Тингвадлатн.

В пределах вулканической системы Лаунгйекюдль выделяются несколько отдельных групп разломов. Южная группа отличается повышенными амплитудами (см. рис. 5а, 5б) и в целом по значениям параметров является схожей с прилегающими группами разломов ВС Хейнгидль и Престахнукюр, связанными с центром растяжения оз. Тингвадлатн. Выделяется данная группа по существенным показателям длины уступов (см. рис. 5в), что может быть связано с расположением разломов в пределах более ранне-среднечетвертичного гиалокластового массива и могут быть также унаследованы от прежнего этапа тектоно-магматической активности и реактивизированы на современном этапе. Аналогично ВС Престахнукюр, на этом участке преобладают разломы западного падения.

К северу от данной группы разломы располагаются лишь отдельными группами с малыми значениями амплитуды, длины и расстояния между разломами (см. рис. 5а–5г). Однако характеристики продольной кривизны (см. рис. 5д) позволяют говорить о сопоставимой с разломами ВС Престахнукюр активности. Причиной такого спорадического распространения разломов может являться перекрытие разломов позднеголоценовыми лавовыми потоками; часть из них к тому же скрыта под современными ледниками. После перекрытия лавовыми потоками тектоническая активность вулканической системы уменьшилась за счет постепенного исчезновения эффекта повышенной активности при снятии ледниковой нагрузки, что при более низких скоростях растяжения в северной части Западной РЗ (за счет ее перекрытия с Восточной РЗ) привело к отсутствию реактивизации большей части разломов.

Отдельно выделяется северная группа разломов (в районе 65° с.ш.), где отмечаются небольшие (по амплитуде и длине) разломы почти исключительно восточного падения, обладающие пониженными показателями продольной кривизны (см. рис. 5). Северные разломы отличаются также и общим простиранием, которое составляет 80° относительно направления растяжения.

Центральная рифтовая зона

Вулканическая система Хофсейкюдль включает две группы разломов: к северу и к югу от центрального вулкана. Южная группа разломов имеет неравномерно изменяющиеся параметры от центральной к периферийным частям. По своей амплитуде (см. рис. 5а, 5б) южные разломы системы сопоставимы с ВС Рейкьянес и Крисювик, однако, наблюдаются большие параметры длины, расстояния между разломами (см. рис. 5в, 5г) и меньшие — продольной кривизны (см. рис. 5д). Сказанное может говорить о более длительном развитии трансенсивной Центральной РЗ по сравнению с Рейкьянесской, но о значительно меньшем уровне современной активности. Данная выборка симметрична по распределению параметров западного и восточного флангов. Северная группа разломов сходна с аналогичной группой ВС Лаунгйекюдль: разломы также отличаются небольшой длиной уступа, значительными расстояниями между

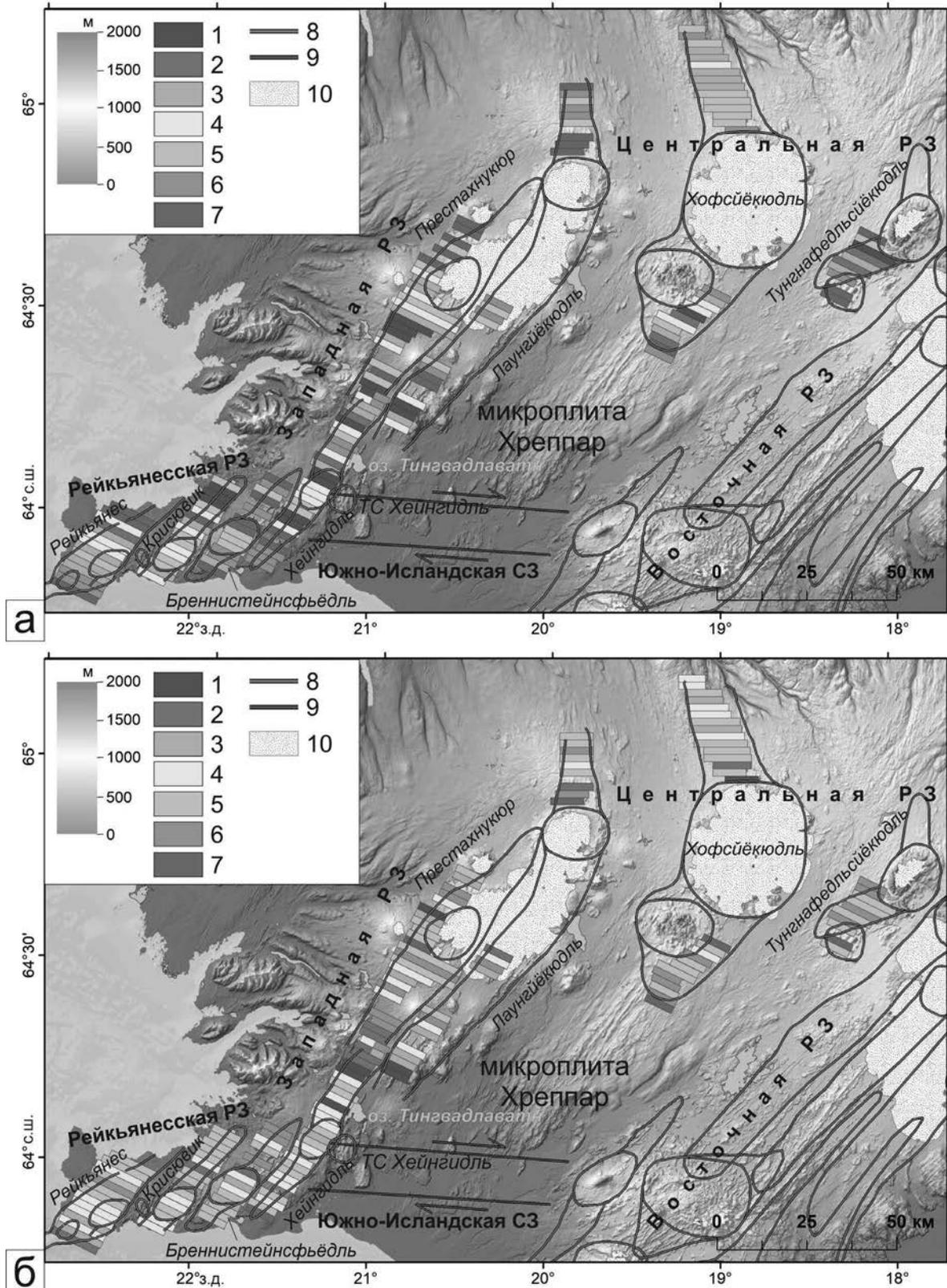


Рис. 6. Распределение значений параметров по профилям.

а – горизонтальной амплитуды. Суммарные значения амплитуды (м): 1 – >500, 2 – 400–500, 3 – 300–400, 4 – 200–300, 5 – 100–200, 6 – 50–100, 7 – < 50; 8 – границы вулканических систем, 9 – сдвиговая зона, 10 – ледники;
 б – максимального модуля продольной кривизны. Средние значения: 1 – <2, 2 – 2–4, 3 – 4–6, 4 – 6–8, 5 – 8–10, 6 – 10–12, 7 – >12; 8–10 – аналогичны А. ЦМР и данные по границам вулканических систем [Special..., 2019].

дизъюнктивами и низкой продольной кривизной (см. рис. 5в–5д). Разломы практически исключительно обладают восточным падением. Подобная асимметрия может быть связана с тем, что для обеих вулканических систем эти разломы располагаются к западу от одной из наиболее активных в настоящее время Северной РЗ, выполняя, таким образом, роль западного фланга Северной РЗ.

В пределах вулканической системы Тунгна-фелльсйекюдль прослеживается только южное семейство трещин, тогда как к северу от центрального вулкана выделяются лишь отдельные разломные уступы, по которым не представляется возможным сделать какие-либо обоснованные выводы о геодинамике системы. По своим характеристикам разломы в целом аналогичны разломам ВС Хофсйекюдль, заметно отличаясь лишь по значениям расстояния между разломами на отдельных участках. Также наблюдается некоторая асимметрия: разломы западного падения имеют большие амплитуды (см. рис. 5а, 5б) и меньшие – расстояния (см. рис. 5в), что может быть объяснено большим влиянием на восточный фланг напряжений, создаваемых близко расположенной Восточной РЗ.

ОБСУЖДЕНИЕ

Вычисленные суммарные амплитуды сбросовых уступов по профилям через все вулканические системы показывают постепенное уменьшение значений амплитуды в северном направлении (рис. 6а): если в пределах Рейкьянесской РЗ и в районе оз. Тингведлир наблюдаются суммарные горизонтальные амплитуды от 700 до 900 м с максимальными значениями, превышающими 1000 м, то в центральной части Западной РЗ амплитуды не превышают 650 м. Аналогичные изменения прослеживаются и по вертикальной амплитуде и продольной кривизне, что в целом говорит о современном снижении тектонической активности в северном направлении, что согласуется также с вычисленными объемам голоценовых лав [Eason, Sinton, 2009] и данными GPS-измерений [Perlt, Heinert, 2006; Árnadóttir et al., 2009].

Тем не менее, приведенные значения заметно превышают теоретические скорости

растяжения за голоцен, составляющие около 100 м (при скоростях спрединга Западной РЗ 8.1 ± 1 мм/год [Perlt, Heinert, 2006]). Частично данные несоответствия могут быть объяснены тем, что немалая часть разломов была заложена еще в среднем–позднем плейстоцене по лавам и вулканическим постройкам соответствующего возраста (как правило, на периферии центральных вулканов, в восточной части района оз. Тингвадлаватн). Однако на значительной площади разломы пересекают голоценовые лавовые покровы (центральные части Рейкьянесской и Западной РЗ). Избыточное растяжение может быть объяснено за счет гляциоизостатической тектоно-магматической активности в раннем голоцене.

Более правдоподобные показатели современной тектоно-магматической активности можно получить из значений продольной кривизны (см. рис. 6б). По этим данным отчетливо выделяется район оз. Тингведлир с повышенной активностью всех вулканических систем, что согласуется и с результатами полевых наблюдений [Eason, Sinton, 2009; Perlt, Heinert, 2006]. К северу, как отмечалось выше, активность постепенно уменьшается. В пределах Рейкьянесской РЗ значения продольной кривизны являются несколько более низкими: по-видимому, тектоническая активность распределяется по отдельным вулканическим системам, будучи в основном сконцентрированной в районах центральных вулканов, хотя отдельные проявления повышенной активности фиксируются и в пределах семейств трещин.

Для Центральной РЗ характерны пониженные значения продольной кривизны, что говорит о слабой реактивизации вулканических систем в голоцене, что проявляется и в вулканической активности: в их пределах присутствуют лишь единичные вулканические аппараты и небольшие, ненарушенные разломами, лавовые покровы [Hjartardóttir, Einarsson, 2021]. В этой части Центральная РЗ выполняет роль трансформного смещения, соединяющего восточную рифтовую ветвь с наименее активной северной частью Западной РЗ, что и определяет низкую тектоно-магматическую активность вулканических систем. Северные части ВС Лаунгйекюдль и Хофсйекюдль, развивающиеся несколько обособленно, напротив, отличаются большими

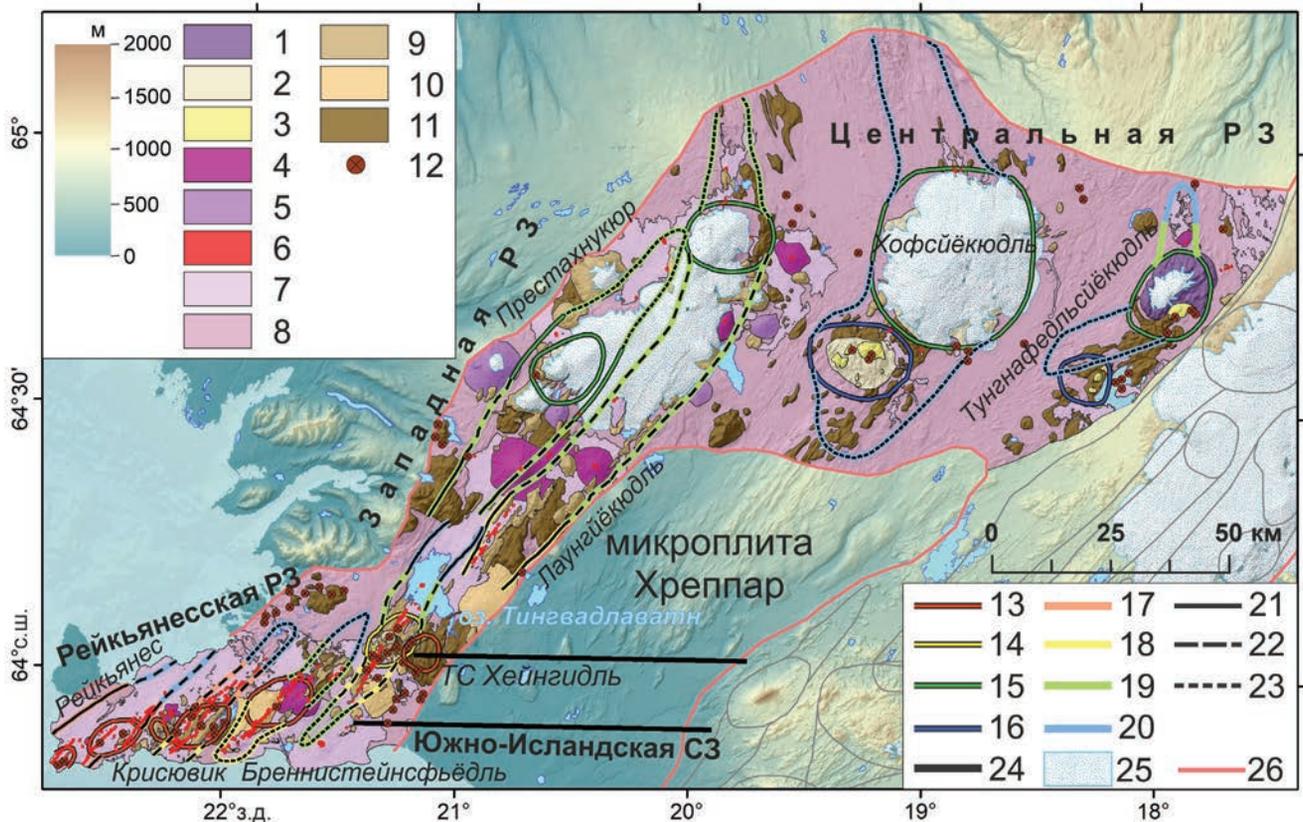


Рис. 7. Тектоническая карта западной ветви рифтов Исландии.

Структуры: центральных вулканов: 1 – стратовулканы, 2 – гиалокластовые постройки щитовых вулканов, 3 – риолитовые купола; вулканических построек семейств трещин: 4 – активные крупные лавовые купола, 5 – неактивные лавовые купола, 6 – активные вулканические аппараты (кратеры, шлаковые конуса); лавовых потоков: 7 – голоценовые лавовые потоки, 8 – доголоценовые лавы, в том числе, перекрытые осадками; гиалокластовых построек: 9 – позднечетвертичные гиалокластовые постройки, 10 – позднечетвертичные гиалокластовые купола, перекрытые лавами, 11 – ранне-среднечетвертичные и дочетвертичные гиалокластовые постройки; прочие: 12 – геотермальные поля.

Вулканические системы: центральные вулканы: 13 – эмбриональные, 14 – с высоким уровнем активности, 15 – с низким уровнем активности, 16 – неактивные; вулканическая активность семейств трещин: 17 – высокая, 18 – средняя, 19 – низкая, 20 – отсутствует; тектоническая активность семейств трещин: 21 – высокая, 22 – средняя, 23 – низкая.

Прочие обозначения: 25 – ледники, 26 – границы рифтовых зон. ЦМР и данные по границам вулканических систем [Special..., 2019].

значениями продольной кривизны, что говорит и о большей их активности на современном этапе, несмотря на схожие параметры вулканической активности [Óladóttir et al., 2021]. В данном случае разломы могут наследовать более древние структуры неактивных в настоящее время северных рифтов Исландии [García et al., 2008; Martín et al., 2011], совпадающие по простиранию с современными семействами трещин. Они могли быть реактивизированы при дегляциации Исландии и сопутствующем увеличении тектоно-магматической активности.

На основании проведенных работ была составлена тектоническая карта западной ветви рифтов Исландии, на которой также отображен уровень тектоно-магматической активности

вулканических систем (рис. 7). Уровень тектонической активности семейств трещин оценивался на основании полученных значений продольной кривизны, для оценки вулканической активности была подсчитана плотность голоценовых вулканических аппаратов на единицу площади. Для центральных вулканов данные об их активности были взяты из базы данных вулканов Исландии [Óladóttir et al., 2021].

Центральные вулканы Рейкьянесской РЗ эмбриональны, не имея в рельефе четко выраженной постройки, а, зачастую, фиксируясь только по геофизическим данным [Sæmundsson et al., 2020]. На всем протяжении вулканических систем ведущую роль в тектонических и магматических процессах играют семейства трещин.

Помимо четырех основных центральных вулканов выделяются три более мелких, Свартсенги, Фаградальсфьядль (на западе) и Хроумюндартиндюр (на востоке), не имеющие собственных обособленных и развитых семейств трещин. Центральные вулканы Западной и Центральной РЗ, напротив, хорошо сформированы, относясь к стратовулканам, их современная активность снижена. Для Центральной РЗ также выделяются два ныне неактивных центральных вулкана в южной части вулканических систем, что, возможно свидетельствует об этапе смещения к северу рифтовой зоны, вероятно, за счет продвижения к северу Западной РЗ при формировании современных вулканических систем. Вулкан Хейнгидль, находящийся на сочленении Западной и Рейкьянесской РЗ занимает промежуточное положение, являясь зрелым щитовым вулканом повышенной активности.

Более существенные различия прослеживаются по семействам трещин. Для Центральной РЗ в их пределах наблюдается практически полное отсутствие вулканизма, а тектоническая активность — слаба. Семейства трещин Западной РЗ характеризуются спорадической вулканической активностью, сконцентрированной в отдельных эруптивных аппаратах, формирующих одиночные лавовые купола. Тектоническая активность, при этом, снижается с юга на север от максимума в районе оз. Тингведлир. Рейкьянесская РЗ отличается более сложным строением семейств трещин. Северные части практически лишены вулканической активности и отличаются пониженной тектонической активностью для всех вулканических систем, что соответствует выводу о постепенном смещении магматических очагов к югу. Для центральных частей характерно увеличение как тектонической, так и вулканической активности на запад. Вероятно, это связано с тем, что тектоно-магматическая активность Рейкьянесской РЗ непосредственно зависит от хр. Рейкьянес, а сама структура вулканических систем, предполагающая отсутствие выраженного в рельефе центрального вулкана, приближена к осевым вулканическим хребтам СОХ Рейкьянес [Кохан, 2013; Дубинин и др., 2011; Le Saout et al., 2023].

Таким образом, тектоно-магматическая активность западной ветви рифтов Исландии

постепенно затухает. Основная часть современных деформаций сконцентрирована в пределах Рейкьянесской РЗ и южной части Западной РЗ, тогда как к северу, за счет перекрытия с более активной восточной ветвью рифтов, активность постепенно снижается, будучи сконцентрированной почти исключительно в пределах центральных вулканов в Центральной РЗ. Рейкьянесская РЗ, при этом, занимает отдельное положение: ее структура и особенности тектонической и магматической активности во многом зависят от хр. Рейкьянес, тогда как Западная и Центральная РЗ функционируют независимо от них.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морфометрический анализ разломов вулканических систем западной ветви рифтовых зон Исландии позволил выявить неоднородности их морфологии, структуры и развития на протяжении современного этапа эволюции, то есть конца позднего плейстоцена-голоцена. Полученные в результате анализа выводы частично подтверждаются более ранними исследованиями, часть из них, особенно касающиеся краевых частей вулканических систем, новы. Если южные вулканические системы в основном обладают молодыми тектоническими и вулканическими формами на всем их протяжении, то для северной части района исследования характерно наследование более ранних структур, в основном заложенных на протяжении плейстоцена, а иногда, возможно, — и ранее. Различия в эволюции рифтовых зон проявляются и в морфологии вулканических систем: для Западной и Центральной РЗ характерны крупные длительно развивавшиеся конические и щитовые постройки. В то же время, в пределах Рейкьянесской РЗ центральные вулканы в рельефе не имеют своего выражения. Вулкан Хейнгидль, выполняющий функцию сочленения между рифтовыми зонами, обладает промежуточными параметрами.

Главной особенностью западной ветви является уменьшение параметров ее тектоно-магматической активности в северном направлении, что связано с ее перекрытием с более активной, формирующейся в настоящее время и продвигающейся в южном направлении Восточной РЗ. На оси последней, предположительно,

располагается центр Исландского плюма, что и обуславливает ее повышенную активность, тогда как активность Западной и Центральной РЗ, располагающихся на удалении от центра плюма, затухает. Отдельно выделяется трансформационная Рейкьянесская РЗ, периодичность активности которой, вероятно, зависит от магматических импульсов Исландского плюма, но характер ее тектонической активности близок хребту Рейкьянес, на удалении от которого параметры активности постепенно уменьшаются.

По-видимому, наблюдается постепенное преобразование Рейкьянесской РЗ, что выражается в смещении магматических очагов в южном направлении вслед за продвижением Восточной РЗ. Аналогичные изменения прослеживаются на протяжении плейстоцена в пределах Южно-Исландской сейсмической зоны. Вероятно, сейчас происходит формирование новой трансформационной зоны, связующей Восточную РЗ с хр. Рейкьянес, в которую войдут Рейкьянесская РЗ и Южно-Исландская сейсмическая зона, тогда как современные Западная и Центральная РЗ окончательно утратят свою активность.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № АААА-А16-116042010088-5).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боголюбский В.А., Дубинин Е.П.* Строение и динамика эндогенного рельефа трансформационной зоны Тьернес (Северная Исландия) // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2023. № 3. С. 152–167. DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.12
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Свешников А.А.* Термическое и реологическое состояние литосферы и особенности структурообразования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес (по результатам численного и экспериментального моделирования) // Физика Земли. 2011. № 7. С. 30–43.
- Зарайская Ю.А., Фроль В.В.* Сейсмичность хребта Рейкьянес и особенности его морфологии // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2013. № 4. С. 82–87.
- Кохан А.В.* Морфология рифтовых зон ультрамедленного спрединга (хребты Рейкьянес, Книповича и Гаккеля) // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2013. №2. С. 61–69.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П.* Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2017. №6. С. 44–54.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.* Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 59–77.
- Árnadóttir T., Lund B., Jiang W., Geirsson H., Björnsson H., Einarsson P., Sigurdsson T.* Glacial re-bound and plate spreading: results from the first countrywide GPS observations in Iceland // Geophys. J. Int. 2009. V. 177. P. 691–716. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.04059.x
- Bergerat F., Angelier J.* The South Iceland Seismic Zone: tectonic and seismo-tectonic analyses revealing the evolution from rifting to transform motion // J. of Geodynamics. 2000. V. 29. P. 211–231. DOI: 10.1016/S0985-3111(00)87047-3
- Brandsdóttir B., Hooft E. E. E., Mjelde R., Murai Y.* Origin and evolution of the Kolbeinsey Ridge and Iceland Plateau, N-Atlantic // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. P. 1–16. DOI: 10.1002/2014GC005540
- Clifton A.E., Paglia C., Jónsdóttir J.F., Eythorsdóttir K., Vogfjörð K.* Surface effects of triggered fault slip on Reykjanes Peninsula, SW Iceland // Tectonophysics. 2003. V. 369. P. 145–154. DOI: 10.1016/S0040-1951(03)00201-4
- DeMets C., Gordon R., Argus D.* Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Eason D.E., Sinton J.M.* Lava shields and fissure eruptions of the Western Volcanic Zone, Iceland: Evidence for magma chambers and crustal interaction // J. of Volcanology and Geothermal Res. 2009. V. 186. P. 331–348. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.06.009
- Einarsson P.* Plate boundaries, rifts and transforms in Iceland // Jökull. 2008. V. 58. P. 35–58.
- Escartin J., Cowie P., Searle R., Allerton S., Mitchell N., MacLeod C., Slootweg A.* Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // J. Geophys. Res. 199. V. 104. № B5. P. 10421–10437. DOI: 10.1029/1998JB900097
- Garcia S., Angelier J., Bergerat F., Homberg C., Dauteuil O.* Influence of rift jump and excess loading on the structural evolution of Northern Iceland // Tectonics, American

- Geophysical Union (AGU). 2008. V. 27. № 1. P. 1006–1019. DOI: 10.1029/2006TC002029
- Haimson B.C., Voight B. Crustal stress in Iceland // PAGEOPH. 1977. V. 115. P. 153–190. DOI: 10.1007/BF01637102
- Hilley G.E., DeLong S., Prentice C., Blisniuk K., Arrow-smith J.R. Morphologic dating of fault scarps using airborne laser swath mapping (ALSM) data // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L04301. DOI: 10.1029/2009GL042044
- Hjartardóttir Á.R., Einarsson P. Tectonic position, structure, and Holocene activity of the Hofsjökull volcanic system, central Iceland // J. of Volcanology and Geothermal Res. 2021. V. 417. 107277. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2021.107277
- Hjartardóttir Á.R., Einarsson P., Björgvinsdóttir S.G. Fissure swarms and fracture systems within the Western Volcanic Zone, Iceland – Effects of spreading rates // J. of Structural Geology. 2016. V. 91. P. 39–53. DOI: 10.1016/j.jsg.2016.08.007
- Howell S., Ito G., Behn M., Martinez F., Olive J.-A., Escartin J. Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 2354–2373. DOI: 10.1002/2016GC006380
- Khodayar M., Björnsson S., Guðnason E. Á., Nielsson S., Axelsson G., Hickson C. Tectonic Control of the Reykjanes Geothermal Field in the Oblique Rift of SW Iceland: From Regional to Reservoir Scales // Open Journal of Geology. 2018. V. 8. P. 333–382. DOI: 10.4236/ojg.2018.83021
- Khodayar M., Björnsson S., Víkingsson S., Jónsdóttir G.S. Unstable Rifts, a Leaky Transform Zone and a Microplate: Analogues from South Iceland // Open Journal of Geology. 2020. V. 10. Iss. 4. P. 317–367. DOI: 10.4236/ojg.2020.104017
- Kristjánsdóttir S., Guðnason E. Á., Ágústsson K., Ágústsdóttir Th. Hverahlíð, Hengill area: Detailed analysis of seismic activity from December 2016 to December 2019, 54 // Reykjavík: ÍSOR – Iceland GeoSurvey. 2019. Report, ÍSOR-2019/051.
- LaFemina P.C., Dixon T.H., Malservisi R., Árnadóttir T., Sturkell E., Sigmundsson F., Einarsson P. Geodetic GPS measurements in south Iceland: strain accumulation and partitioning in a propagating ridge system // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B11405. DOI: 10.1029/2005JB003675
- Le Saout M., Paigan D., Devey C.W., Lux T.S., Petersen S., Thorhallsson D., Tomkowicz A., Brix S. Variations in Volcanism and Tectonics Along the Hotspot-Influenced Reykjanes Ridge // Geochem. Geophys. Geosyst. 2023. V. 24. Iss. 4. e2022GC010788. DOI: 10.1029/2022GC010788
- Martin E., Paquette J.L., Bosse V., Rufflet G., Tiepolo M., Sigmundsson O. Geodynamics of rift–plume interaction in Iceland as constrained by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar and in situ U–Pb zircon ages // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. V. 311. P. 28–38. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.08.036
- Martinez F., Hey R., Höskuldsson Á. Reykjanes Ridge evolution: Effects of plate kinematics, small-scale upper mantle convection and a regional mantle gradient // Earth-Science Review. 2020. V. 203. P. 1–24. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.102956
- Mjelde R., Breivik A.J., Raum T., Mittelstaedt E., Ito G., Fa-leide J.I. Magmatic and tectonic evolution of the North Atlantic // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165. P. 31–42. DOI: 10.1144/0016-76492007-018
- Óladóttir B.A., Larsen G., Guðmundsson M.T. Catalogue of Icelandic Volcanoes, IMO, UI and CPD-NCIP. Available from: <http://icelandicvolcanoes.is>. (Last Accessed October 01, 2021).
- Parameswaran R.M., Thorbjarnardóttir B.S., Stefánsson R., Bjarnason I.T. Seismicity on conjugate faults in Ölfus, South Iceland: Case study of the 1998 Hjalli-Ölfus earthquake // J. of Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. V. 125. e2019JB019203. DOI: 10.1029/2019JB019203
- Pedersen G.B.M., Belart J.M.C., Óskarsson B.V., Guðmundsson M.T., Gies N. Volume, Effusion Rate, and Lava Transport During the 2021 Fagradalsfjall Eruption: Results from Near Real-Time Photogrammetric Monitoring // Geophys. Res. Lett. 2022. V. 49. DOI: 10.1029/2021GL097125
- Pedersen R., Grosse P., Guðmundsson M.T. Morphometry of glaciovolcanic edifices from Iceland: Types and evolution // Geomorphology. 2020. V. 370. 107334. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107334
- Pedersen R., Sigmundsson F., Masterlark T. Rheologic controls on inter-rifting deformation of the Northern Volcanic Zone, Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. V. 281. Iss. 1–2. P. 14–26. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.02.003
- Perlt J., Heinert M. Kinematic model of the South Icelandic tectonic system // Geophys. J. Int. 2006. V. 164. P. 168–175. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02795.x
- Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B. Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M. Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M. ArcticDEM, University of Minnesota, 2018. Available from: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem> (Last Accessed October 01, 2021). DOI: 10.7910/DVN/OHHUKH
- Radaideh O.M.A., Grasemann B., Melichar R., Mosar J. Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SW Jordan // Geomorphology. 2016. V. 275. P. 58–79. DOI: 10.1016/J.GEOMORPH.2016.09.033
- Ruedas T., Marquart G., Schmeling H. Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume // Mantle

- plumes – A multidisciplinary approach / Eds J.R.R. Ritter, U.R. Christensen. Springer, 2007. P. 71–126. DOI: 10.1007/978-3-540-68046-8_3
- Sigmundsson F., Einarsson P., Bilham R., Sturkell E.* Rift-transform kinematics in south Iceland: deformation from Global Positioning System measurements, 1986 and 1992 // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6235–6248.
- Special protection of ecological systems and geoheritage, 1:50 000. Reykjavík: Icelandic Institute of Natural History, 2019.
- Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Friðleifsson G.Ó.* Geology and structure of the Reykjanes volcanic system, Iceland // *J. of Volcanology and Geothermal Res.* 2020. V. 391. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.11.022
- Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Hjartarson Á, Kaldal I., Kristinsson S.G.* Geological Map of Southwest Iceland, 1:100 000. Reykjavík: Iceland GeoSurvey, 2016.
- Wright T.J., Sigmundsson F., Pagli C., Belachew M., Hamling I.J.* Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land // *Nature Geoscience.* 2012. V. 5. P. 242–250.

MORPHOLOGY AND TECTONICS OF ICELANDIC RIFTS WESTERN BRANCH

V. A. Bogoliubskii^{1, 2, *}, E. P. Dubinin^{1, 2, 3, **}, A. A. Lukashov^{3, ***}

¹*The Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

²*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

³*Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru*

***e-mail: edubinin08@rambler.ru*

****e-mail: smoluk@yandex.ru*

Iceland is a unique example of a place, where rift zone of Mid-Atlantic Ridge appears onshore. Its morphological and tectonic features considerably differ from typical mid-oceanic ridge rift zones. The morphology and geodynamics of Icelandic rift western branch are formed by Iceland plume thermal influence that generated the North Atlantic Large Igneous Province. Icelandic rift western branch is characterized by ceasing tectonic and magmatic activity. Overlapping with the Eastern Rift Zone it forms rotating block of Hreppar Microplate that leads to tectono-magmatic activity decline northwards. Based on morphometric analysis of normal faults, the relative activity degree of individual parts of volcanic systems was revealed. For some parts, the activity changes in late Quaternary were traced. Obtained inferences demonstrate explicit differences in contemporary tectonic structure and dynamics of the rift zones and volcanic systems within them. For instance, transtensive Reykjanes Rift Zone, the southernmost one, has decreasing eastwards tectono-magmatic activity, which is connected with influence decrease of Reykjanes Ridge adjoining from the south-west. Its gradual southward shifting is observed that is explained by similar southward propagation of the most active Eastern Rift Zone and by the formation of new transtensive zone aggregating contemporary Reykjanes Rift Zone and South-Iceland Seismic Zone. In contrast, the Western Rift Zone develops independently from Reykjanes Rift Zone. It has the largest extension center in the area of Thingvallavatn Lake. In its northern part as within the Central Rift Zone, Holocene tectono-magmatic activity is very faint and is linked to glacioisostatic reactivation of more ancient structures. Revealed structural heterogeneities are traced in rift zone morphology as well. For example, within Western and Central Rift Zones, well-developed shield volcanoes are common. They consist of hyaloclasts predominantly. Within fissure swarms, individual lava shields are observed. In contrast, Reykjanes Rift Zone is characterized by absence of topographically expressed central volcanoes, and within fissure swarms, the chains of volcanic cones are present.

Keywords: rift zones, spreading axes overlapping, transtensive zones, Icelandic plume, morphometric analysis

**ПАМЯТИ ЗАМЕСТИТЕЛЯ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА
ЖУРНАЛА “ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ”
АКАДЕМИКА РАН ЕВГЕНИЯ ИЛЬИЧА ГОРДЕЕВА
(25.11.1948 – 25.09.2024)**



25 сентября 2024 г. на 76-ом году жизни скончался Евгений Ильич Гордеев, академик РАН, доктор физико-математических наук, научный руководитель Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, заместитель главного редактора журнала “Вулканология и сейсмология”.

Евгений Ильич родился в селе Пономаревка Оренбургской области 25 ноября 1948 г. в семье служащих. В 1966 г. поступил на физический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. В 1972 г. окончил кафедру физики Земли. В 1979 г. на физическом

факультете МГУ защитил кандидатскую диссертацию по исследованию сейсмических сигналов, возникающих в результате морского волнения, так называемых “штормовых микросейсм”. С 1972 по 1979 гг. работал в Институте вулканологии ДВО РАН научным сотрудником, с 1979 г. — заведующим лабораторией и, затем, с 1979 по 2004 гг. — директором Камчатской опытно-методической сейсмологической партии Геофизической службы РАН. В 1998 г. на физическом факультете МГУ защитил диссертацию на степень доктора физико-математических наук по теме “Природа сейсмических сигналов на активных вулканах”. В январе 2004 г. Евгений Ильич Гордеев был назначен директором-организатором Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, а в мае 2004 г. избран на должность директора Института. В мае 2006 г. Евгений Ильич был избран членом-корреспондентом РАН, в мае 2008 г. — академиком Российской академии наук.

Под руководством Е.И. Гордеева на Камчатке создана современная система наблюдения за тектоническими и вулканическими землетрясениями с использованием наземных и спутниковых наблюдений. Совместно с коллегами из США, Мексики, Японии, Франции, Италии Е.И. Гордеев изучал вулканы Тихоокеанского пояса, Европы и Америки. Впервые в мире им предложена и объяснена модель источника низкочастотных сейсмических сигналов на активных вулканах; определено детальное строение зоны субдукции под Камчаткой, построена скоростная модель среды по томографии продольных сейсмических волн и выявлены скорости и направление векторов деформации на границах океанической и континентальной литосферных плит. Е.И. Гордеев активно участвовал в подготовке молодых кадров, в организации и проведении Международных вулканологических школ, которые с 2003 г. ежегодно проходили на активных вулканах Камчатки.

Как член Президиума ДВО РАН Е.И. Гордеев представлял интересы ДВО РАН в Камчатском крае, координировал связи с вузами, предприятиями и организациями края, курировал научные исследования в области вулканологии и сейсмологии, координировал в регионе работу по вулканопасности, цунами- и сейсмобезопасности. Он — автор и соавтор более 230 научных статей и 8 монографий, широко известных в мире.

Е.И. Гордеев возглавлял Лабораторию динамики и строения вулканических систем ИВиС ДВО РАН, являлся членом Ученого совета ИВиС ДВО РАН и Научно-технического совета КФ ФИЦ ЕГС РАН, был главным редактором журнала “Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле”, заместителем главного редактора журнала “Вулканология и сейсмология”, членом редакционной коллегии журнала “Вестник СВНЦ”, членом Научного совета РАН по проблемам сейсмологии, руководителем секции геолого-минералогических, геофизических и горных наук Объединенного ученого совета по наукам о Земле ДВО РАН, заместителем председателя совета по защите диссертаций при ИМГиГ ДВО РАН, почетным профессором Камчатского государственного университета имени Витуса Беринга, членом Американского геофизического Союза (AGU) и Международной ассоциации вулканологии и химии земных недр (IAVCEI).

Коллектив редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” глубоко скорбит об уходе Евгения Ильича Гордеева. Светлая память об этом крупном ученом, прекрасном собеседнике, открытом и добром человеке навсегда сохранится в памяти друзей и коллег, в работах его учеников и последователей.

*Редколлегия журнала
“Вулканология и сейсмология”*