

ISSN 0203-0306

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2023



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2023

Магнитный и ионосферный эффекты извержения вулкана Шивелуч 10.04.2023 г.

В. В. Адушкин, С. А. Рябова, А. А. Спивак, А. В. Тихонова 3

Анализ роевых землетрясений в районе Эльбрусского вулканического центра

З. И. Дударов, И. Ю. Дмитриева, А. А. Саяпина, С. С. Багаева 9

Эволюция сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г.

*А. Ф. Еманов, А. А. Еманов, А. В. Фатеев,
Е. В. Шевкунова, Е. А. Гладышев* 26

Микросейсмичность Персидского залива и горного массива Загрос
согласно донным сейсмологическим наблюдениям

С. А. Ковачев, А. А. Крылов 41

Сейсмические предвестники сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений в зоне
сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг

А. А. Коновалова, В. А. Салтыков 60

Режим сильных голоценовых землетрясений зоны Культорского разлома
в Северном Прииссыккулье (Тянь-Шань) по данным радиоизотопного датирования

*Л. А. Корженкова, А. М. Корженков, В. М. Макеев, Й. В. Мажейка,
М. В. Родкин, А. А. Стрельников, А. Б. Фортуна* 78

Кварцевые порфиры внешних островов Финского залива — вулканические
комагматы гранитов рапакиви

Е. Н. Терехов, А. Б. Макеев, С. Г. Скублов, О. И. Окина, Ю. А. Максимова 101

К 100-летию со дня основания академического Издательства “Наука” 122

УДК 551.594

МАГНИТНЫЙ И ИОНОСФЕРНЫЙ ЭФФЕКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ 10.04.2023 г.

© 2023 г. В. В. Адушкин^a, С. А. Рябова^a *, А. А. Спивак^a **, А. В. Тихонова^a

^aИнститут динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН,
Ленинский просп., 38, корп. 1, Москва, 119334 Россия

*e-mail: riabovasa@mail.ru

**e-mail: aaspivak100@gmail.com

Поступила в редакцию 27.04.2023 г.

После доработки 17.08.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

С привлечением результатов инструментальных наблюдений, выполненных в обсерваториях сети INTERMAGNET и на станции ионосферного зондирования “Вакканай” показано, что сильное извержение вулкана Шивелуч эффузионно-эксплозивного характера, произошедшее 10.04.2023 г., сопровождалось вариациями магнитного поля Земли, а также изменениями критической частоты слоя F2 ионосферы.

Ключевые слова: вулкан, извержение, продувка, атмосферная волна, ионосфера, геомагнитное поле, вариация, критическая частота

DOI: 10.31857/S0203030623700360, **EDN:** SNQOQJ

ВВЕДЕНИЕ

Конец 2022 г. и начало 2023 г. характеризуются повышенной вулканической активностью на Земле. В частности, в этот период произошли мощные извержения таких вулканов как Семеру (04.12.2022 г., Индонезия), Мерапи (11.03.2023 г., Индонезия), а также вулканов, расположенных на территории Камчатки (Россия): Безымянный (07.04.2023 г.) и Шивелуч (31.01.2023 и 10.04.2023 г.). Рассмотрение извержений вулкана Шивелуч (ГЕО: 54.65° N; 161.36° E) — одного из крупнейших Камчатских вулканов представляет особый интерес, обусловленный сильными последствиями в виде газо-пепловых облаков, поднявшихся на большую высоту и вызвавших сбои в авиасообщении, а также значительных объемов пепловой массы, выпавшей на значительной по площади территории.

Самое сильное с 1964 г. извержение вулкана Шивелуч произошло 10.04.2023 г. Согласно данным ИВиС ДВО РАН¹ вулкан активизировался в ~13:00 UTC. Первая (основная) стадия извержения началась в ~17:40 UTC с кратковременной эксплозии, в результате которой была разрушена большая часть активного купола вулкана и образовался кратер диаметром ~1 км. Дальнейшие фазы извержения были связаны с периодически

повторяющимися стадиями интенсивной продувки вулкана, первая продолжительная, каждая последующая длительностью несколько десятков минут. Сформировавшееся в результате извержения вулкана пепловое облако достигло высоты ~20 км и распространилось до расстояний ~500 км. Фумарольная деятельность вулкана отмечалась в течение нескольких суток. Извержение сопровождалось на первой стадии выбросом большого количества пепловой массы, которая, оседая, привела к образованию достаточно мощного слоя пепла толщиной до ~20 см на расстояниях не менее 47 км.

Наряду с весьма значительными объемами выброшенной в земную атмосферу газо-пепловой массы, что вызывает не только локальное, но в ряде случаев и региональное загрязнение атмосферы и почвы, в качестве негативных факторов вулканических извержений следует рассматривать сопутствующие им геофизические эффекты, связанные, например, с формированием волновых движений в атмосфере, аномальными вариациями магнитного и электрического поля и т.д. [Адушкин и др., 1984; Фирстов и др., 2019; Руленко, 1979, 1985; Johnston, 1997; Lane, Gilbert, 1992]. Исследование геофизических эффектов позволяет получить новые данные о явлении и сопровождающих его процессах, более полно оценивать их экологические последствия.

В настоящей работе рассматриваются геофизические эффекты, сопутствующие извержению

¹ <https://tass.ru/obschestvo/17531795>; <https://earth-chronicles.ru/news/2023-04-16-170285>

Таблица 1. Характеристики магнитных обсерваторий

Код	Страна	ГЕО		R , км	b^* , нТл	B_0 , нТл
		широта	долгота			
PET	Россия	52.971° N	158.248° E	~460	~1.3	~3.7
KHB	Россия	47.61° N	134.69° E	~2060	~1.4	~4.1
КАК	Япония	36.232° N	140.186° E	~2770	~1.3	~4.2
CYG	Республика Корея	36.37° N	126.854° E	~3410	~1.4	~3.7
MMB	Япония	43.91° N	144.19° E	~3550	~1.6	~4.6
KNY	Япония	31.42° N	130.88° E	~3660	~1.4	~2.8
BMT	Китай	40.3° N	116.2° E	~3700	~1.3	~4
PHU	Вьетнам	21.03° N	105.95° E	~5980	~1.2	~3.6
DLT	Вьетнам	11.95° N	108.48° E	~6690	~1.2	~2.7

вулкана Шивелуч 10.04.2023 г., в виде вызванных вариаций магнитного поля Земли в приповерхностном слое атмосферы и вариаций критической частоты слоя F_2 ионосферы.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

При анализе последствий рассматриваемых вулканических событий привлекались данные, полученные в результате инструментальных наблюдений, выполненных в ряде “активных” на период извержения вулкана обсерваторий международной сети INTERMAGNET² (табл. 1, рис. 1). Анализировалась наиболее чувствительная к внешним возмущениям компонента магнитной индукции B_x , ориентированная в направлении север–юг. Использовались цифровые ряды данных с одномоментной дискретизацией.

При анализе влияния вулканических извержений на ионосферу в настоящей работе привлекались в виде ионограмм результаты высотно-частотного зондирования на японской станции мониторинга ионосферы “Вакканай” (ГЕО: 45.16° N; 141.75° E), размещенные в свободном доступе на сайте Японского национального института информационных и коммуникационных технологий³. Выполнялась оценка критической частоты f_0F_2 путем ручной обработки ионограмм с интерпретацией по методике URSI [Руководство ..., 1977]. В результате формировался цифровой ряд данных временной вариации критической частоты F_2 -слоя f_0F_2 с дискретизацией 15 мин.

² <https://www.intermagnet.org/index-eng.php>

³ <http://www.wdc.nict.go.jp>

Следует отметить, что периоды рассматриваемых вулканических событий характеризовались спокойной геомагнитной обстановкой (значения K_p индекса магнитной активности согласно данным ISGI⁴ не превышало 2), что упростило выделение возмущений магнитного поля и ионосферы, вызванных вулканическими извержениями.

ГЕОМАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

Одним из эффектов вулканических извержений являются вариации магнитного поля Земли [Johnston, 1997; Spivak et al., 2020]. Данные настоящей работы также свидетельствуют о том, что извержение вулкана Шивелуч 10.04.2023 г. сопровождалось аномальными геомагнитными вариациями, причем на значительных расстояниях от вулкана. В качестве иллюстрации на рис. 2 приведены результаты наблюдений за горизонтальной — наиболее чувствительной к внешним возмущениям компонентой магнитного поля B_x , полученные в обсерваториях сети INTERMAGNET, расположенных на разных расстояниях от вулкана (см. рис. 1). Данные рис. 1 приведены в виде вариации B^* компоненты B_x и свидетельствуют о сложном характере вызванных геомагнитных вариаций. Первоначально примерно в 18:00 UTC во всех обсерваториях зарегистрированы резкие изменения в суточном ходе магнитного поля, вылившиеся в практически знакопеременные вариации B^* амплитудой $b^* \sim 1.5$ нТл, что допустимо связывать с кратковременной эксплозией. Практически сразу после этого отмечается аномальный на фоне

⁴ https://isgi.unistra.fr/data_plot.php

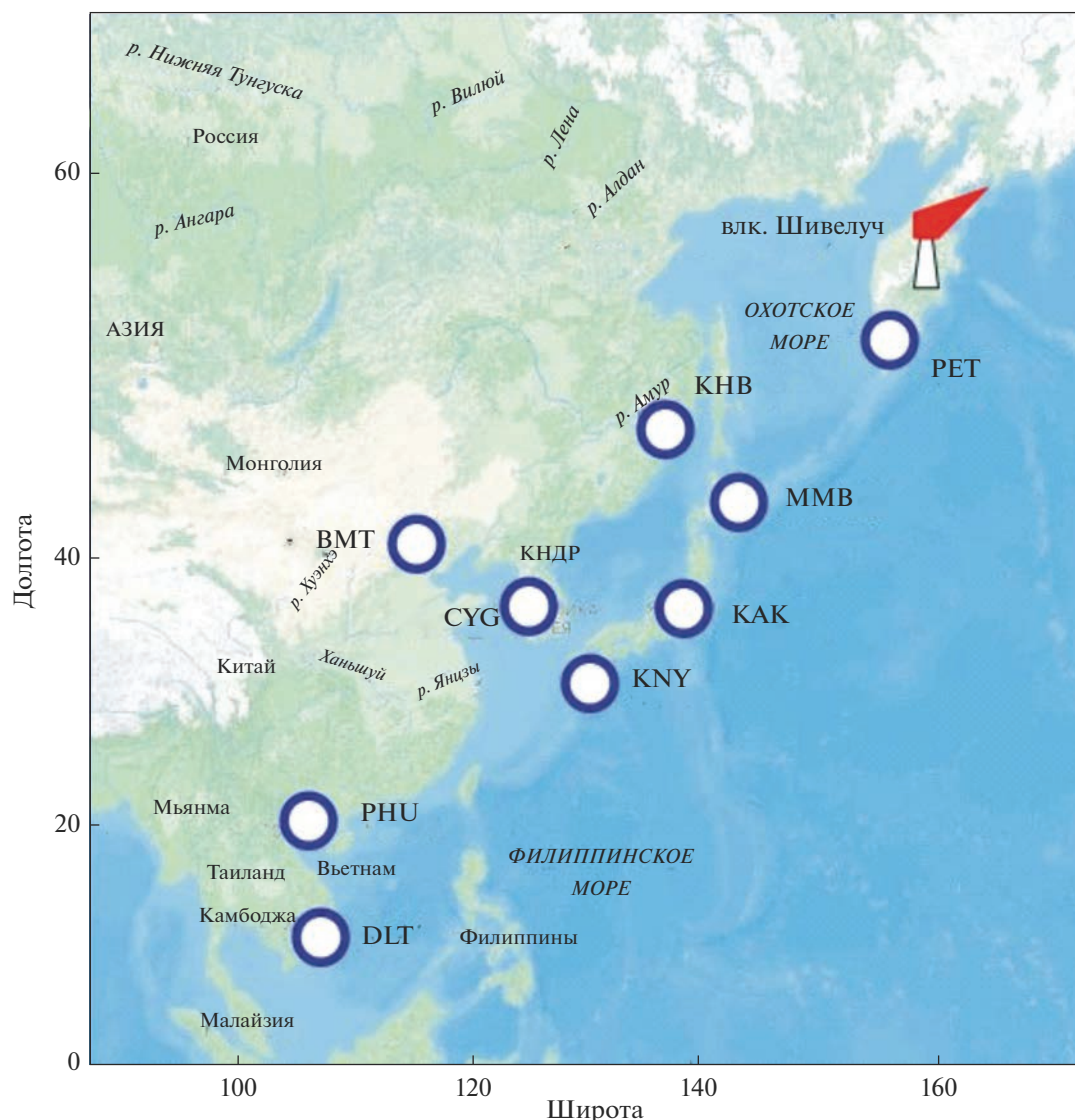


Рис. 1. Схема расположения вулкана Шивелуч и ближайших к вулкану активных магнитных обсерваторий сети INTERMAGNET (коды обсерваторий указаны в поле рисунка).

суточного тренда рост B^* , связанный, вероятнее всего, с формированием воздушной волны и ее воздействием на проводящие слои атмосферы. Эти вариации наблюдались в течение продолжительного времени вплоть до ~20:30 UTC с максимальной амплитудой $B_0 \sim 3.5$ нТл примерно в ~20:00 UTC⁵. Не исключается, что начиная с 19:30 UTC свой вклад вносят возмущения, вызванные пирокластическим потоком.

Данные рис. 2 показывают, что начала вызванных вулканической деятельностью возмущений магнитного поля зарегистрированы в близкие

⁵ Значения амплитуды b^* и максимальной амплитуды B_0 для разных обсерваторий приведены в табл. 1.

времена на значительно отличающихся расстояниях от вулкана R (см. табл. 1), что свидетельствует о значительной скорости распространения возмущений по ионосфере. По нашим оценкам скорость распространения возмущений превышает 20 км/с⁶. Одновременно с этим, амплитуды b^* и B_0 заключены в весьма узком интервале значений (см. табл. 1), что в свою очередь свидетельствует о слабом затухании распространяющегося сигнала.

⁶ В данном случае скорость распространения возмущений близка к скорости распространения “медленных” МГД-волн (скорость перемещающихся ионосферных возмущений значительно меньше: от 650 до ~2000 м/с).

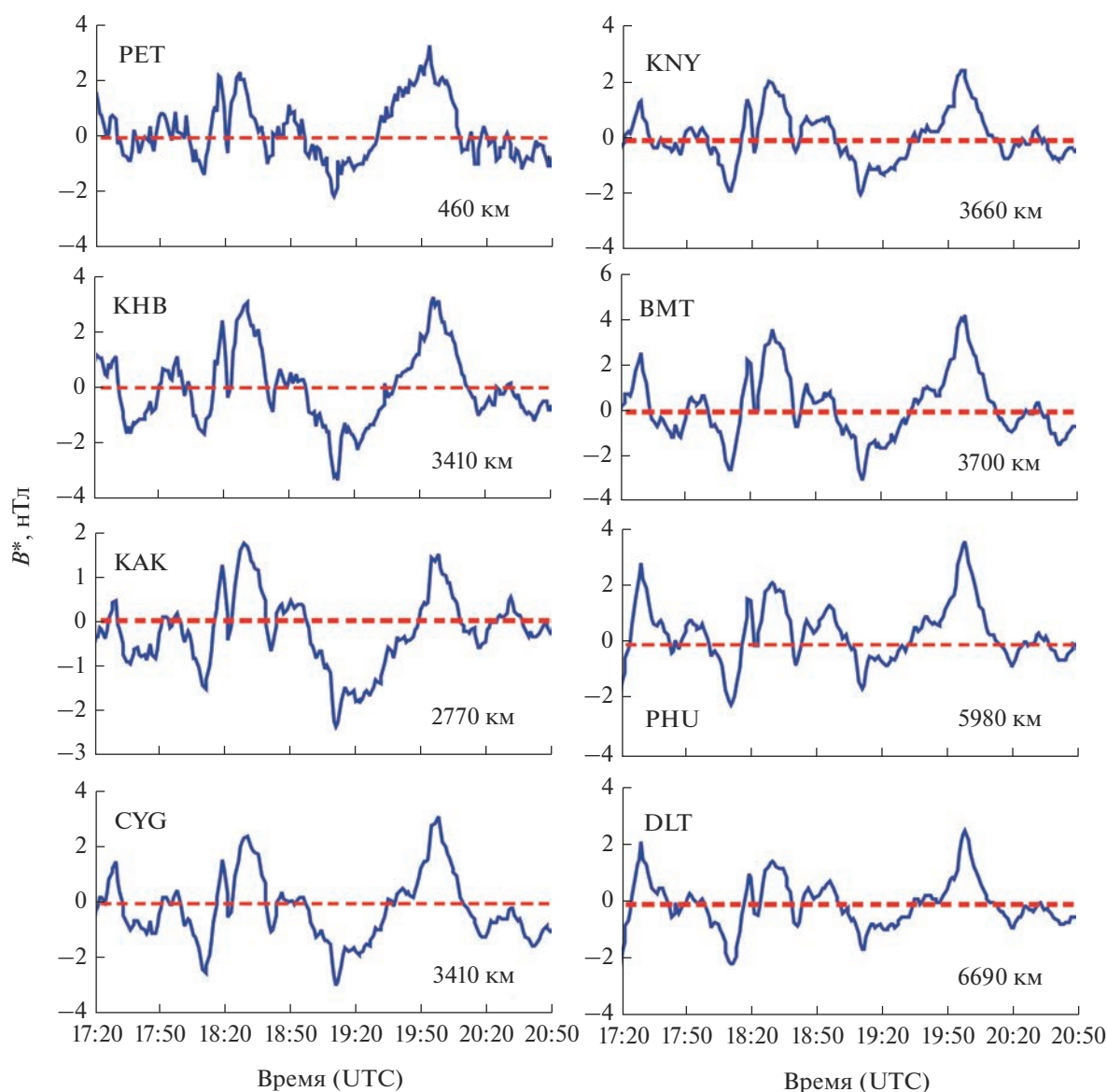


Рис. 2. Вариации компонент магнитного поля в период извержения вулкана Шивелуч 10.04.2023 г. (красная вертикальная стрелка — начало вулканической активности).

ВАРИАЦИИ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ СЛОЯ F_2 ИОНОСФЕРЫ

Извержение вулкана Шивелуч 10.04.2023 г. оказало влияние на ионосферу Земли. Отметим, что наиболее ионизированной областью верхней атмосферы Земли является слой ионосферы F_2 , который существует в любое время суток и имеет высокую чувствительность к внешним воздействиям любого происхождения. Наряду с электронной концентрацией одним из основных важных параметров, характеризующих состояние этого слоя ионосферы, является, так называемая критическая частота f_0F_2 — наибольшая частота радиоволн, при которых наблюдается их отражение от слоя F_2 [Шалимов, 2018]. Амплитуда изме-

нения f_0F_2 напрямую зависит от реакции слоя F_2 на внешнее возмущение. В настоящей работе выполнен анализ поведения ионосферы в области максимума слоя F_2 в период рассматриваемой вулканической активности. С этой целью по ионограммам высотно-частотного зондирования, выполненных на ионосферной станции “Вакканай”, определялась критическая частота F_2 -слоя ионосферы f_0F_2 (станция “Вакканай” расположена на расстоянии ~1865 км от вулкана Шивелуч).

Ионосферный эффект мощного извержения в виде вариаций критической частоты f_0F_2 представлен на рис. 3. Из рис. 3 следует, что извержение вулкана вызвало ярко выраженные продол-

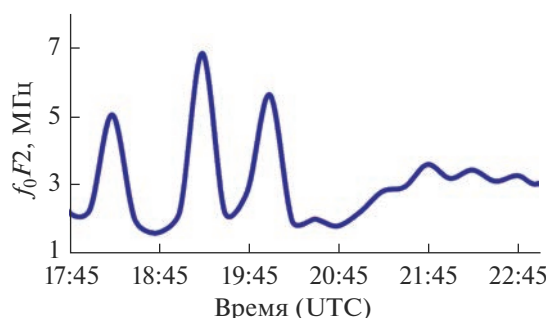


Рис. 3. Вариации критической частоты f_0F_2 , вызванные извержением вулкана Шивелуч 10.04.2023 г.

жительные знакопеременные вариации критической частоты f_0F_2 в период с ~18:00 UTC до ~20:15 UTC. Период вариаций составил ~30–40 мин при максимальной амплитуде ~4 МГц. Наблюдаемые вариации критической частоты можно объяснить ионосферным откликом на волны Релея [Matsuyama et al., 2012].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты настоящей работы дополняют имеющиеся представления о возможных возмущениях магнитного поля и ионосферы Земли в периоды сильных вулканических извержений. Связанные с динамикой очага геомагнитные вариации амплитудой 1.2–4.6 нТл отмечаются на значительных расстояниях от источника возмущений. Здесь следует отметить, что максимальные амплитуды геомагнитного возмущения при извержении вулкана Шивелуч, основной характер которого связан в первую очередь с формированием вертикальной струи разогретого материала, сравнимы с амплитудами возмущений магнитного поля, зарегистрированными при хорошо выраженном взрывном характере извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. [Адушкин и др., 2022].

Показано, что рассматриваемое вулканическое извержение заметно проявилось в вариациях критической частоты F_2 -слоя ионосферы в период наиболее интенсивной продувки вулкана.

По мнению авторов, полученные данные могут быть полезны при доработке известных и создании новых моделей развития и влияния вулканических извержений на окружающую геофизическую среду и их верификации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по государственному заданию № 1021052706233-4-1.5.4 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях” (FMWN-2022-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Гостинцев Ю.А., Фирстов П.П. О природе воздушных волн при сильных взрывных извержениях // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 3–11.
- Адушкин В.В., Спивак А.А. Воздействие экстремальных природных событий на геофизические поля в среде обитания // Физика Земли. 2021. № 5. С. 6–16.
- Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А. Волновые, электрические и магнитные эффекты катастрофического извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 17–30.
- Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / Под ред. П.В. Медниковой. М.: Наука, 1977. 342 с.
- Руленко О.П. Электрические процессы в парогазовых облаках вулкана Карымского // Доклады АН СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1083–1086.
- Фирстов П.П., Акбашев Р.Р., Жаринов Н.А., Максимов А.П., Маневич Т.М., Мельников Д.В. Электризация эруптивных облаков вулкана Шивелуч в зависимости от характера эксплозии // Вулканология и сейсмология. 2019. № 3. С. 49–62.
- Шалимов С.Л. Атмосферные волны в плазме ионосферы (с геофизическими примерами). М., 2018. 390 с.
- Johnston M.J.S. Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity // Surveys in Geophysics. 1997. V. 18. P. 441–475.
- Maruyama T., Tsugawa T., Kato H., Ishii M., Nishioka M. Rayleigh wave signature in ionograms induced by strong earthquakes // Journal of Geophys. Res.: Space Physics. 2012. V. 117. A08306. <https://doi.org/10.1029/2012JA017952>
- Lane S.J., Gilbert J.S. Electric potential gradient changes during explosive activity at Sakurajima volcano, Japan // Bull. of Volcanology. 1992. V. 54. № 7. P. 590–594.
- Rees D. The ongoing development of the COSPAR International Reference Atmosphere (CIRA) and related ISO Standards for the Earth's Atmosphere / 42nd COSPAR Scientific Assembly. Held 14–22 July 2018, Pasadena, California, USA, C4.2-1-18.
- Shuvalov V.V. Multi-dimensional hydrodynamic code SOVA for interfacial flows: Application to the thermal layer effect // Shock Waves. 1999. V. 9. P. 381–390.
- Spivak A.A., Rybnov Yu.S., Riabova S.A., Soloviev S.P., Kharlamov V.A. Acoustic, magnetic and electric effects of Stromboli volcano eruption, Italy, in July–August 2019 // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2020. V. 56. № 5. P. 708–720.

Magnetic and Ionospheric Effects of the Shiveluch Volcano Eruption on April 10, 2023

V. V. Adushkin¹, S. A. Riabova^{1, *}, A. A. Spivak^{1, **}, and A. V. Tikhonova¹

¹*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences,
Leninsky prosp., 38, bld. 1, Moscow, 119334 Russia*

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

***e-mail: aaspivak100@gmail.com*

Using the results of instrumental observations made at the INTERMAGNET network and at the ionospheric sounding station “Wakkanai”, it is shown that a strong eruption of the volcano Shiveluch of an effusive-explosive nature, which occurred on April 10, 2023, was accompanied by variations in the Earth’s magnetic field, as well as changes in the critical frequency of the ionosphere *F2*-layer.

Keywords: volcano, eruption, purge, atmospheric wave, ionosphere, geomagnetic field, variation, critical frequency

УДК 550.34.06, 550.34.06.013.3, 550.348.433

АНАЛИЗ РОЕВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНЕ ЭЛЬБРУССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2023 г. З. И. Дударов^а, *, И. Ю. Дмитриева^б, **, А. А. Саяпина^б, **, С. С. Багаева^б, **

^аФедеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба Российской Академии наук”,
просп. Ленина, 189, Обнинск Калужской обл., 249035 Россия

^бСеверо-Осетинский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба
Российской Академии наук”, ул. Маркова, 93а, Владикавказ, РСО-Алания, 362002 Россия

*e-mail: zalim-dudar@yandex.ru

**e-mail: sofgras@gmail.com

Поступила в редакцию 13.12.2022 г.

После доработки 03.03.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

В работе представлены результаты анализа роевых сейсмических событий, зарегистрированных в 2018 г. в районе Эльбрусского вулканического центра (ЭВЦ) Северокавказской сейсмологической сетью Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (ФИЦ ЕГС РАН). Стандартным методом станционной обработки определены гипоцентры зафиксированных событий в районе ЭВЦ. В программном комплексе LOS, сложным комбинированным алгоритмом локации, методами минимизации невязки времени в очаге и поиска по сетке с перебором глубин уточнены гипоцентры сейсмических событий роевых последовательностей. Описанный подход повышает достоверность локации из-за учета неточностей, связанных с неправильно взятыми временами вступления фаз и незначительными отклонениями времени пробега, зависящими от используемой скоростной модели среды. По результатам исследования механизмов очагов наиболее сильных землетрясений установлен тип движения, согласующийся с кинематикой Эльбруско-Минераловодской зоной сбросо-сдвиговых нарушений. Корреляционный анализ волновых форм вертикальной компоненты фильтрованных в диапазоне частот 1–10 Гц, включающих P и S волны, по ближайшей станции показывает высокое совпадение анализируемых данных (коэффициент корреляции $R \geq 0.85$), которое указывает высокую вероятность того, что события имеют подобные источники и пути распространения сейсмических волн. Сравнение спектральной плотности мощности отдельных землетрясений роевых последовательностей также демонстрирует высокое подобие.

Ключевые слова: сейсмическое событие, землетрясение, рой, Эльбрусский вулканический центр, разлом, вулкан Эльбрус

DOI: 10.31857/S0203030623700359, **EDN:** SNVBVK

ВВЕДЕНИЕ

Территория Северного Кавказа с сейсмической точки зрения относится к одному из активных регионов России, где возможны крупные катастрофические землетрясения с высокой магнитудой. Современные геодинамические процессы, образование складчато-надвиговых структур, проявление вулканизма и сейсмичности в кавказском сегменте Альпийско-Индонезийского подвижного пояса связаны с взаимодействием Евразийской и Аравийской литосферных плит. По картам общего сейсмического районирования Северной Евразии (ОСР-97, ОСР-2016) [Уломов, Шумилина, 1999; Уломов и др., 2016] значительная часть территории Большого Кавказа расположена в зоне, которая характеризуется возможны-

ми 8-ми и 9-ти балльными сотрясениями земной поверхности.

В центральной части Кавказа расположен Эльбрусский вулканический центр, который представляет несомненную опасность для юга России, создавая угрозу от извержений для населения и экономики региона. Эндогенные процессы в этом регионе могут спровоцировать комплекс опасных склоновых явлений — подвижки ледников, сели, оползни, обвалы и т.д. Описанные обстоятельства диктуют необходимость постоянного изучения и мониторинга природных явлений, протекающих в этой области.

Впервые в истории инструментальных наблюдений в районе ЭВЦ, в непосредственной близости от вулкана Эльбрус, сейсмологической сетью

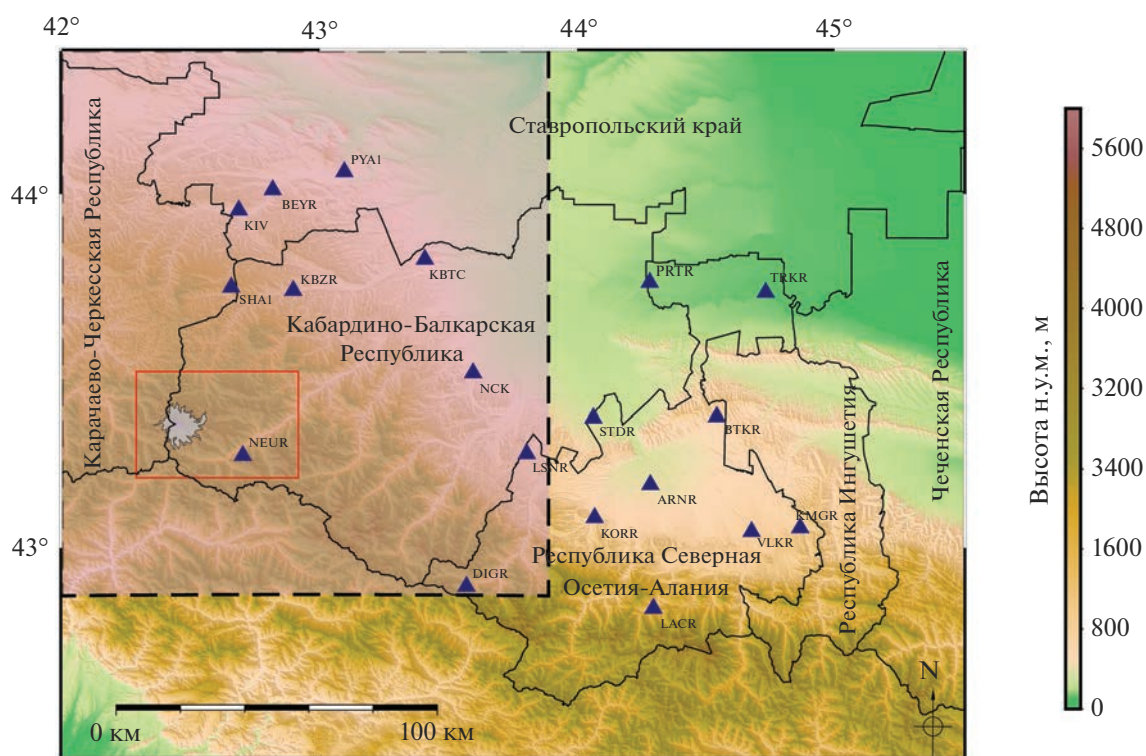


Рис. 1. Федеральная сейсмическая сеть на территории Центрального Кавказа. Треугольниками показаны положения цифровых сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН. Сплошным прямоугольником выделен район исследований, а область с штриховым контуром соответствует зоне функционирования скоростной модели, используемой в расчетах.

ФИЦ ЕГС РАН (рис. 1) зарегистрированы роевые последовательности землетрясений. Рой землетрясений — это особый вид сейсмических событий, который обычно относится к серии малых и средних землетрясений, происходящих на определенной небольшой территории в течение относительно короткого периода времени.

Основными задачами исследования являются изучение особенностей записей зарегистрированных землетрясений, определение их очагов разными методами, получение кинематических характеристик основных толчков по данным фокальных механизмов и анализ волновых форм и спектров мощности некоторых землетрясений для понимания приуроченности этих событий к одному источнику. Также, в работе проведены исследования взаимосвязи проявленных роевых землетрясений с разломными структурами и с современным состоянием Эльбурского вулканического центра.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Эльбурский вулканический центр на сегодняшний день является самым крупным из существующих на территории Большого Кавказа. Ос-

новным элементом этого центра является вулкан Эльбрус, который относится к длительно развивающейся системе сложного строения с разными типами извержений. Последняя активизация вулкана относится к позднему голоцену, с крупными извержениями, сопровождавшимися излияниями лавовых потоков и выбросами пепла [Масуренков и др., 2010]. Разломная тектоника ЭВЦ имеет сложную структуру, которая формируется разнохарактерными нарушениями близширотного и близмеридионального простираения (рис. 2). Наиболее значимой из них является протяженная на сотни километров Пшекиш-Тырны-аузская шовная зона близширотной ориентации. Также субширотным является Сылтранский активный разлом, проходящий через постройку вулкана Эльбрус. Южнее указанных разрывов прослеживается Адылсуйский активный правосторонний сдвиг. По данным [Рогожин и др., 2005, 2014; Никонов, 1991], в зонах этих разломов обнаружены многочисленные сейсмодислокации, как первичного генезиса сейсмотектонического (результаты деятельности сейсмических событий, произошедших в голоцене), так и вторичного сейсмогравитационного и вибрационного генезиса. Кроме того, в тектонический разломный аппарат ЭВЦ входят близмеридиональный Малкинский разлом северо—северо-восточного

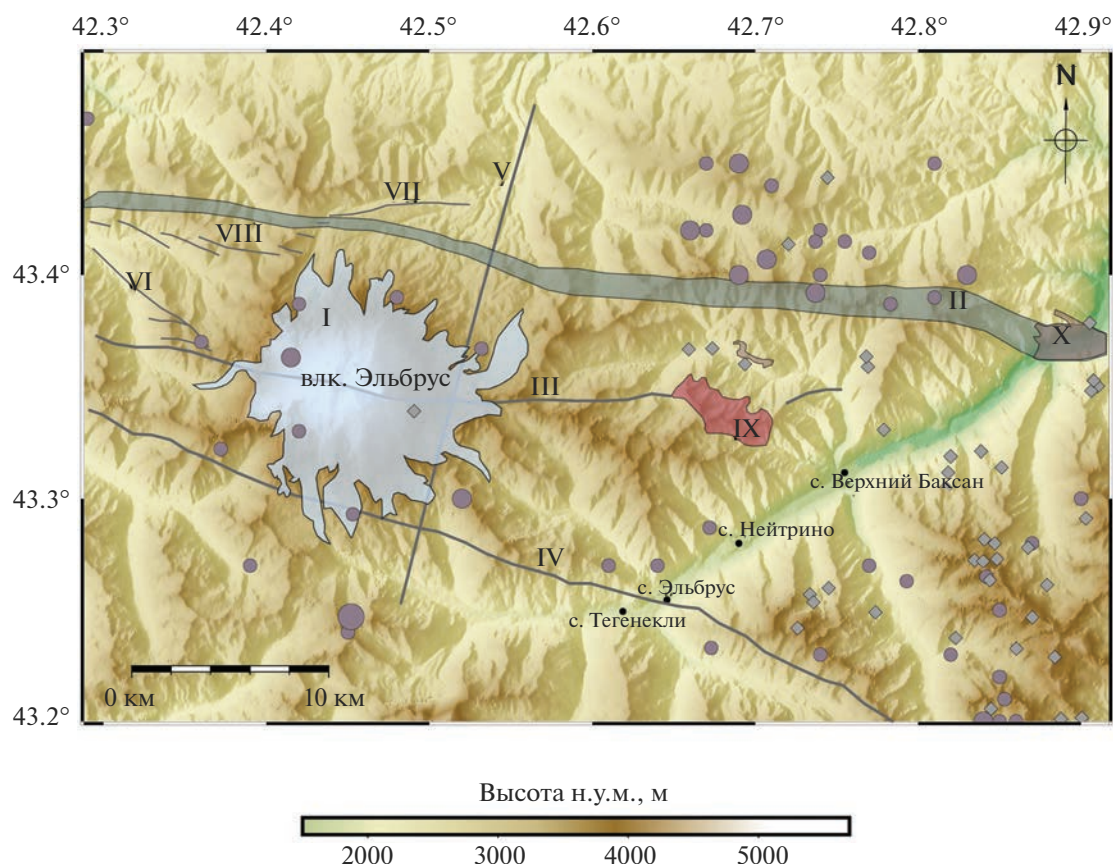


Рис. 2. Карта разрывных нарушений Эльбурского вулканического центра.

Обозначения на карте: I — оледенение Эльбруса; II — Пшекиш-Тырныаузская шовная зона; III — Сылтранский разлом; IV — Адылсуйский разлом; V — Малкинский разлом; VI — Кюкюртлинский разлом; VII — Кызылкольский разлом; VIII — Чемарткольский разлом; IX — дацитовые лавы неоплейстоценового возраста; X — интрузии неогенового возраста. Информация по разломам представлена по данным [Рогожин и др., 2018]. Сейсмичность территории ЭВЦ представлена кружками и маркерами в виде ромбиков по данным [Землетрясения России, 2015; Malovichko et al., 2017; Малиовичко и др., 2017].

простираения и ряд малопротяженных меридиональных уступов, отражающих на поверхности второстепенные разрывные нарушения. Наличие множества продольных и поперечных разломов в пределах ЭВЦ и мегантиклинория Кавказа в целом, свидетельствует о блоковом характере строения геологической среды [Карта разломов ..., 1980; Краснопевцева, 1984; Бачманов и др., 2017]. В работе [Гаретовская и др., 1984] установлено, что северная часть Большого Кавказского хребта, к которому приурочен ЭВЦ, является одним из активных в геодинамическом плане регионов России, который характеризуется интенсивными движениями земной коры. Оценка скоростей смещений по данным Северокавказской геодезической сети и Глобальной навигационной спутниковой системы показывает движение структур Большого Кавказа в север—северо-восточном направлении со скоростью 27–28 мм/год в отсчетной системе ITRF2014, при общем сжатии регио-

на со скоростью 1–2 мм/год относительно неподвижной Евразии [Милуков и др., 2015, 2022].

Исследованием Эльбурского вулканического центра занимались многие ученые [Милановский, Короновский, 1960; Масуренков, 1961; Богатиков и др., 2002]. Он был изучен с разных геофизических и геологических точек зрения. В рамках исследований [Арбузкин и др., 2002] изучены структурные особенности осадочного чехла и герцинского фундамента, определен рельеф глубинных разделов, вертикальных и латеральных неоднородностей земной коры и верхней мантии, выявлены и изучены геофизические характеристики глубинных разломов и ослабленных зон. При помощи технологии дистанционного зондирования [Нечаев, 2010; Нечаев, Собисевич, 2007; Богатиков и др., 2002] в районе ЭВЦ выделена область аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности, интерпретируемая как потенциальная магматическая камера, а в работах [Собисевич, Руденко, 2005; Собисевич, 2012;

Мясников, Милуков, 2015, 2017] построены математические модели и исследованы резонансные свойства магматического очага и камеры вулкана Эльбрус. В более поздних исследованиях [Рогожин и др., 2018; Горбатиков и др., 2018; Дударов и др., 2016; Лиходеев и др., 2017], связанных с анализом микросейсмического поля в районе ЭВЦ, показано современное состояние его глубинного строения. Было установлено, что выявленные на разных глубинах разуплотненные низкоскоростные структуры под вулканом соответствуют периферическим элементам флюидно-магматической системы Эльбруса [Лиходеев и др., 2017].

Первые сейсмические исследования [Хитаров и др., 1984], проведенные на вулканической постройке Эльбруса, позволили зафиксировать события с интенсивными поверхностными волнами, резко отличавшимися от местных землетрясений, регистрируемых в прилегающих территориях Северного Кавказа. Отмечалось, что наблюдаемые события имели низкочастотный состав колебаний, основная полоса частот — 1–2 Гц. Такой частотный состав был интерпретирован авторами как подтверждение существования под Эльбрусом зоны повышенного поглощения сейсмических волн. Позже, после развития сейсмологических наблюдений в районе ЭВЦ [Маловичко и др., 2011], выявлены зоны повышенного затухания сейсмических волн под вулканическим центром [Маловичко и др., 2014].

Сейсмические события ЭВЦ в основном являются мелкофокусными. Глубина залегания гипоцентров не превышает 20 км, и находятся в пределах осадочного чехла и верхней части консолидированной коры, наиболее подверженной механическим деформациям.

СИСТЕМА МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Непрерывный сейсмический мониторинг всей территории Северного Кавказа осуществляется станциями сейсмических сетей Центрального отделения, Северо-Осетинского и Дагестанского филиалов ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.gsras.ru/new/struct/>). Всего в регионе функционируют порядка 60 станций, оснащенных цифровым оборудованием с защищенными каналами и передачей данных в информационно-обрабатывающие центры в режиме, близком к реальному времени. Наблюдательные пункты оборудованы трехкомпонентными широкополосными станциями типа Trillium Compact TC120 с регистраторами Centaur, Guralp CMG-3ESPC, сейсмодатчиками CM-3OC в паре с UGRA, а также используются короткопериодные приемники CM-3KB с регистраторами UGRA или SDAS.

Изучение сейсмических процессов, происходящих в Центральной части Северного Кавказа, в том числе на территории Эльбрусского вулканического центра осуществляются в основном локальной сетью СОФ ФИЦ ЕГС РАН и Лабораторией сейсмического мониторинга Кавказских Минеральных Вод Центрального отделения (см. рис. 1). В случае необходимости при обработке результатов наблюдений используются данные зарубежных станций, которые размещены в северо-западной части Грузии. Указанные сети позволяют без пропусков регистрировать землетрясения с магнитудой 1.2 и более на территории Республики Северная Осетия–Алания, в районе Кавказских Минеральных Вод, Кабардино-Балкарской Республики, большей части Чеченской Республики и Республики Ингушетия [Погода и др., 2013; Габсатарова и др., 2019]. Анализ спектральных характеристик сейсмических шумов [Погода, Дмитриева, 2013; Погода и др., 2016] на станциях показывает, что большинство из них имеют средний уровень шумов в сравнении с общепринятой моделью [Peterson, 1993].

В рабочем диапазоне частот наиболее низким уровнем шумов обладают регистрационные пункты DIGR (Дигорское ущелье), LACR (Лак), LSNR (Лескен) и NEUR (Нейтрино) [Маловичко и др., 2011], которые позволяют регистрировать события с низким энергетическим классом.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Исходными данными в нашей работе являются волновые формы сейсмических станций Северокавказской сети ФИЦ ЕГС РАН, которые регистрировали в районе Эльбрусского вулканического центра в январе и марте 2018 г. две роевые последовательности, также использовались составленные по результатам обработки региональные каталоги и станционные бюллетени.

Первый рой в ЭВЦ включал в себя 15 землетрясений с магнитудой $0.3 \leq M_s \leq 3.2$ и длился с 25 по 30 января. При этом наибольшее число событий произошло 30 января. Второй рой охватывает 44 толчка с магнитудой $0.1 \leq M_s \leq 2.9$. Из них 34 землетрясения произошли в течение двух часов 26 марта. Формирование второго роя завершилось 30 марта.

Методика станционной обработки

Расчет основных параметров очагов землетрясений выполнялся в два этапа. На первом этапе для обработки и анализа цифровых данных сейсмических станций применялась методика станционной обработки цифровых записей, реализованная в программно-вычислительном комплексе Windows Seismic Grafer (WSG) [Красилов

и др., 2006; Акимов, Красилов, 2020]. Сейсмические события подвергались обработке лишь в случае уверенного выделения сейсмических фаз на трех и более станциях.

Алгоритм промежуточной обработки в WSG включал в себя:

- идентификацию фаз продольной и поперечной волн на исходном или преобразованном (фильтрованном) сигнале с указанием направления смещения первого движения в случае четких вступлений P -волн;
- оценку эпицентрального расстояния по разности фаз P и S волн;
- измерение амплитуды и периодов сейсмических волн для последующей оценки энергетических характеристик сейсмического события.

На втором этапе определение параметров гипоцентров проводилось программой Нуро71 [Lee, Valdes, 1985] с использованием скоростной модели исследуемого района (рис. 3) [Гаретовская, 1986]. Данная скоростная модель была получена по данным интерпретации материалов Глубинного сейсмического зондирования профиля Степное—Бакуриани [Юров, 1963; Краснопевцева и др., 1970], а также с использованием данных промышленных взрывов, зарегистрированных на территории Тырныаузского вольфрамо-молибденового комбината. Выделенная штриховой линией область с полупрозрачной заливкой на рис. 1 соответствует зоне функционирования скоростной модели исследуемого региона [Гаретовская, 1986], используемой в производственной практике ФИЦ ЕГС РАН.

Программа Нуро71 рассчитывает времена пробега объемных волн по адаптированной скоростной модели изучаемого района и по минимизации функционала невязок, используя алгоритм пошаговой статистической регрессии Дрейпера и Смита [Draper, Smith, 1966] и критерий Фишера для проверки пригодности модельного решения, который устанавливается в соответствии с числом и качеством используемых P и S вступлений. Иначе говоря, используя положения сейсмических станций, скоростную модель и вступления фаз, программа итерационным способом подбирает гипоцентр и время в очаге, где сводятся к минимуму квадратичная погрешность времен вступлений всех станций.

Локация близких и местных землетрясений на Северном Кавказе по данным региональных станций проводится в модифицированной версии программы, которая позволяет рассчитывать энергетический класс по методу Раутиан [Раутиан, 1960, 1964] и значения магнитуд с учетом калибровочной кривой для Северного Кавказа.

На рис. 4а представлены полученные результаты локации землетрясений роевых последовательностей методом станционной обработки. Эпицентры первого роя распределены неравномерно в радиусе 12 км, с глубиной залегания гипоцентров от 1.0 до 19 км. Больше половины землетрясений обработано более чем десятью станциями, на записях которых уверенно выделялись P и S волны. Ближайшая станция “Нейтрино” удалена на расстояния 14–18 км.

Пространственное распределение событий второго роя также имело довольно большой разброс по площади, порядка 100 кв. км. Гипоцентры землетрясений данного роя определены на глубинах 6–14 км. Большинство землетрясений второго роя были зарегистрированы и обработаны малым количеством станций. Скорее всего, с этим связан наблюдаемый разброс, так как программа Нуро71 дает хорошие результаты при большом числе станций, окружающих эпицентр.

По данным [Землетрясения России, 2015] за период 2003–2020 гг. в местах проявления роевых последовательностей фиксировались одиночные сейсмические события, разнесенные в пространстве и во времени, указывающие на слабую сейсмическую активность региона (см. рис. 2). На карте они отражены в виде серых кружков. Также в этой области фиксировались локальной группой “Нейтрино” ФИЦ ЕГС РАН [Malovichko et al., 2017; Маловичко и др., 2017] события с низким энергетическим классом (маркеры в виде ромбов) (см. рис. 2).

Уточнение гипоцентров в программном комплексе LOS

С целью проверки и уточнения гипоцентров, полученных в результате стандартной станционной обработки, использовали программный комплекс LOS [Асминг и др., 2021, 2021]. Входными данными для программы являются волновые формы или, как в нашем случае, времена прихода P и S волн сейсмических станций, которые регистрировали землетрясение. Так же, как и в случае стандартной локации, при уточнении положений гипоцентров в LOS, использовали региональную скоростную модель [Гаретовская, 1986], по которой рассчитывали теоретические времена пробега сейсмических волн от источника сигнала до пунктов регистрации.

Уточнение гипоцентров проводили по сложному комбинированному алгоритму, который выполняется в несколько этапов.

1. В первую очередь, методом минимизации невязки времени в очаге в первом приближении определяют координаты сейсмических собы-

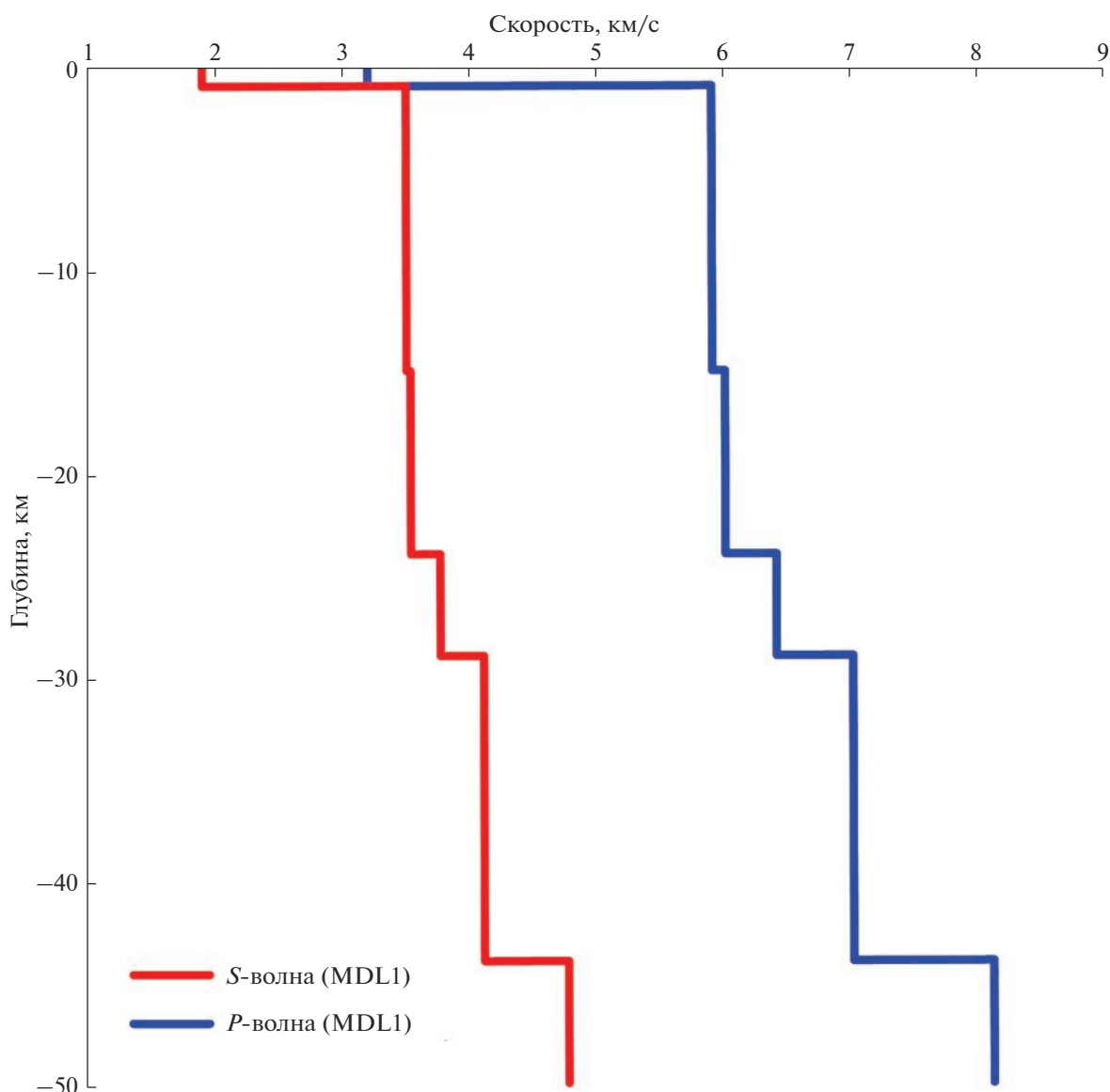


Рис. 3. Скоростная модель территории Эльбурского вулканического центра [Гаретовская, 1986].

тий. Для этого, из указанной стартовой точки делаются шаги равной длины по всем возможным азимутам через каждые 45° в виде “ромашки” с 8 вершинами, и в каждой точке рассчитываются соответствующие значения невязки. Далее из пикета с минимальной невязкой делается следующий шаг. Процесс повторяется до тех пор, пока каждый ход уменьшает значение невязки. Когда поиск с начальным шагом заканчивается, в соответствии с заранее заданными параметрами в начале работы программы, размер шага уменьшается и продолжается поиск минимума невязки.

2. На втором этапе из полученной конечной точки предыдущего алгоритма выполняется поиск по сетке методом Generalized Beamforming

[Kværna, Ringdal, 1996] для набора глубин от 0 до 30 км. Для каждой глубины, вокруг предварительной локации событий генерируется большой круг, в котором производится поиск. Данный круг покрывается множеством маленьких кругов, которые составляют нашу схему поиска. Для каждой ячейки полученной сетки рассчитывается оценочный рейтинг, показывающий вероятность возникновения события в конкретной ячейке. Затем 75% ячеек с наименьшими рейтингами выбрасываются из сетки, а каждая оставшаяся ячейка трансформируется на четыре меньших и процесс поиска повторяется. В конечном итоге, на последней итерации за результат локации принимается центр ячейки с самым высоким рейтингом.

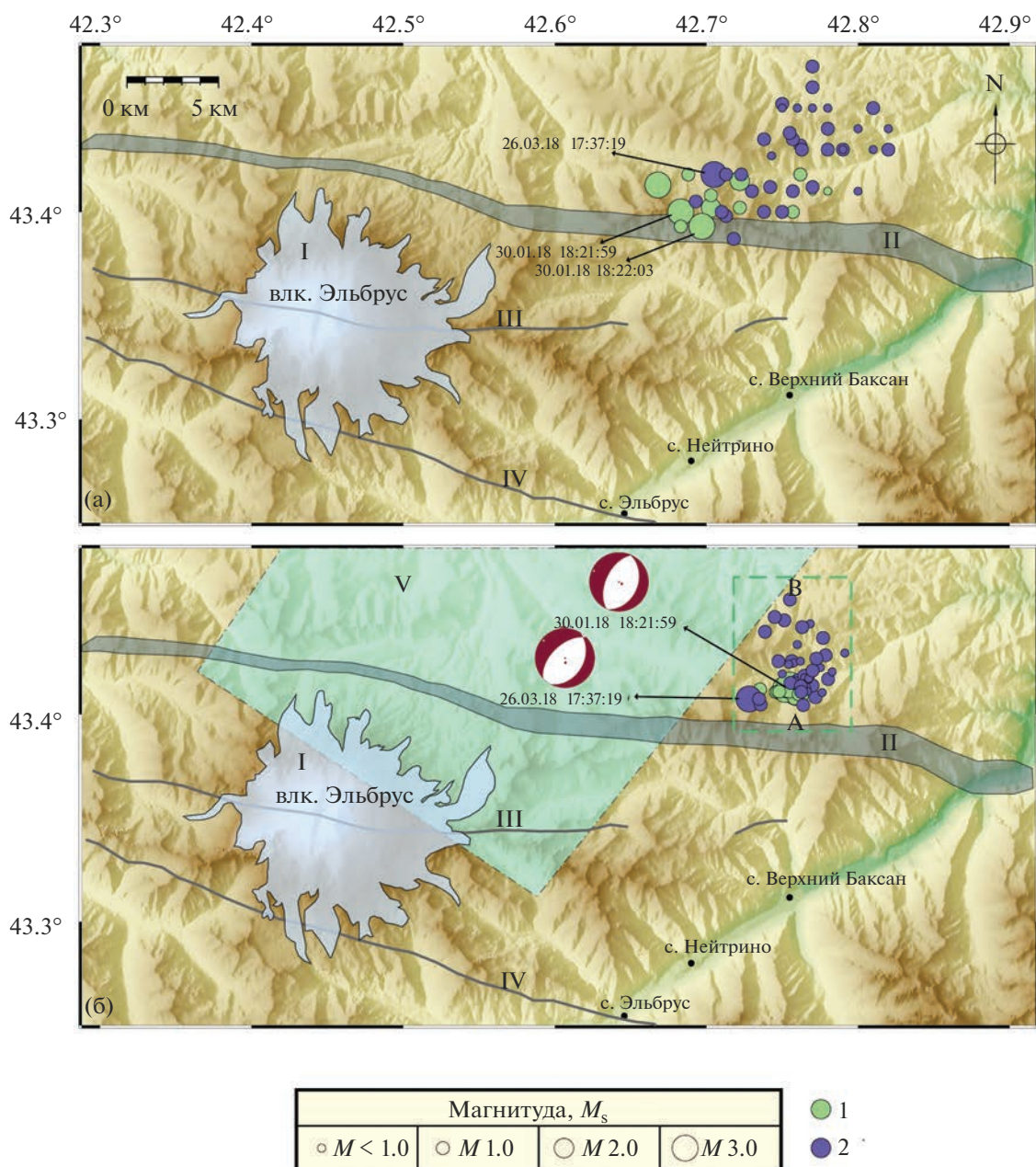


Рис. 4. Пространственное распределение роевых землетрясений в районе Эльбурского вулканического центра: а) результаты первичной станционной обработки; б) эпицентры, уточненные в программном комплексе LOS, и механизмы очагов наиболее крупных событий. Размер эпицентров пропорционален магнитуде.

1 – эпицентры январского роя, 2 – эпицентры мартовского роя. Обозначения на карте: I – оледенение Эльбруса; II – Пшекиш-Тырныаузская шовная зона; III – Сылтранский разлом; IV – Адылсуйский разлом; V – Эльбурско-Минераловодская зона сбросо-сдвиговых нарушений. Прямоугольная штриховая область, вдоль А–В соответствует вертикальному разрезу гипоцентров роевых землетрясений (см. рис. 5).

гом. На данном этапе также определяются веса всех используемых для локации фаз.

3. На третьем этапе, из центра оптимальной ячейки, для глубин от 0 до 30 км и с весами фаз выполняется алгоритм минимизации невязки. В результате перебора глубин, за результирующую

глубину выбирается та, которая принимает наименьшее значение невязки.

Такая практика позволяет учесть некие неточности, связанные с неправильно измеренными временами вступлений фаз и незначительными отклонениями времен пробега, зависящими от

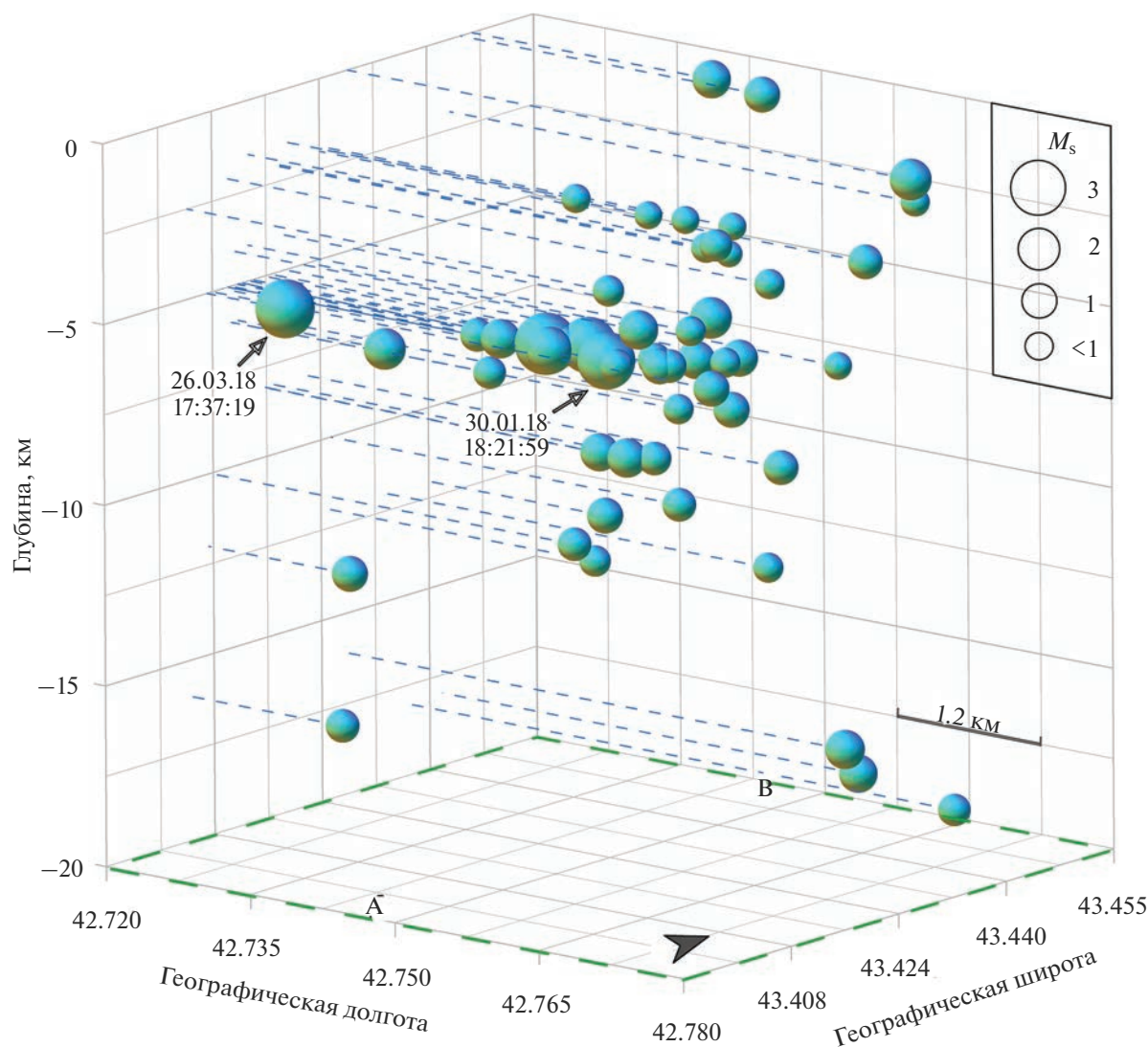


Рис. 5. Глубинное распределение роевых землетрясений ЭВЦ. Размер эпицентров пропорционален magnitude. Область вдоль А–В соответствует зоне (см. рис. 46) построения глубинного распределения эпицентров.

скоростной модели, которая в свою очередь может отличаться от реальной геологической картины. Полученные с использованием программного комплекса LOS уточненные результаты локализации представлены на рис. 46, а полученные параметры – в табл. 1. Необходимо отметить, что в LOS энергетические характеристики сейсмических событий не пересматривались, поэтому на карте отражены магнитуды, полученные в результате станционной обработки.

Как видно из рисунка, после пересчета гипоцентры локализовались в более ограниченной области. С большой степенью вероятности события в январе и марте можно отнести к одному кластеру. Отклонения январских событий по площади

составляет 1.5 км по широте и 3.0 км по долготе, а мартовских – 6.0 км по N и 5.0 км по E. Область сейсмической активности располагалась в 20 км к северо-востоку от вулкана Эльбрус.

Зарегистрированные роевые землетрясения приурочены к Эльбруско-Минераловодской зоне сбросо-сдвиговых нарушений [Милановский, 1966], которая относится к системе Транскавказского поперечного поднятия в виде полосы сближенных разрывных структур общей шириной до 30 км и прослеживается вдоль оси Минераловодской антиклинали. Данная проницаемая область в эпоху кайнозойского горообразования выполняла магмоподводящую роль и имела важное значение для циркуляции подземных вод [Годзевич,

Таблица 1. Параметры роевых землетрясений

Дата, дд.мм.гг	t_0 , ч:мин:с	Координаты эпицентров первичной обработки		Уточненные в LOS координаты эпицентров		M_s	h , км
		φ° , N	λ° , E	φ° , N	λ° , E		
25.01.18	12:32:42.1	43.40200	42.70300	43.41047	42.75340	1.8	–5
28.01.18	01:57:13.7	43.40800	42.70300	43.41186	42.76392	0.9	–5
30.01.18	18:21:59.3	43.40000	42.68300	43.41046	42.75936	2.8	–5
30.01.18	18:22:03.1	43.39300	42.69700	43.41202	42.75199	3.2	–5
30.01.18	18:24:11.3	43.41500	42.72200	43.41244	42.75343	1.5	–5
30.01.18	18:39:59.2	43.39300	42.68300	43.41066	42.74579	0.7	–5
30.01.18	18:46:18.1	43.40000	42.75700	43.40769	42.75789	0.7	–10
30.01.18	19:10:34.0	43.41300	42.66800	43.41409	42.75495	2.7	–5
30.01.18	19:29:09.4	43.41800	42.68800	43.41191	42.73530	1.4	–6
30.01.18	20:13:31.9	43.40200	42.72200	43.41091	42.7469	0.6	–6
30.01.18	20:21:29.6	43.41800	42.76200	43.40964	42.76085	0.8	–5
30.01.18	22:17:53.0	43.41700	42.70300	43.41089	42.74805	1.2	–5
26.03.18	17:37:19.0	43.41800	42.70500	43.40735	42.72814	2.9	–5
26.03.18	17:41:05.6	43.44000	42.80000	43.43358	42.75990	0.4	–12
26.03.18	17:41:17.6	43.43000	42.79000	43.42550	42.74755	0.5	–12
26.03.18	17:45:35.5	43.44000	42.78000	43.41639	42.76017	0.7	–8
26.03.18	17:47:17.9	43.41000	42.80000	43.41944	42.75000	0.3	–1.5
26.03.18	17:50:13.1	43.39800	42.71300	43.45517	42.75506	0.8	–5
26.03.18	17:50:56.6	43.41200	42.74200	43.41353	42.76869	0.6	–1.5
26.03.18	17:52:56.6	43.45200	42.75000	43.44518	42.75140	0.9	0
26.03.18	17:54:14.7	43.40000	42.71000	43.40815	42.77191	0.9	–5
26.03.18	17:55:13.4	43.41000	42.73000	43.41496	42.75831	1.2	–8
26.03.18	17:55:57.9	43.41800	42.72300	43.41589	42.76489	1.1	–5
26.03.18	17:56:47.4	43.38700	42.71800	43.43970	42.73866	0.9	–12
26.03.18	17:57:33.6	43.43000	42.82000	43.43671	42.77694	0.6	–18
26.03.18	17:59:11.2	43.43200	42.76200	43.42837	42.77859	1.4	0
26.03.18	18:00:37.4	43.43000	42.76300	43.42561	42.75626	0.7	–10
26.03.18	18:04:36.3	43.43500	42.73800	43.41895	42.76726	1.0	–5
26.03.18	18:05:34.5	43.43000	42.78000	43.40445	42.76384	0.5	–2.5
26.03.18	18:06:18.6	43.45000	42.77000	43.41340	42.76610	0.4	–4
26.03.18	18:07:05.0	43.43000	42.79000	43.44352	42.76843	0.3	–2
26.03.18	18:10:23.1	43.43500	42.75700	43.40468	42.73577	0.7	–16
26.03.18	18:12:44.7	43.40000	42.73800	43.44684	42.74499	1.1	0
26.03.18	18:19:12.7	43.40500	42.69300	43.41856	42.76460	1.4	–4
26.03.18	18:40:37.8	43.41000	42.75700	43.41508	42.75537	1.1	–8
26.03.18	18:41:42.9	43.41800	42.71300	43.41385	42.77000	0.9	–6
26.03.18	18:42:32.1	43.43800	42.75500	43.41253	42.76450	0.7	–5
26.03.18	19:05:02.8	43.45000	42.75000	43.42477	42.75764	0.2	–2
26.03.18	19:05:10.9	43.41200	42.77000	43.41689	42.78031	0.8	0
26.03.18	19:06:02.6	43.42700	42.74300	43.41765	42.76479	0.4	–2
26.03.18	19:08:31.8	43.40000	42.75000	43.40738	42.73472	0.9	–12
26.03.18	19:10:18.9	43.46000	42.77000	43.41680	42.76730	0.4	–5
26.03.18	19:12:01.2	43.45000	42.78000	43.42040	42.78297	0.1	–2
26.03.18	19:18:37.1	43.45000	42.76000	43.42404	42.75430	0.2	–2
26.03.18	19:54:29.9	43.44000	42.82000	43.42945	42.79131	0.1	–2
26.03.18	20:15:25.6	43.46000	42.77000	43.42239	42.77511	0.2	–5
26.03.18	21:27:06.1	43.45000	42.78000	43.42553	42.76200	0.2	–2
27.03.18	02:07:11.2	43.45000	42.78000	43.41094	42.76651	0.4	–6
27.03.18	03:28:22.1	43.47000	42.77000	43.44199	42.76326	1.1	–18
27.03.18	05:12:28.8	43.45000	42.78000	43.41715	42.76751	0.1	–2
27.03.18	05:43:00.3	43.43000	42.79000	43.41045	42.77640	0.4	–2
27.03.18	13:31:37.4	43.44000	42.78000	43.41356	42.76223	0.7	–5
27.03.18	18:58:07.1	43.40000	42.73800	43.41075	42.76252	1.2	–4
30.03.18	08:40:03.0	43.46000	42.77000	43.42104	42.77007	0.8	–8
30.03.18	08:44:33.6	43.45000	42.81000	43.42683	42.77252	1.2	–16

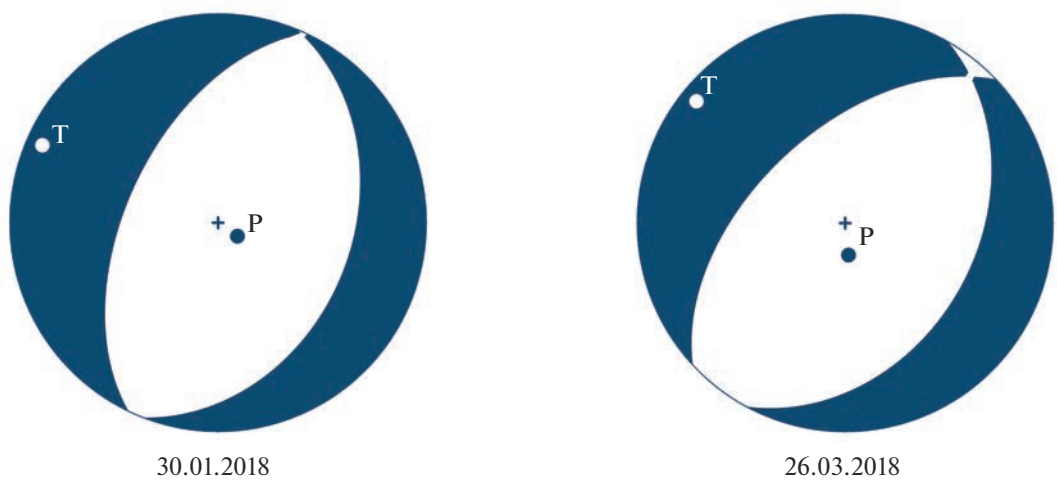


Рис. 6. Фокальные механизмы очагов землетрясений 30.01.2018 в 18^h21^m и 26.03.2018 в 17^h37^m.

2002]. На карте эта область показана отдельным условным слоем (область V в обозначениях).
Для исследования распределения роевых землетрясений по глубине построен разрез вдоль А–В на рис. 46 (прямоугольная штриховая область). Как видно на рис. 5, гипоцентры в основном рассеяны в слое от 0 до 10 км. При этом источник генерации сейсмических толчков располагался на глубинах 2–5 км, где наблюдается наибольшая плотность событий.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для наиболее сильных землетрясений из каждого роя в январе и марте были построены механизмы очагов в программе FA [Ландер, 2018] на основе знаков первых вступлений продольных *P*-волн по данным региональных сейсмических станций. Решения механизмов представлены на рис. 6, а полученные параметры – в табл. 2.
Согласно полученным решениям механизмов для землетрясений 30 января и 26 марта, движение в очаге в обоих случаях произошло под действием значительного превалирования близ горизонтальных сил растяжения, ориентированных в северо-западном направлении. Тип подвижки

по обеим плоскостям для землетрясения 30 января – чистый сброс. Тип движения по нодальной плоскости *NP1* для очага 26 марта представлен сбросом с элементами левостороннего сдвига, по нодальной плоскости *NP2* – сбросом с элементами правостороннего сдвига.
У обоих землетрясений установлен подобный тип движения в очаге, согласующийся с кинематикой Эльбруско-Минераловодской зоной сбросо-сдвиговых нарушений, в пределах которой они локализовались.

СРАВНЕНИЕ СПЕКТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ВОЛНОВЫХ ФОРМ

Кроме пространственных параметров, показывающих принадлежность роевых землетрясений к одному очагу, идентичность их волновых форм и спектров на одной и той же станции является особенностью таких событий. Указанные закономерности неоднократно наблюдались для роевых процессов на Северном Кавказе [Войтова, Габсатарова, 2016; Габсатарова и др., 2019] и Байкальской рифтовой зоне [Солоненко и др., 1987].

Таблица 2. Параметры механизмов очагов землетрясений 30.01.2018 в 18^h21^m и 26.03.2018 в 17^h37^m

№	Дата	<i>t</i> ₀ , ч мин с	Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
			<i>T</i>		<i>P</i>		<i>N</i>		<i>NP1</i>			<i>NP2</i>		
			<i>PL</i>	<i>AZM</i>	<i>PL</i>	<i>AZM</i>	<i>PL</i>	<i>AZM</i>	<i>STK</i>	<i>DP</i>	<i>SLIP</i>	<i>STK</i>	<i>DP</i>	<i>SLIP</i>
1	30.01	18 21 59.3	9	294	81	125	2	24	205	54	–88	22	36	–93
2	26.03	17 37 19.0	9	309	78	174	9	41	227	54	–79	29	37	–104

Сейсмический очаг и траектория распространения волн являются общими для всех событий роевых последовательностей. Различия в их волновых формах можно рассматривать как вклад характеристики среды, выраженный в изменении скорости распространения сейсмических волн. Повторяющиеся события в разное время (через неделю, месяц или даже несколько лет) в одной эпицентральной зоне имеют похожие волновые формы при их регистрации одной и той же станцией [Geller et al., 1980; Schaff, Beroza, 2004]. На сегодняшний день, принцип подобия сигналов, основанный на количественной оценке коэффициента взаимной корреляции волновых форм, используется в различных методиках для выявления и идентификации малоамплитудных сейсмических событий в массиве данных [Заболевкин и др., 2021; Schaff et al., 2010; Skoumal et al., 2014; Bobrov et al., 2014; Plenkers et al., 2013].

В работе, с целью установления подобия сигналов в роевых последовательностях ЭВЦ, были проанализированы сейсмические записи станций SHA1 (Шиджатмаз, расстояние 37 км) и DIGR (Дигорское ущелье, расстояние 88 км). По техническим причинам во время формирования второго роя ближайшая станция NEUR (Нейтрино), размещенная в 17 км южнее эпицентральной области, не работала, в связи с этим не представляется возможным провести детальный анализ записей по ней. Для анализа из каждого роя отбирались записи землетрясений, т.е. фрагменты волновых форм вертикальной компоненты, включающие *P* и *S* волны, которые имели различные энергетические характеристики и в которых отсутствовали наложения фаз. В процессе сравнения волновых форм, фильтрованных в диапазоне частот 1–10 Гц, были рассчитаны коэффициенты корреляции, показывающие меру схожести формы сейсмических сигналов. Сравнение записей внутри каждого роя показали высокие значения коэффициентов корреляции, $R = 0.85–0.95 (\pm 0.01)$ для событий первого роя и $R = 0.87–0.98 (\pm 0.01)$ для землетрясений второго роя. В качестве примера приведем иллюстрацию подобия волновых форм нескольких событий двух роев по станции SHA1 (рис. 7). На данном рисунке представлены нормированные амплитудные спектры, совмещенные по времени вступления волн. На выделенных 2-х секундных фрагментах записей четко видно подобие сигналов. Аналогичные решения получены по данным сейсмической станции DIGR.

Как было отмечено в работах [Войтова, Габсатрова, 2016; Габсатрова и др., 2019], близкие к единице значения коэффициентов корреляции и визуальное совпадение волновых форм землетрясений показывают высокую вероятность того, что

анализируемые события имеют подобные источники и пути распространения сейсмических волн.

Спектральная плотность мощности, вычисленная для отобранных фрагментов, включающих землетрясения, в пределах полосы частот 1–10 Гц (рис. 8), также показывает высокую идентичность, указывающую на то, что рассмотренные сигналы возникли от одного источника. Анализ записей и спектров указывает на генетическое подобие их в пределах одного роя и отличие в разных роях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сейсмические рои в тектонически активных регионах часто состоят из повторяющихся всплесков сейсмичности, которые высвобождают в сложной и неупорядоченной структуре лишь небольшую часть энергии деформации, накопленной тектоническими напряжениями [Hardebeck et al., 2008; Wu et al., 2014].

Возникновение роев землетрясений в вулканических и тектонических структурах обычно считается вызванным внешними силами. Наиболее распространенными из них являются асейсмические и локальные переходные процессы, такие как ползучесть, медленное скольжение, магматические интрузии и перераспределение флюидов. В большинстве случаев рои землетрясений связаны с миграцией магмы и активностью геотермальных флюидов [Shelly et al., 2016]. Также, некоторые исследователи связывают роевую последовательность с диффузией расширяющейся жидкости [Nur, 1974] и с образованием зоны дилатансии. Благодаря точному анализу местоположения активности роя землетрясений можно изучить миграцию подземной магмы и процесс миграции флюидов в зоне разлома, а также использовать в качестве информации для исследований процессов зарождения, возникновения и развития этих землетрясений.

Из-за специфики изучаемого района: наличие крупных разломов и тектонических нарушений, а также подтвержденных магматической камеры и очага на глубинах 5–6 км и 25 км соответственно [Рогожин и др., 2018; Лиходеев и др., 2017], явление роеобразования на территории ЭВЦ можно рассматривать как процесс гидродинамический, связанный с движением флюидной массы, где последние, как было отмечено выше, играют важную роль в динамике смещения (скольжения) разлома. Эти роевые события, возможно, связаны с изменением напряженного состояния геологической среды из-за вулкано-тектонической активности.

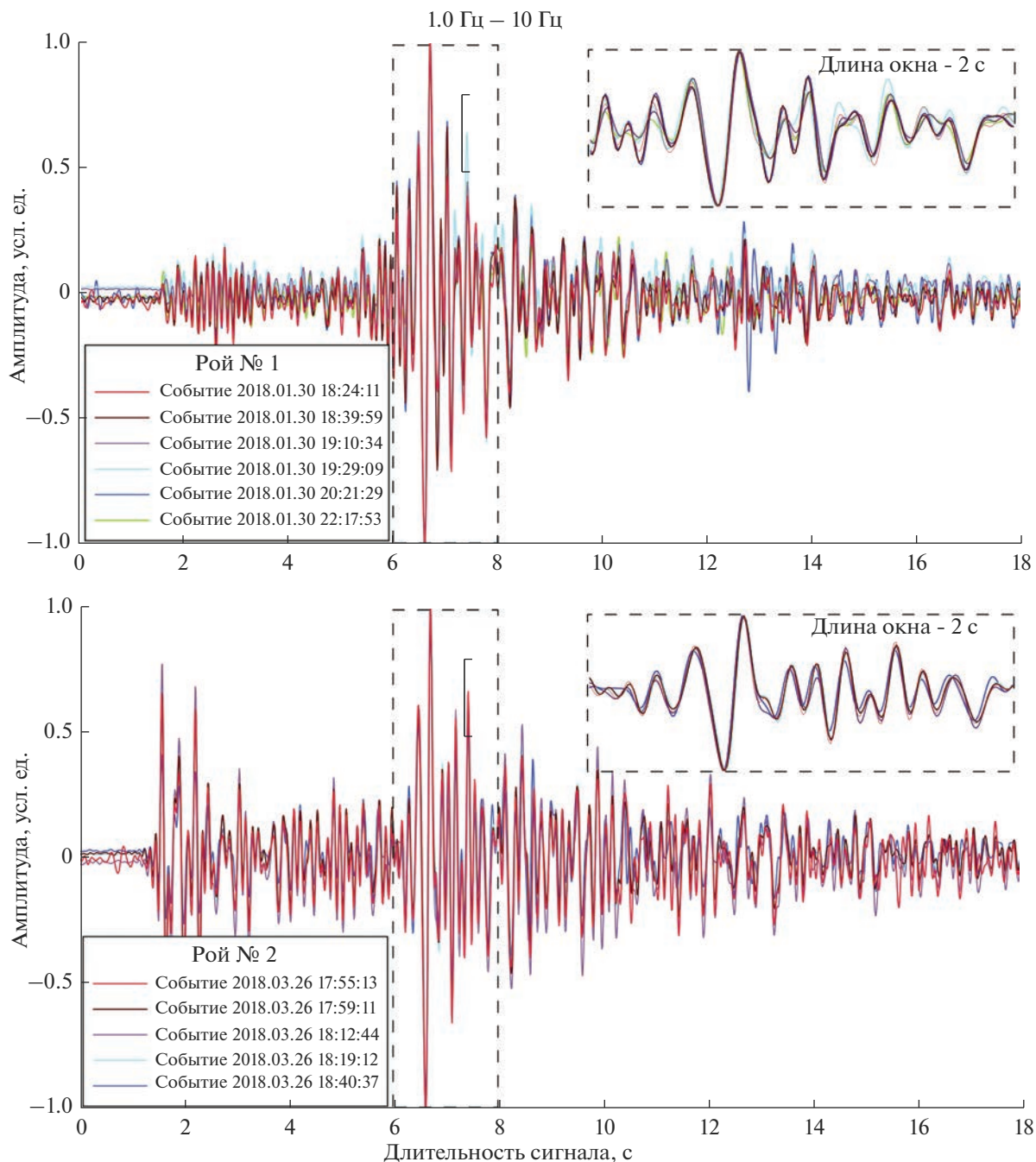


Рис. 7. Сравнение волновых форм землетрясений двух роев в районе ЭВЦ по данным сейсмической станции “Шиджатмаз” (SHA1). Записи отфильтрованы в диапазоне частот 1–10 Гц. Развернутые области шириной окна в 2 с соответствуют помеченным на записях фрагментам волновых форм.

Проведенный в данной работе анализ показывает, что зарегистрированные в разное время роевые землетрясения относятся к одному кластеру и решения механизмов дают основания полагать, что они приурочены к Эльбруско-Минераловодской системе тектонических нарушений. Кинематика очаговой зоны роевых последователь-

ностей совпадает с современными тектоническими смещениями, где наблюдается движение земной коры в северо–северо-восточном направлении со скоростью 27–28 мм/год в отсчетной системе ITRF2014 [Милюков и др., 2015, 2022].

Высокая корреляция волновых форм по ближайшей станции и подобие спектральной плотно-

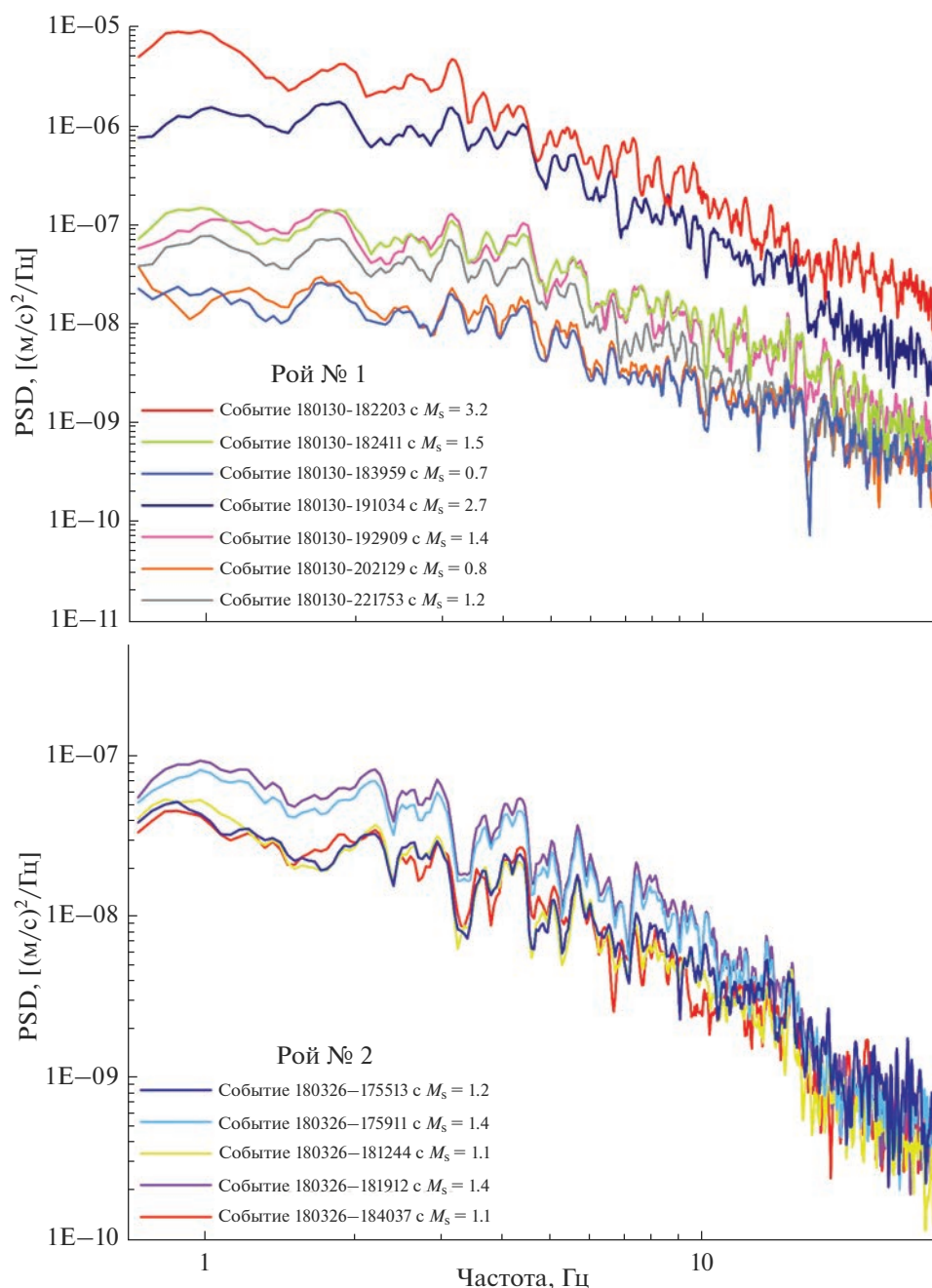


Рис. 8. Сравнение спектральной плотности мощности отдельных землетрясений роевых последовательностей по данным станции “Шиджатмаз” (SHA1).

сти мощности отдельных землетрясений роевых последовательностей показывают, что исследуемые события сгенерированы одним источником.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявление роевых процессов в районе Эльбрусского вулканического центра заставляет

взглянуть по-новому на обстоятельства и говорит о необходимости расширения инструментальных сейсмологических наблюдений непосредственно на вулканической постройке и в ее ближайших окрестностях, так как такие явления возникают в эпицентральной зоне будущего сильного землетрясения за 10–15 лет до толчка, импульсивно появляются и исчезают [Чалова, Литовченко, 2015]. На Северном Кавказе подобные слабые роевые

землетрясения, предваряющие относительно сильное событие, отмечались неоднократно в пределах структур Кавказских Минеральных Вод и Терско-Каспийского прогиба [Габсатарова, 2007, 2008; Габсатарова и др., 2008].

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы статьи заявляют, что конфликтов интересов в отношении авторства и публикации нет.

АВТОРСКИЙ ВКЛАД И ОТВЕТСТВЕННОСТЬ

Все авторы участвовали в написании статьи и полностью несут ответственность за предоставление окончательной версии статьи в печать. Окончательная версия рукописи была одобрена всеми авторами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за ценные замечания и пожелания, которые позволили существенно повысить качество статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01271-23) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов А.П., Красилов С.А. Программный комплекс WSG “Система обработки сейсмических данных” // Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2020664678 от 16 ноября 2020 г.
- Арбузкин В.Н., Компаниец М.А., Швеиц А.И. и др. Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. Эссенуки: ФГУП “Кавказгеолсъемка”, 2002. 120 с.
- Асминг В.Э., Федоров А.В., Прокудина А.В. Программа для интерактивной обработки сейсмических и инфразвуковых записей LOS // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 1. С. 27–40. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.1.02>
- Асминг В.Э. LOS. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2021665940 от 05.10.2021 г.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 244–247.
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Газеев В.М. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм. М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. С. 291–320.
- Войтова А.С., Габсатарова И.П. Исследование слабых роев в 2016 г. в районе Сочи и Красной поляны // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы. Обнинск, 2016. С. 98–102.
- Габсатарова И.П. Северный Кавказ // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. Обнинск: ГС РАН, 2007. С. 105–119.
- Габсатарова И.П., Девяткина Л.В., Селиванова Е.А. Северный Кавказ // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 103–127.
- Габсатарова И.П. Исследование пространственно-временных особенностей сейсмичности на Северном Кавказе / Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Обнинск, 2010. 23 с.
- Габсатарова И.П., Даниялов М.Г., Мехрюшев Д.Ю. и др. Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России. Северный Кавказ // Землетрясения России в 2017 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. С. 17–23.
- Габсатарова И.П., Пономарева Н.Л., Королецьки Л.Н., Ахмедова М.М. Гагатлинский рой слабых землетрясений – проявление активности Андийского разлома // Российский сейсмологический журнал. 2019. Т. 1. № 1. С. 46–56.
- Габсатарова И.П., Королецьки Л.Н., Пономарева Н.Л., Каменская О.П. Сравнительные характеристики волновых форм роев землетрясений в Дагестане в 2019 // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Тезисы XIV Международной сейсмологической школы. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. С. 31.
- Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов А.В. и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмической зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье) // Основные проблемы сейсмо-тектоники. М.: Наука, 1986. С. 105–119.
- Годзевич Б.Л. Геологическое строение и история развития гор Пятигорья // Вестник Ставропольского государственного университета. 2002. № 31. С. 110–120.
- Горбатов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю. и др. Модель глубинного строения вулкана Эльбрус в свете новых геофизических данных // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. № 2. С. 229–232.
- Дударов З.И., Лиходеев Д.В., Жостков Р.А. и др. Глубинное строение вулкана Эльбрус // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. С. 135–139.
- Защиткин И.А., Шакирова А.А., Фирстов П.П. Программное решение “Drumcong” на основе кросс-корреляционного анализа для выделения землетрясений с близкими волновыми формами // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактив-

ных регионов. Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский, 2021. С. 392–395.

Землетрясения России. Пополняемая база данных ФИЦ ЕГС РАН. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620591 от 07 апреля 2015 г.

Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 2500000 / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Министерство геологии СССР, ВНИИ-Геофизика, 1980.

Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций “Пулково” и “Екатеринбург”. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77–83.

Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное–Бакуриани на Кавказе // Советская геология. 1970. № 8. С. 113–120.

Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 108 с.

Ландер А.В. Программа расчета и графического представления механизмов очагов землетрясений по знакам первых вступлений Р-волн (FA) // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2018662004 от 25 сентября 2018 г.

Лиходеев Д.В., Дударов З.И., Жостков Р.А. и др. Исследование глубинного строения вулкана Эльбрус методом микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 28–32.

Маловичко А.А., Мехрюшев Д.Ю., Горожанцев С.В., Шевченко А.В. Новая сейсмическая станция на территории Кабардино-Балкарии // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47. № 1. С. 68–74.

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Каширгова Р.Р., Долов С.М. Современное состояние сейсмического мониторинга в Кабардино-Балкарии // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47. № 4. С. 5–22.

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Лиходеев Д.В. и др. Развитие системы разномасштабного сейсмического мониторинга в районе вулкана Эльбрус // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 4. С. 47–57.

Маловичко А.А., Шулаков Д.Ю., Дударов З.И., Долов С.М. Мониторинг сейсмичности Эльбурского вулканического центра по данным локальной группы “Нейтрино” // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XII Международной сейсмологической школы. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 213–216.

Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбурской вулканической области // Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 51. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 132 с.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л., Комкова Л.А., Лаверова Н.И. Флюидно-магматические системы Северного Кавказа. М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2010. 280 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус // Тр. ВАГТ. Вып. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 92–127.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 484 с.

Милуков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г.М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56.

Милуков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н. и др. Современные тектонические движения Западного Кавказа и Предкавказья по ГНСС наблюдениям // Геотектоника. 2022. № 1. С. 51–67.

Мясников А.В., Милуков В.К. Состояние и динамика магматических камер вулкана Эльбрус по результатам деформографических наблюдений // Геодинамика, вулканизм, сейсмичность и экзогенные геологические процессы природного и техногенного характера на Кавказе. 2015. С. 137–144.

Мясников А.В., Милуков В.К. Оценка параметров магматических структур вулкана Эльбрус по наблюдениям литосферных деформаций Баксанским лазерным интерферометром-деформографом // Триггерные эффекты в геосистемах. Тезисы докладов IV-й Всероссийской конференции с международным участием. М., 2017. С. 65–66.

Мясников А.В., Милуков В.К. Новая резонансная магматическая структура в районе Эльбурского вулканического центра // Развитие систем сейсмологического и геофизического мониторинга природных и техногенных процессов на территории Северной Евразии. Материалы международной конференции. Обнинск, 2017. С. 55.

Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Новые технологии мониторинга внутренней структуры вулканов (магматического очага и магматических камер) // Вестник Владикавказского научного центра. 2007. Т. 7. № 4. С. 29–35.

Нечаев Ю.В. Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / Под ред. академика А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.

Никонов А.А. Палеосейсмодислокации в приосевой части Главного кавказского хребта (Приэльбрусье) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1183.

Погода Э.В., Багаева С.С., Саяпина А.А. Регистрационные возможности сети сейсмологических наблюдений Северо-Осетинского филиала ГС РАН // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 257–259.

Погода Э.В., Дмитриева И.Ю. Шумы, регистрируемые сеймостанцией “Владикавказ” // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 260–262.

Погода Э.В., Дмитриева И.Ю., Пятунин М.С. Исследование спектральных характеристик сейсмических шумов на сеймостанциях республики Северная Осетия–

- Алания // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. С. 263–267.
- Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М.: ИФЗ АН СССР, 1960. С. 75–114.
- Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. М.: Наука, 1964. С. 88–93. (Тр. ИФЗ АН СССР. № 32(199))
- Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В. и др. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на северном Кавказе в голоцене // Физика Земли. 2005. № 3. С. 33–46.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И. и др. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.
- Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Горбатилов А.В. Глубинное строение и режим вулканической и сейсмической активности Приэльбрусья // Геотектоника. 2018. № 6. С. 69–81.
- Собисевич А.Л., Руденко О.В. О резонансных свойствах магматических структур // Акустический журн. 2005. Т. 51. № 7. С. 169–176.
- Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Т. 1. М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2012. 512 с.
- Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 93 с.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1 : 8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах. М.: ИФЗ РАН, 1999. 57 с.
- Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г. и др. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплексу карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах // Инженерные изыскания в строительстве. 2016. № 7. С. 49–121.
- Хитаров Н.И., Шукин Ю.К., Сизов А.В. К оценке активности вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 952–954.
- Чалова В.С., Литовченко И.Н. Применение алгоритма распознавания роевых последовательностей землетрясений в сейсмоактивном регионе северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Материалы конференции. Екатеринбург, 2015. С. 358–362.
- Юров Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Советская геология. 1963. № 9. С. 42–47.
- Bobrov D., Kitov I., Zerbo L. Perspectives of Cross-Correlation in Seismic Monitoring at the International Data Centre // Pure and Applied Geophysics. 2014. V. 171. P. 439–468. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0626-x>
- Draper N.R., Smith H. Applied Regression Analysis. N. Y.: John Wiley & Sons, 1966. 407 p.
- Geller R.J., Mueller C.S. Four Similar Earthquakes in Central California // Geophys. Res. Lett. 1980. V. 7. Iss. 10. P. 821–824. <https://doi.org/10.1029/GL007i010p00821>
- Hardebeck J.L., Felzer K.R., Michael A.J. Improved tests reveal that the accelerating moment release hypothesis is statistically insignificant // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 113. B08310. <https://doi.org/10.1029/2007JB005410>
- Kværna T., Ringdal F. Generalized Beamforming, Phase Association and Threshold Monitoring using a Global Seismic Network / Eds E.S. Husebye, A.M. Dainty // Monitoring a Comprehensive Test Ban Treaty. NATO ASI Series. V. 303. Dordrecht: Springer, 1996. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0419-7_24
- Lee W.H.K., Valdes C.M. HYP071PC: A personal computer version of the HYP071 earthquake location program // U.S. Geological Survey Open File Report 85–749. 1985. 43 p.
- Malovichko A.A., Shulakov D.Y., Dudarov Z.I., Dolov S.M. The Results of the Local Seismic Monitoring in the Underground Baksan Neutrino Observatory // International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI-2017). 2017. S02-6-02. P. 629.
- Nur A. Matsushiro, Japan, earthquake swarm: Confirmation of the dilatancy-fluid diffusion model // Geology. 1974. V. 2. № 5. P. 217–221.
- Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Department of Interior, Geological Survey. Open-File Report 93–322. 1993. 95 p.
- Plenkens K., Ritter J.R.R., Schindler M. Low Signal-to-Noise Event Detection Based on Waveform Stacking and Cross-Correlation: Application to a Stimulation Experiment // Journal of Seismology. 2013. V. 17. Iss. 1. P. 27–49. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9284-9>
- Schaff D.P., Beroza G.C. Coseismic and Postseismic Velocity Changes Measured by Repeating Earthquakes // J. of Geophys. Res. 2004. V. 109. B10302. <https://doi.org/10.1029/2004JB003011>
- Schaff D.P., Waldhauser F. One Magnitude Unit Reduction in Detection Threshold by Cross Correlation Applied to Parkfield (California) and China Seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. 2010. V. 100. № 6. P. 3224–3238. <https://doi.org/10.1785/0120100042100>
- Shelly D.R., Ellsworth W.L., Hill D.P. Fluid – faulting evolution in high definition: Connecting fault structure and frequency-magnitude variations during the 2014 Long Valley Caldera, California, earthquake swarm // J. of Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. № 3. P. 1776–1795.
- Skoumal R.J., Brudzinski M.R., Currie B.S., Levy J. Optimizing Multi-Station Earthquake Template Matching Through Re-Examination of the Youngstown, Ohio, Sequence // Earth and Planet. Sci. Lett. 2014. V. 405. P. 274–280. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.033>
- Wu C., Meng X., Peng Z., Ben-Zion Y. Lack of spatiotemporal localization of foreshocks before the 1999 M_w 7.1 Düzce, Turkey, earthquake // Bulletin of the Seismological Society of America. 2014. V. 104. № 1. P. 560–566. <https://doi.org/10.1785/0120130140>

Analysis of Swarm Earthquakes on the Territory of the Elbrus Volcanic Center**Z. I. Dudarov^{1, *}, I. Yu. Dmitrieva^{2, **}, A. A. Sayapina^{2, **}, and S. S. Bagaeva^{2, **}**¹*Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Lenina prosp., 189, Obninsk, Kaluga Region, 249035 Russia*²*North Ossetian Branch of the Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences,
Markova str., 93a, Vladikavkaz, RSO-Alania, 362002 Russia***e-mail: zalim-dudar@yandex.ru****e-mail: sofgsras@gmail.com*

The paper presents the results of the analysis of swarm seismic events recorded in 2018 in the area of the Elbrus volcanic center by the North Caucasian seismological network of the FRC GS RAS. The standard method of station processing shows the hypocenters of recorded events in the area of the Elbrus volcanic center. The hypocenters of seismic events in swarm sequences were refined using the LOS software package, a complex combined location algorithm, methods of minimizing the time discrepancy in the source and grid search with depth enumeration. The described approach improves the reliability of location due to accounting for inaccuracies associated with incorrectly taken times of phase arrivals and minor deviations in travel times, depending on the velocity model of the medium used. According to the results of the study of the focal mechanisms of the strongest earthquakes, the type of movement was established, which is consistent with the kinematics of the Elbrus-Mineralnye Vody fault zone. Correlation analysis of the waveforms of the vertical component filtered in the frequency range of 1–10 Hz, including *P* and *S* waves, for the nearest station shows a high coincidence of the analyzed data (correlation coefficient $R \geq 0.85$), which indicates a high probability that events have similar sources and paths propagation of seismic waves. Comparison of the power spectral density of individual earthquakes in swarm sequences also demonstrates high similarity.

Keywords: seismic event, earthquake, swarm, Elbrus volcanic center, fault, Elbrus volcano

УДК 550.834

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ АЛТАЯ ПОСЛЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.

© 2023 г. А. Ф. Еманов^{a, *}, А. А. Еманов^{a, b, **}, А. В. Фатеев^{a, b, ***},
Е. В. Шевкунова^{a, ****}, Е. А. Гладышев^{a, *****}

^aАлтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба
Российской академии наук”, просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: Emanov@gs.nsc.ru

**e-mail: Alex@gs.nsc.ru

***e-mail: Fateev@gs.nsc.ru

****e-mail: Elenash@gs.nsc.ru

*****e-mail: Glagyshev@gs.nsc.ru

Поступила в редакцию 07.09.2022 г.

После доработки 29.08.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

Чуйское землетрясение 2003 г. оказало заметное влияние на сейсмичность всего Алтая. В статье представлены данные об изменении сейсмического режима Алтая с 2003 по 2021 гг. Показано, что в первые полгода после крупного землетрясения 2003 г. землетрясения происходят в эпицентральной зоне, а иные структуры Алтая асейсмичны. После 2009 г. формируются изменения как в ближней зоне, охватывающей смежные с эпицентром геологические структуры (удаления до 60–80 км от эпицентра главного события), такие как Айгулакский, Курайский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский хребты, так и в дальней зоне на удалениях до 250–450 км от эпицентра и в разных направлениях от него. После Айгулакского землетрясения 2019 г. сформировался афтершоковый процесс, обеспечивший смещение центра сейсмичности Алтая в одноименный хребет. Для многих структур Алтая, сейсмически активизировавшихся после Чуйского землетрясения, нет данных о крупных землетрясениях в историческом периоде как по сейсмологическим, так и по палеогеологическим данным. Объяснение развития сейсмичности вокруг очага Чуйского землетрясения в пространстве и с задержками по времени на годы может быть дано на основе влияния крупного землетрясения на среду с пластичностью. Отмечены известные нелинейные модели перспективные для дальнейших исследований вопроса о влиянии крупных землетрясений на эволюцию сейсмичности в геологических средах.

Ключевые слова: Чуйское землетрясение, Алтае-Саянская складчатая область, афтершоковый процесс, многослойная модель литосферы, сейсмические активизации

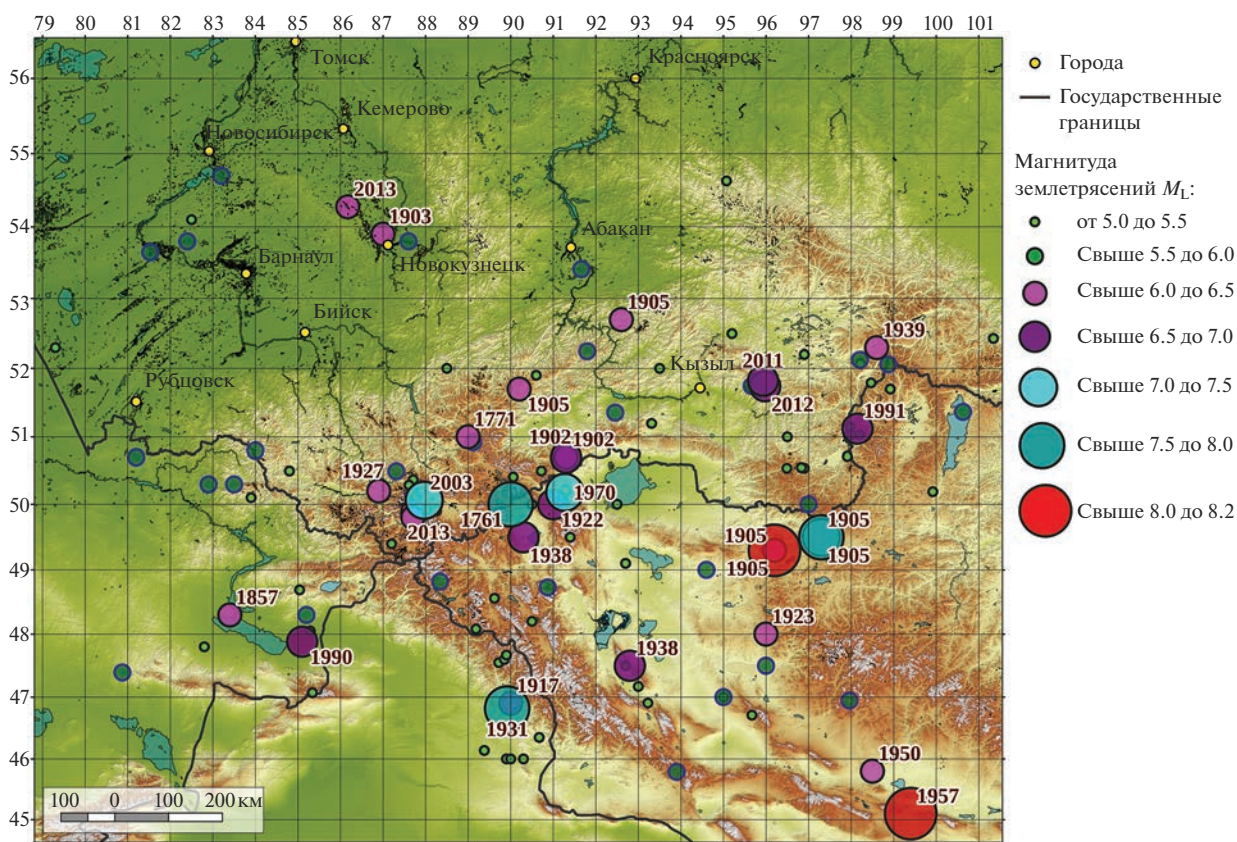
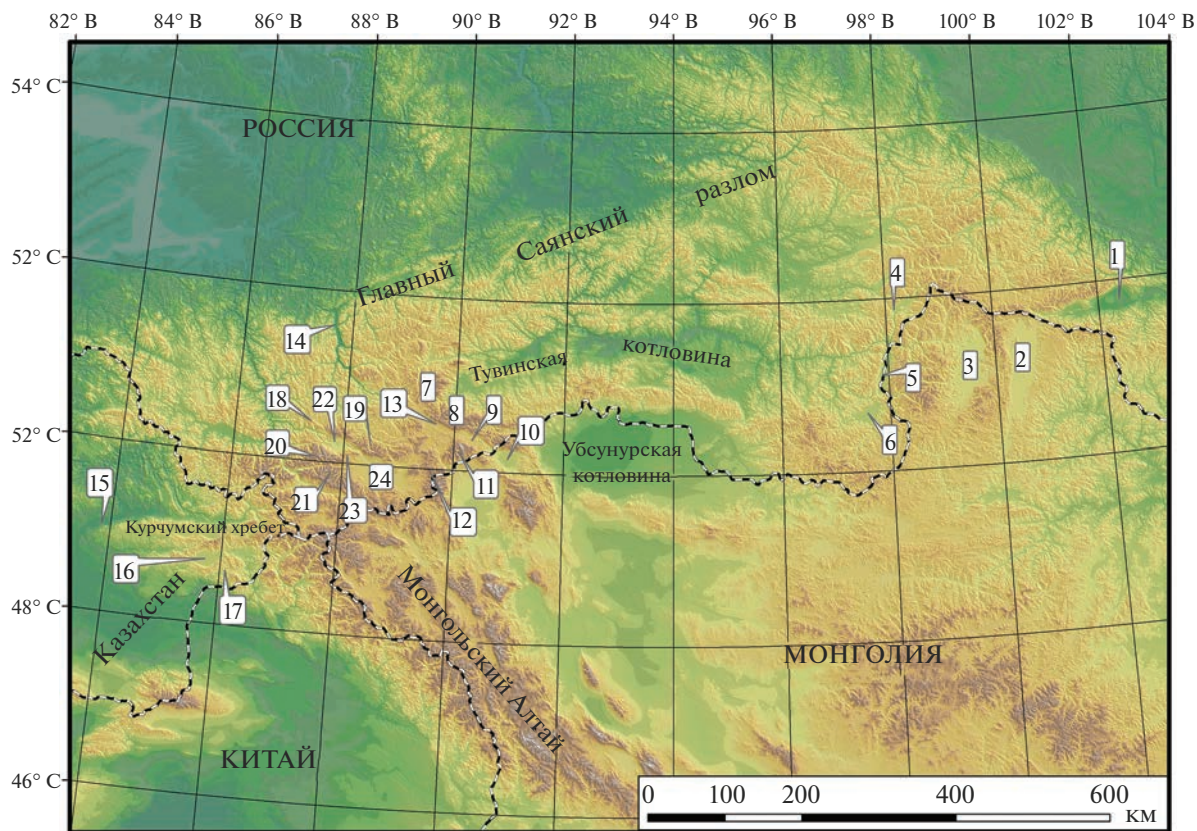
DOI: 10.31857/S0203030623700347, **EDN:** XJIRKL

ВВЕДЕНИЕ

Чуйское землетрясение 27.09.2003 г. с $M_s = 7.3$ произошло в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая, расположенной в центре сети станций Алтайского сейсмологического полигона [Еманов А.Ф. и др., 2003б] (рис. 1а). Исследования в эпицентральной зоне землетрясения позволили построить объемную структуру устойчиво активизированных разломов [Еманов А.Ф. и др., 2021в]. Экспериментальные работы как с использованием сети стационарных станций в Чуйско-Курайской зоне, так и с временными станциями проводились не только в начальный период [Гольдин и др.,

2004; Еманов А.А., Лескова, 2005; Арефьев и др., 2006], но и на протяжении уже почти двух десятилетий, начиная с 2002 г. [Еманов А.Ф. и др., 2018, 2021в]. По уровню сейсмичности Алтая к крупным землетрясениям мы относим события $M_L \geq 5.5$, которые сопровождаются сильной афтершоковой активностью.

В первом десятилетии XXI века афтершоковый процесс развивался как стабильная активизированная структура разломов [Еманов А.Ф. и др., 2021б]. Во втором десятилетии произошло изменение структуры сейсмичности Алтая [Еманов А.Ф. и др., 2017]. Сейсмически активизировались смежные с афтершоковой областью геологические



структуры и произошли крупные землетрясения, Южно-Чуйское с $M_L = 6.0$ и Айгулакское 2019 г. с $M_L = 5.5$, вызвавшие интенсивные афтершоковые процессы, изменившие структуру сейсмичности в Горном Алтае и в тектонических структурах, находящихся на удалении 250–350 км от эпицентра Чуйского землетрясения [Еманов А.Ф. и др., 2021в].

Детальные сейсмологические исследования на Алтайском сейсмологическом полигоне позволяют изучать вопросы изменения структуры сейсмичности после крупного землетрясения. Обычно после крупнейших землетрясений России временные сети сейсмических станций в эпицентральной зоне организовывались на короткий период, не превышающий двух лет [Арефьев, 2003; Шебалин, 1997]. Чуйское землетрясение 2003 г. является уникальным по длительности изучения афтершокового процесса и плотности сети станций [Арефьев и др., 2006; Еманов А.Ф. и др., 2003б, 2017, 2018]. Для периода 2003–2009 гг. структура афтершоковой области в виде сейсмически активизированных зон и разломов детально представлена в работах [Еманов А.А. и др., 2009; Еманов А.Ф. и др., 2021в, 2022]. Проведенные эксперименты позволяют анализировать не только изменения в афтершоковой активности, но и эволюцию сейсмичности Алтая в целом после Чуйского землетрясения.

Значимость влияния крупных землетрясений на параметры наклона графика повторяемости для Алтай-Саянской области в целом оценена в работе [Еманов А.А. и др., 2001; Еманов А.Ф. и др., 2021в]. В данной работе изучаются изменения сейсмичности в пространстве и времени и ее смещение от эпицентральной области Чуйского землетрясения к соседним структурам. Важный вопрос: как происходит затухание сейсмической активности в эпицентральной области? Этот вопрос интересен уже потому, что сейсмическая активность в районах крупных землетрясений Алтая длится годы и даже десятилетия [Еманов А.Ф. и др., 2006].

СЕЙСМИЧНОСТЬ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Вопрос эволюции сейсмичности не может быть рассмотрен без землетрясений, которые происходили на данной территории в историче-

ское время, а также землетрясений, изученным по палеосейсмогеологическим данным. На рис. 1б представлена карта эпицентров крупных землетрясений в Алтай-Саянской горной области. В основе исследований использовалась информация каталога землетрясений Алтай-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (АСФ ФИЦ ЕГС РАН), а также информация о крупных землетрясениях из публикаций [Жалковский и др., 1995; Хилько и др., 1985; Молнар и др., 1995; Джурик и др., 2009]. Наиболее крупные землетрясения происходили в Монголии и в приграничных районах Алтай-Саянской горной области. Чуйское землетрясение 2003 г. является крупнейшим землетрясением на Российской территории и крупнейшим землетрясением за время существования сети сейсмических станций в Алтай-Саянской горной области. На территории Монголии землетрясения с M более 8 фиксировались дважды — это Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г. и Болнайское землетрясение 1905 г. Оба землетрясения произошли на удалении в сотни км от Чуйского землетрясения. Выполнив анализ сейсмического режима Алтая и Саян, В.И. Уломов пришел к выводу [Уломов, 2005], что в данной горной системе существует недостаток в землетрясениях самых больших энергий. После Чуйского землетрясения 2003 г. в этой же работе был дан прогноз, что должно произойти еще одно землетрясение с $M = 8$ и одно с $M = 7$, без указания точного времени и места.

Из рис. 1б и рис. 2 видно, что в первой половине XX века происходили более крупные землетрясения, чем после 1957 г. Примером близких землетрясений как в пространстве, так и по времени являются Цэцэрлэгское 09.07.1905 г. с $M = 7.6$ и Болнайское 23.07.1905 г. с $M = 8.2$. Можно предполагать, что эти землетрясения и их афтершоки [Молнар и др., 1995] произошли в условиях взаимного влияния первого на возникновение второго. Более точно рассмотреть этот вопрос нет возможности из-за отсутствия в этот период достаточно плотной сети сейсмологических станций вблизи очаговой области. Из крупных землетрясений Алтай-Саянской области в период наличия региональной сети сейсмологических станций следует отметить: Урег-Нурское 1970 г. с $M = 7.0$, Бусингольское 1991 г. с $M = 6.5$, Зайсан-

Рис. 1. Структуры Алтай-Саянской горной области и крупные землетрясения.

а — географические обозначения района исследований. Цифрами обозначены элементы Байкальской рифтовой зоны (1 — Тункинская впадина, 2 — Хубсугульская впадина, 3 — Дархатская впадина, 4 — Белинская впадина, 5 — Бусингольская впадина, 6 — Терехольская впадина) и Алтай-Саянской горной области (7 — Шапшальский хребет, 8 — хребет Чаган-Шибету, 9 — Каргинская впадина, 10 — Урэгнурская впадина, 11 — горный массив Монгун-Тайга, 12 — хребет Чихачева, 13 — Джулукульская впадина, 14 — Телецкое озеро, 15 — Бухтарминское водохранилище, 16 — озеро Маркаколь, 17 — хребет Азутау), в том числе Чуйско-Курайской зоны (18 — Айгулакский хребет, 19 — Курайский хребет, 20 — Северо-Чуйский хребет, 21 — Южно-Чуйский хребет, 22 — Курайская впадина, 23 — Чаган-Узунский блок, 24 — Чуйская впадина); б — карта крупных землетрясений Алтай-Саянской горной области с $M \geq 5$ с 1736 по 2020 гг.

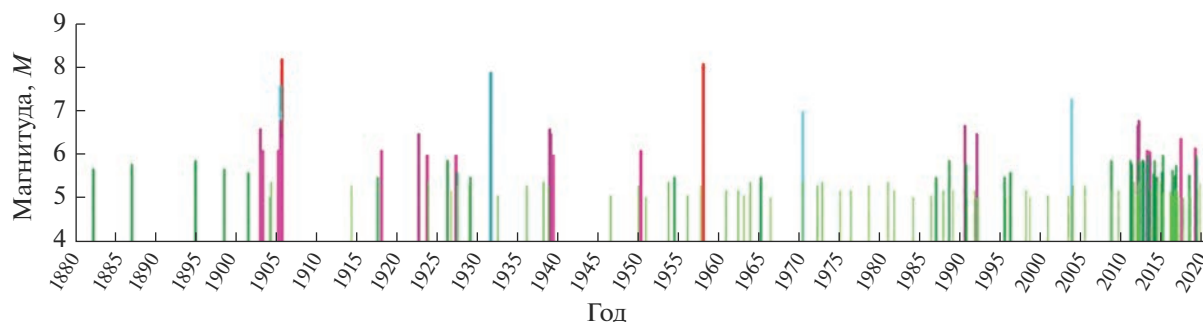


Рис. 2. Развитие во времени сейсмического процесса в Алтае-Саянской горной области с 1880 по 2020 гг. (землетрясения с $M \geq 5$).

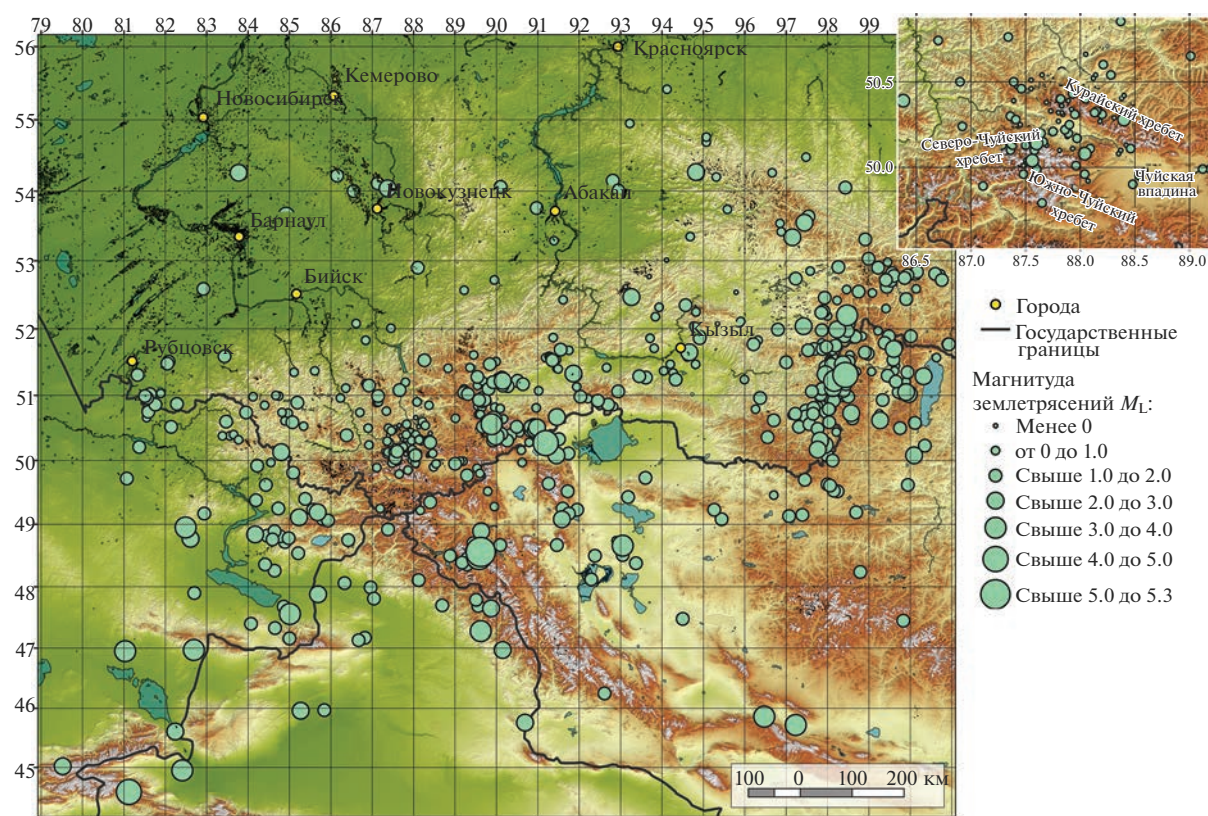


Рис. 3. Карта землетрясений Алтае-Саянской горной области перед Чуйским землетрясением за период с 01.01.2003 г. по 11:33 UTC 27 сентября 2003 г.

ское 1990 г. с $M = 6.9$, Чуйское 2003 г. с $M = 7.3$, Тувинские землетрясения 2011 г. с $M = 6.7$ и 2012 г. с $M = 6.8$. После этих землетрясений формировались интенсивные афтершоковые процессы, позволявшие получать информацию о тектонических процессах в эпицентральных областях крупнейших землетрясений [Еманов А.Ф. и др., 2006, 2014].

Развитие сейсмичности во времени показано на рис. 2. В целом в Алтае-Саянской горной области крупные землетрясения происходят с интер-

валом в приблизительно 15–20 лет. Землетрясения с магнитудой около 8 здесь не происходили с 1957 г., а в первой половине XX века они наблюдались с интервалом около 30 лет.

Чтобы понять влияние крупного землетрясения на изменение сейсмичности в пространстве и времени, рассмотрим карты эпицентров землетрясений до (рис. 3) и сразу после (рис. 4) Чуйского землетрясения в 2003 г. На карте землетрясений перед Чуйским землетрясением (см. рис. 3) сейсмичность распределена по территории всей

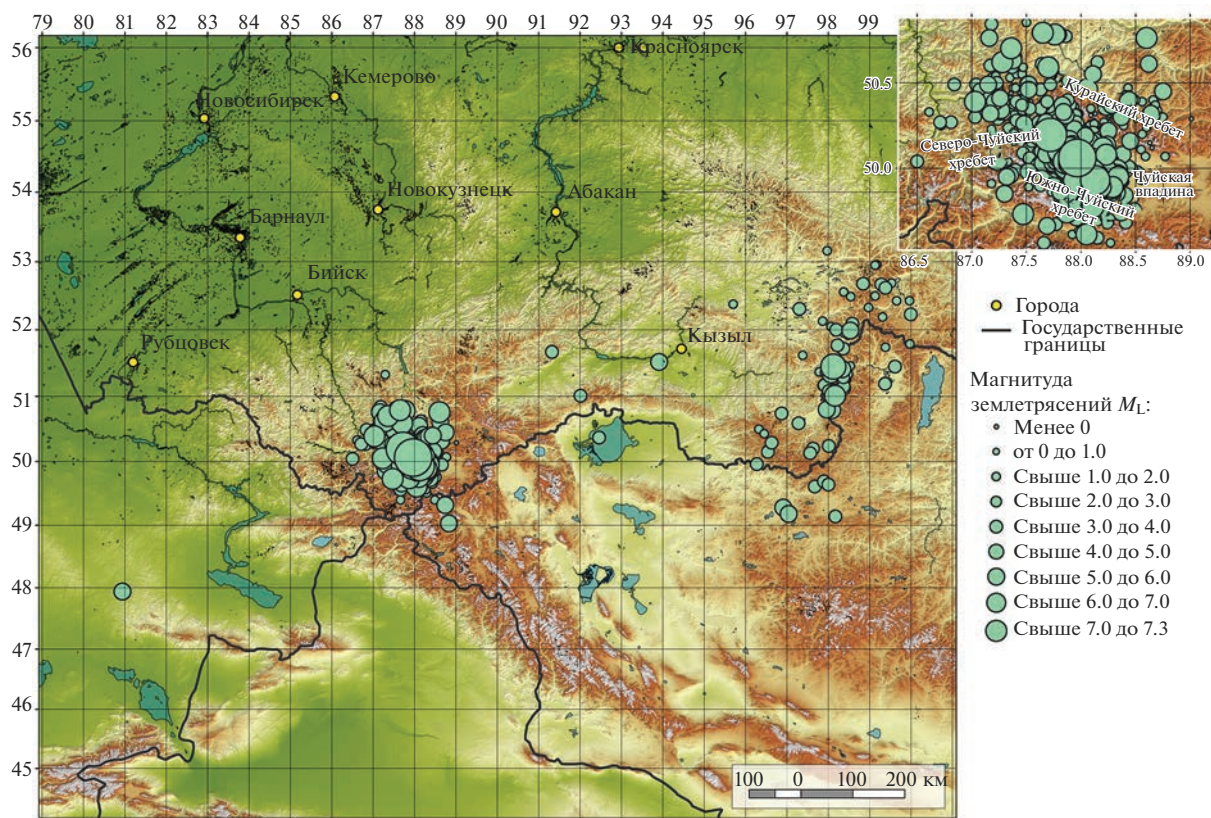


Рис. 4. Карта землетрясений Алтае-Саянской горной области после Чуйского землетрясения за период с 11:33 UTC 27 сентября 2003 г. по 31 декабря 2003 г.

Алтае-Саянской горной области, многие структуры являются областями повышенной сейсмичности. Высоко сейсмичны зоны на восточной окраине Алтае-Саянской горной области: Белино-Бусингольская зона, а также Дархатская впадина (см. рис. 1а). Достаточно высокий уровень сейсмической активности традиционно наблюдается в западном горном обрамлении Тувинской котловины и Убсунурской впадины [Еманов А.Ф. и др., 2005], включая эпицентральной зону Урег-Нурского землетрясения. В 2003 г. перед Чуйским землетрясением в Монгольском Алтае и в районе западной границы Алтая происходили более сильные землетрясения, чем в эпицентральной зоне готовящегося Чуйского землетрясения.

В Чуйско-Курайской зоне в это время происходили только слабые землетрясения с магнитудами менее $M_L = 3.0$. Слабая сейсмичность отмечена на удалениях в десятки км от будущего очага (см. рис. 3, врезка).

На рис. 4 представлены эпицентры землетрясений за 2003 г. после Чуйского землетрясения. Сильный афтершоковый процесс сочетается с отсутствием землетрясений в Алтае-Саянской горной области. Сейсмическая активность сохранилась только на границе Алтае-Саянской горной области

с западным окончанием системы рифтовых впадин Байкальской рифтовой зоны. Это впадины — Бусингольская, Белинская, Тере-Хольская и Дархатская. Влияние крупного Чуйского землетрясения на изменение в сейсмическом процессе всей горной области не вызывает сомнения.

В период до 2008 г. афтершоковый процесс Чуйского землетрясения и по количеству событий, и по их энергии превосходил сейсмичность остальных структур Алтае-Саянской горной области [Еманов А.А. и др., 2009; Еманов А.Ф. и др., 2021в]. Второе десятилетие XXI века характеризуется возрастанием уровня сейсмичности Алтае-Саянской области относительно афтершоковой области Чуйского землетрясения.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ В СТРУКТУРАХ, СМЕЖНЫХ С ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТЬЮ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.

Ярче всего изменения сейсмического процесса Алтае-Саянской области выразилось в повышении сейсмической активности в смежных с афтершоковой областью геологических структурах [Еманов А.Ф. и др., 2017, 2021а, 2021в]. На рис. 5

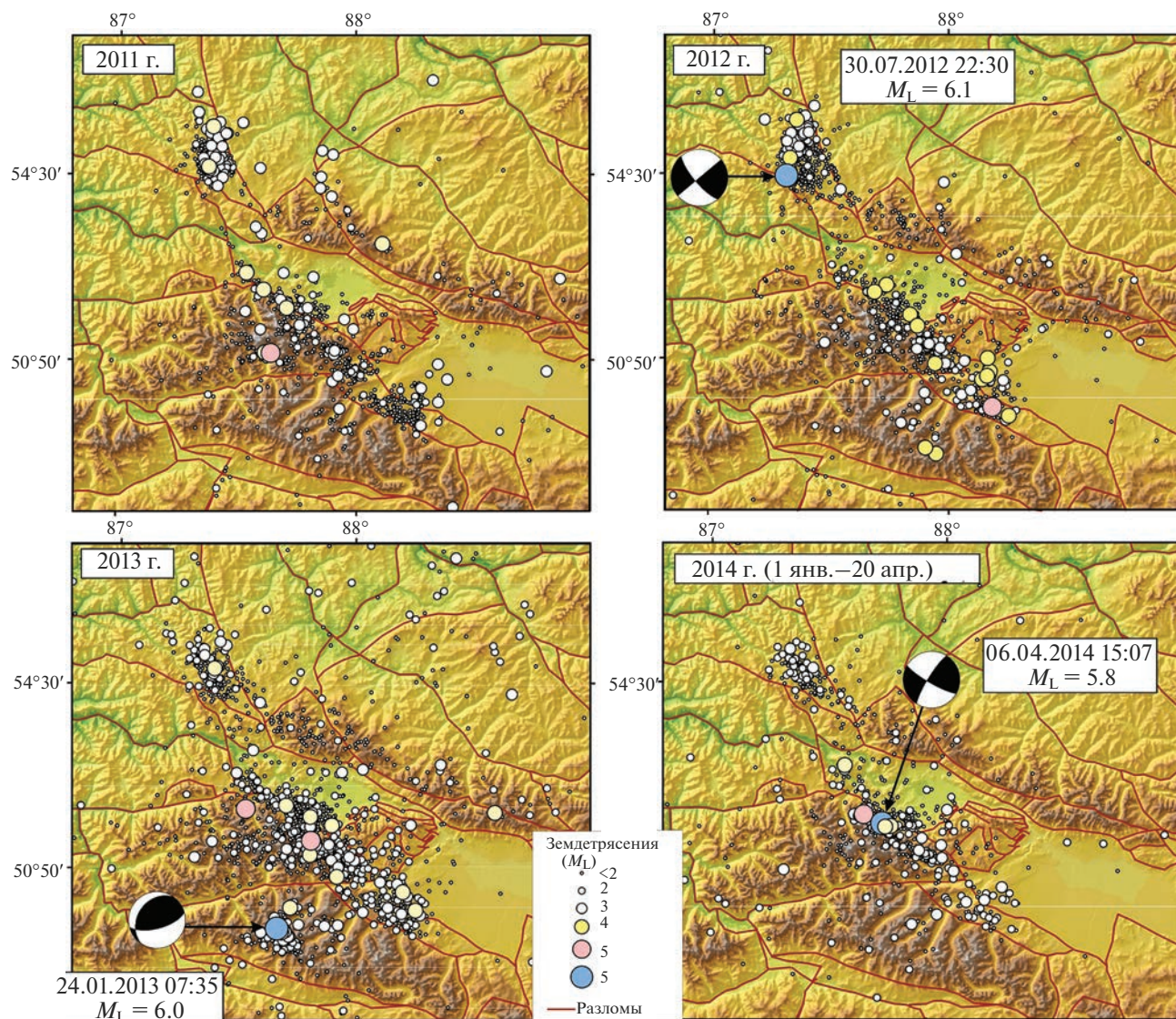


Рис. 5. Развитие активизаций в смежных с афтершоковой областью структурах.

представлены карты землетрясений Чуйско-Курайской зоны в период активизации смежных с эпицентральной областью геологических структур.

Афтершоковый процесс со стабильными характеристиками до 2010 г. охватывал линейную зону с небольшими пространственными изменениями. Более детально с объемной структурой сейсмичности этого периода можно познакомиться в работе [Еманов А.Ф. и др., 2021б].

Начиная с 2011 г. структура сейсмичности в ближней зоне от афтершоковой области заметно изменяется (см. рис. 5). В 2011 г. эпицентральной зона Чуйского землетрясения проявляет себя только землетрясениями с $M_L \leq 2$ (см. рис. 5). Лишь три землетрясения с $M_L \geq 4$ произошли на северо-западном окончании афтершоковой области, при этом в 2011 г. отмечаются новые активизации еще севернее.

Локальная активизация отмечается в Айгулакском хребте, развитие сейсмичности начинается в Курайском хребте в виде небольшого количества слабых землетрясений. Курайский хребет многие годы до Чуйского землетрясения проявлял себя как наиболее сейсмически активная структура Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая. В это же время землетрясения происходят в Северо-Чуйском и Южно-Чуйском хребтах, и в целом наблюдается распространение проявлений сейсмичности в смежные с эпицентральной областью геологические структуры. В 2012 г. отмеченный процесс продолжается, 30.07.2012 г. происходит Айгулакское землетрясение с $M_L = 6.1$. Землетрясение относится к той же активизации, что и в 2011 г. В 2013 г. пространственные закономерности активизации

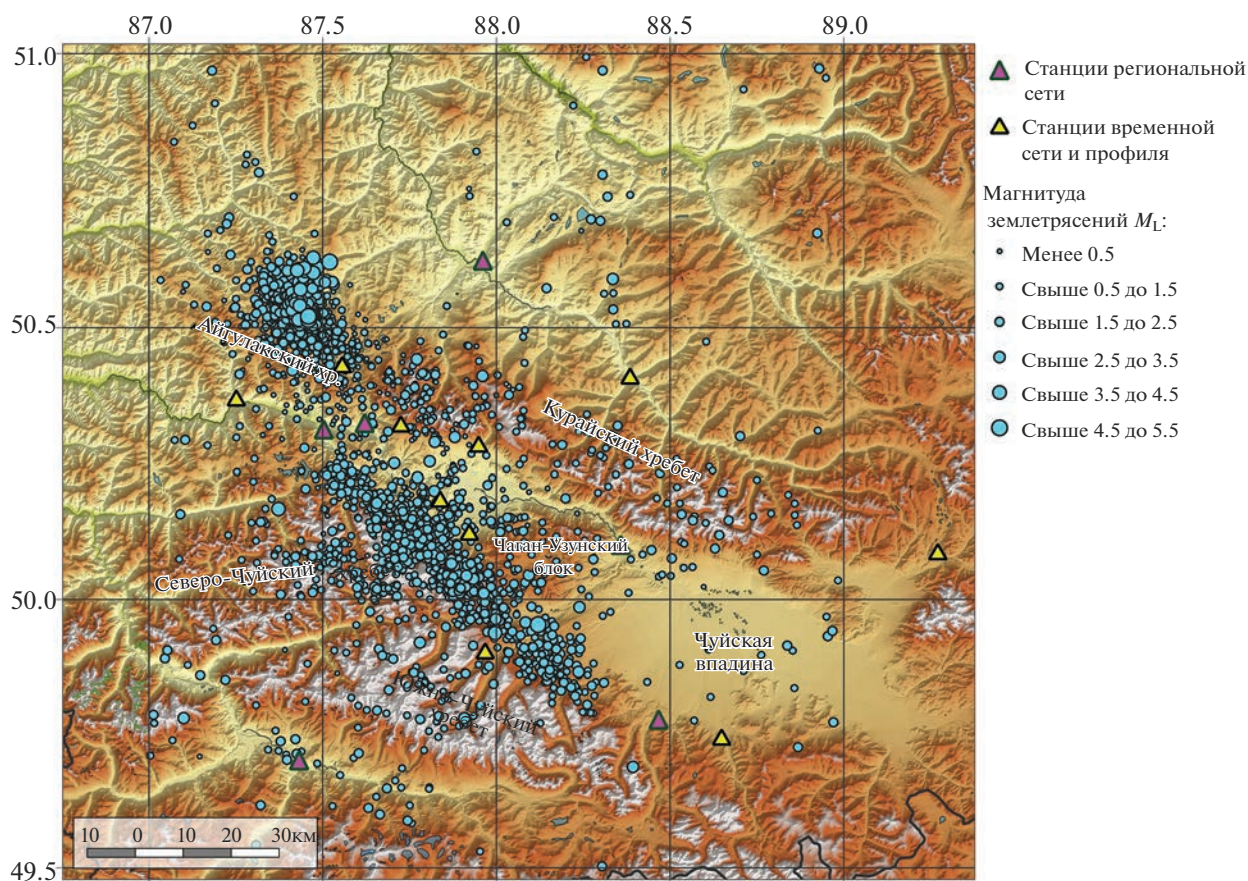


Рис. 6. Карта эпицентров землетрясений в Чуйско-Курайской зоне Алтая в 2019 г.

смежных структур сохраняются с отличием по энергии землетрясений. Крупнейшее в этот период Южно-Чуйское землетрясение с $M_L = 6.0$ вызвало небольшой по площади и времени афтершоковый процесс.

В 2014 г. сильное землетрясение с $M_L = 5.8$ произошло в афтершоковой области Чуйского землетрясения 2003 г. Смежные структуры в этот год отмечены более слабыми землетрясениями.

В последующие годы сейсмическая активность в смежных с эпицентральной областью структурах оставалась на достигнутом уровне до 2019 г., когда 13.09.2019 г. произошли Айгулакские землетрясения в 01:29 UTC с $M_L = 5.5$ и в 04:29 UTC с $M_L = 5.2$, за которыми последовал мощный афтершоковый процесс.

В районе Айгулакских землетрясений (рис. 6) только до конца 2019 г. было зафиксировано около 2500 землетрясений, в том числе 5 землетрясений в диапазоне магнитуд $4 < M_L < 5$. В 2020 г. количество афтершоков достигло 4000.

Наряду с зоной сейсмической активности на севере Айгулакского хребта продолжается афтершоковый процесс в зоне Чуйского землетрясения.

Здесь произошло около 1500 землетрясений. Максимальное по энергии землетрясение с $M_L = 4.9$ здесь было зафиксировано 14 июня 2020 г. В этот период афтершоковая область Чуйского землетрясения уступила доминирование по количеству и энергии землетрясений в Чуйско-Курайской зоне, которое перешло в локальную зону на севере Айгулакского хребта.

Следует отметить, что Айгулакское землетрясение 2012 г. с $M_L = 6.1$ не вызвало столь сильного афтершокового процесса, как при Айгулакских землетрясениях 2019 г. с $M_L = 5.5$ и $M_L = 5.2$, произошедших в один день друг за другом. Все три Айгулакских землетрясения произошли практически в одном месте. Другой особенностью являются относительно малые размеры сейсмически активизированной зоны, которая концентрируется в области около 10 км в диаметре.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ В ДАЛЬНЕЙ ЗОНЕ ОТ ЭПИЦЕНТРА ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.

В сейсмичности структур, удаленных от эпицентра Чуйского землетрясения на 200–450 км,

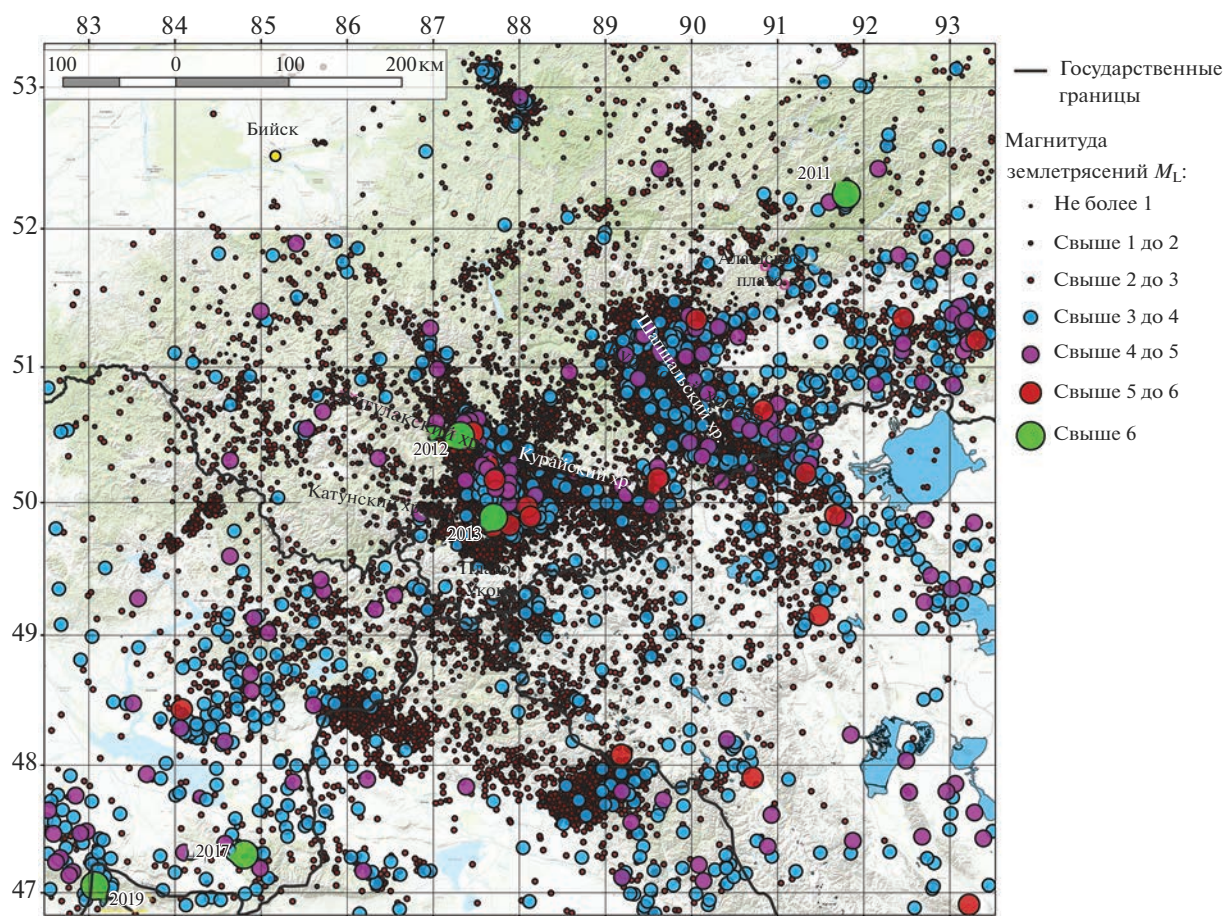


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений Алтая с 2010 по 2021 гг.

изменения во времени были описаны в работе [Еманов А.Ф. и др., 2021в]. В данной работе более детально рассматриваются эволюционные изменения сейсмичности с целью дальнейшего сравнения с зонами, где уже происходили крупные землетрясения.

На рис. 7 представлена карта эпицентров землетрясений на расстоянии до 400 км от эпицентра Чуйского землетрясения 2003 г. В период с 2010 по 2021 гг. землетрясения на Алтае группируются по геологическим структурам. Из дальнего окружения Чуйского землетрясения (250–350 км) самым активным является район Шапшальского хребта, а также район эпицентра Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. с $M = 7.0$. Землетрясения в виде локальных активизированных участков группируются в Монгольском Алтае и вдоль северо-западной границы Алтая. В Айгулакском хребте кроме локальной активизированной зоны на юге хребта мы наблюдаем цепь землетрясений, вытягивающуюся от Айгулакского хребта и вдоль Сумультинского хребта на северо-запад. Интересным является формирование линейной цепи землетрясений, проявляющейся на фоне слабосейсмичной части

Алтае-Саянской горной области с северо-востока на юго-запад. Отмеченная цепочка идет вдоль Главного Саянского разлома в Западном Саяне, выходит в район изгиба оз. Телецкое и далее, пересекая в крест горные структуры Горного Алтая, и продолжается вплоть до Бухтарминского водохранилища в Казахстане.

Следует отметить, что для северо-западного окончания Алтая характерным является присутствие хаотически разбросанных очагов землетрясений. В целом сейсмичность Алтая выглядит как ряд активизированных структур, расположенных на примерно равном расстоянии от эпицентра Чуйского землетрясения.

Для более детального рассмотрения сейсмичности Алтая мы рассмотрим еще два варианта ее представления. Во-первых, карта плотности очагов без учета их энергии и, во-вторых, карта суммарной выделившейся сейсмической энергии.

Карта плотности землетрясений, для каждой точки которой вычисляется количество землетрясений в окрестности с радиусом 0.1° , представлена на рис. 8. Наиболее крупные землетрясения имеют очаг, превышающий размеры вы-

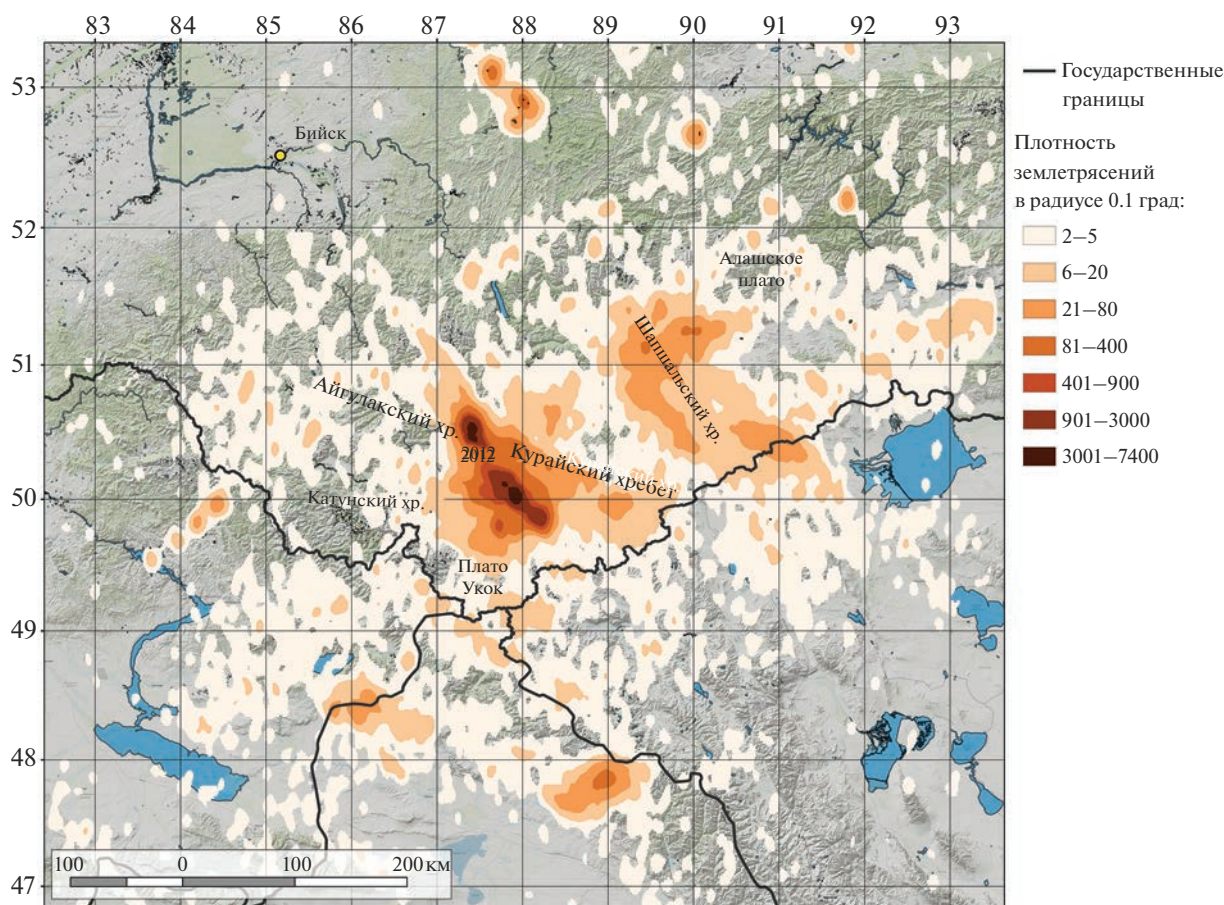


Рис. 8. Карта плотности землетрясений Алтая в 2010–2021 гг.

бранной площадки, но они будут относиться к площадке с координатами начала разрыва. В данном случае изучается сейсмическая активность по числу зарегистрированных землетрясений на единице площади, а не энергетические характеристики среды. На карте плотности землетрясений хорошо видны два уровня сейсмической активизации вокруг эпицентральной зоны Чуйского землетрясения. Первый уровень – активизация смежных структур, второй – активизация структур на удалениях до 250–300 км от эпицентра.

На карте плотности (см. рис. 8) выделяется линейная афтершоковая зона Чуйского землетрясения, а чуть севернее эпицентральной зона Айгулакских землетрясений. По плотности очагов выделяется некоторое развитие процесса с углублением в Южно-Чуйский и Северо-Чуйский хребты. К ближней зоне развития сейсмичности от Чуйского землетрясения следует отметить вытянутую вдоль Айгулакского хребта в северо-западном направлении почти линейную структуру. Со стороны Курайского хребта с юга и с севера развиваются области повышенной плотности землетрясений в сторону Шапшальского хребта. Можно

полагать, что миграция сейсмичности в сторону смежных структур не завершена.

Возврат к повышению сейсмической активности в районе Шапшальского хребта вполне уязвляется с высокой фоновой активностью данной зоны в период до Чуйского землетрясения [Еманов А.Ф. и др., 2005]. Вызывает интерес повышенная плотность землетрясений в Монгольском Алтае в локальной зоне с координатами около 47.8° с.ш. и 89° в.д., а также на границе Казахстана и Китая. Кроме того, по плотности очагов уверенно просматривается линия от Большого Саянского разлома через оз. Телецкое к Бухтарминскому водохранилищу (см. рис. 8).

На рис. 9 сейсмичность вокруг очага Чуйского землетрясения выражена в виде кольцеобразных структур двух уровней. Сейсмическая активизация смежных структур на удалении до 100 км от очага Чуйского землетрясения (первый уровень) окружена зоной второго уровня, состоящей из активизированных структур на удалениях 150–290 км. Как мы видим на рис. 9, имеется внутреннее хаотическое наполнение землетрясениями пространства между двумя уровнями активизации.

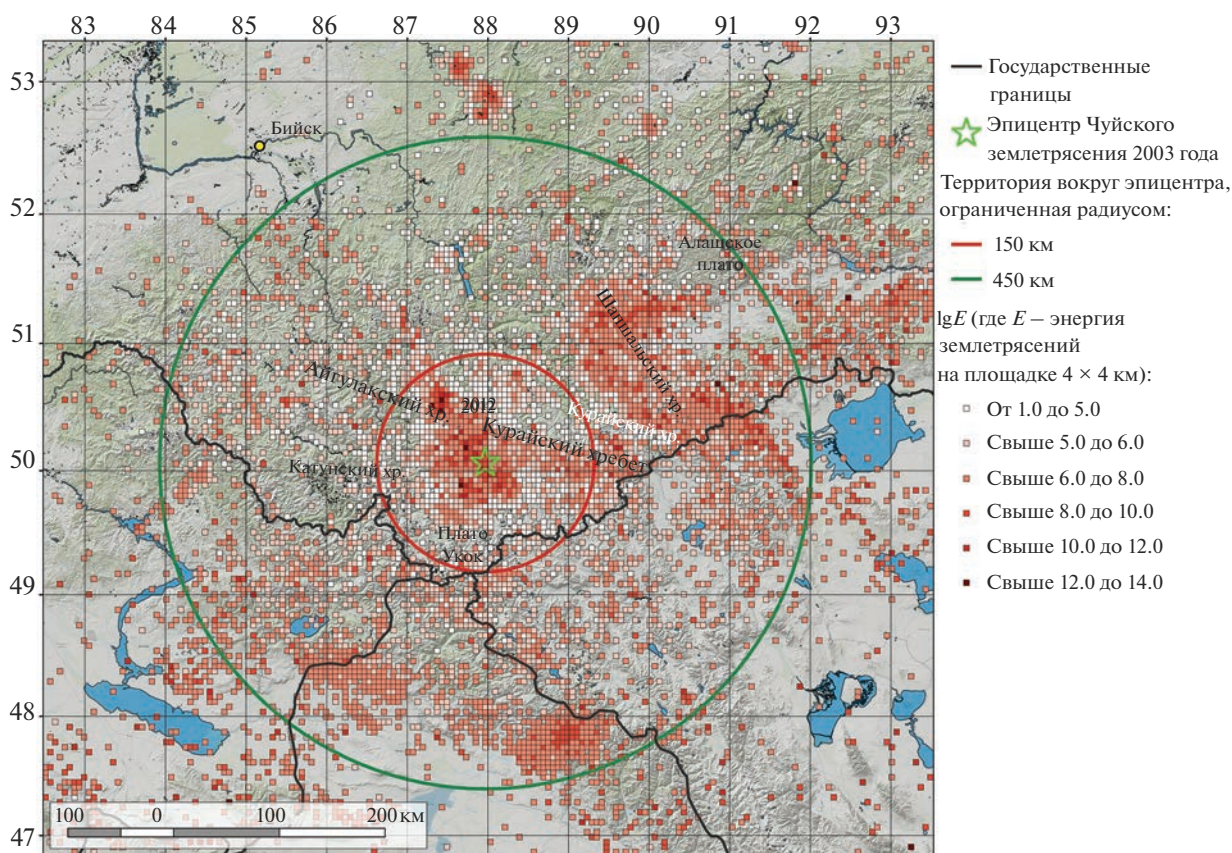


Рис. 9. Карта плотности выделившейся сейсмической энергии в 2010–2021 гг.

Согласно исследованиям для Алтае-Саянской горной области, крупные землетрясения с магнитудой 7 и более в одних и тех же местах повторяются через сотни и тысячи лет [Молнар и др., 1995; Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин и др., 2008; Рогожин, 2019; Уломов, 2005; Хилько и др., 1985]. Одновременно с этим землетрясения с магнитудами около 7 происходят с интервалом в десятки лет друг за другом в разных геологических структурах, слагающих рассматриваемый регион [Жалковский и др., 1995; Еманов А.Ф. и др., 2006, 2021в]. Сейсмические активизации геологических структур после крупных землетрясений в Алтае-Саянской горной области продолжают годы и десятилетия [Еманов А.Ф. и др., 2006]. Усиление сейсмичности эпицентральных областей часто выходит за рамки привычного афтершокового процесса. Примером является Чуйское землетрясение, при котором активизируются смежные структуры, первоначально не имевшие отношение к эпицентральной области. В условиях Алтае-Саянской горной области каждое крупное землетрясение происходит на фоне измененной сейсмической активности региона после ранее произошедших крупных землетрясений.

Эпицентры землетрясений с магнитудой более 5 инструментального и исторического периода представлены на рис. 16. Существенным дополнением к сейсмичности Алтая служат морфотектонические и палеосейсмологические данные о землетрясениях прошлого [Рогожин, Платонова, 2002; Новиков, 2004; Новиков и др., 2008; Деев и др., 2012, 2013, 2015, 2017; Деев, 2019; Агатова, Непоп, 2009; Овсяченко и др., 2015; Татевосян и др., 2012].

ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ АЛТАЯ, СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВИЗИРОВАННЫЕ ЧУЙСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ, И КРУПНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ИХ ИСТОРИИ

Рассмотрим сформировавшиеся в последнее десятилетие локальные сейсмически активизированные структуры совместно с данными об известных крупных землетрясениях на их территории.

Курайский хребет (см. рис. 1а, б) за инструментальный период до Чуйского землетрясения характеризовался повышенным уровнем землетрясений малых энергий и отсутствием землетрясений с магнитудами более 4. В период после

Чуйского землетрясения до 2010 г. в Курайском хребте землетрясений практически не происходило. Повышение сейсмической активности с 2011 по 2012 гг. можно назвать восстановлением сейсмического режима до прежнего уровня с отсутствием крупных землетрясений. В соответствии с рис. 1б для этой геологической структуры нет сведений о крупных землетрясениях. Палеосейсмологические исследования в Курайском хребте [Рогожин, Платонова, 2002; Деев и др., 2017; Деев, 2019] выявили поверхностные разрывы, образовавшиеся в зонах палеоземлетрясений с возрастом около 6500, 5800, 3200, 1300 лет назад с $M = 6.7–7.6$. Хотя за историческое время в районе Курайского хребта не было землетрясений с магнитудой более 6, в прошлом они происходили с повторяемостью от 700 до 2600 лет. Таким образом, крупные землетрясения в этой структуре вполне возможны в будущем.

Айгулакский хребет (см. рис. 6) сейсмически активизировался после Чуйского землетрясения; наиболее сильные землетрясения на данный момент достигают $M_L = 6.1$. Ввиду труднодоступности и залесенности, данные о палеоземлетрясениях данной структуры отсутствуют.

Северо-Чуйский хребет (см. рис. 6) характеризует сейсмическая активизация, сформировавшаяся как ответвление в сторону хребта от афтершокового процесса Чуйского землетрясения. Крупных землетрясений в районе хребта не зафиксировано. Публикаций по исследованиям палеоземлетрясений в данном районе нет, что объясняется труднодоступностью местности.

Южно-Чуйский хребет (см. рис. 5, 6) сейсмически активизирован с сильным запаздыванием после Чуйского землетрясения. При этом крупнейшее землетрясение данной структуры, Южно-Чуйское в 2013 г. с $M_L = 6.0$, сопровождалось собственным афтершоковым процессом. Известны палеодислокации на западной границе хребта вдоль Джазаторской впадины [Рогожин, Платонова, 2002], свидетельствующие о неоднократно имевших место крупных землетрясениях с магнитудами 6.0–6.5.

Из наиболее сейсмически активных (см. рис. 7, 8, 9), восстановивших свой режим удаленных зон, является **район западной Тувы**, представляющий из себя в морфотектоническом отношении единый объект – тектоническую депрессию рампового типа [Овсюченко, Бутанаев, 2016], включающую в себя хребты Шапшальский и Цаган-Шибету и отделенные от них Джулукульской и Каргинской впадинами горный массив Монгун-Тайга и хребет Чихачёва, а также прилегающую с востока Урэнгурскую впадину (см. рис. 1а). Шапшальский хребет всегда отличался повышенной сейсмичностью с большим количеством землетрясений с магнитудами 4–5, но крупных землетрясений в районе

данного хребта за инструментальный период не происходило. Детальных исследований по обнаружению и изучению сеймотектонических депрессий, возникших при крупных землетрясениях, не проводилось. Сеймотектонические исследования рельефа [Овсюченко, Бутанаев, 2016] показали наличие форм рельефа тектонического происхождения; упоминается землетрясение 1771 г. на севере Шапшальского хребта с $M \geq 6$. Самое известное землетрясение в системе рассматриваемого объекта – Урэг-Нурское землетрясение 1970 г. с $M = 7.0$ [Еманов А.Ф. и др., 2012], до которого в этой же зоне в 1922 г. произошло землетрясение с $M = 6.5$, точного описания для которого не сделано [Овсюченко, Бутанаев, 2016].

Эпицентральная зона Монгольского землетрясения 1761 г. с $M = 8.3$ с координатами 47.5° с.ш. и 91.8° в.д., произошедшего вблизи границы Монголии и России [Молнар и др., 1995], отмечается в сейсмичности после Чуйского землетрясения как вытянутая зона с повышенной плотностью землетрясений с магнитудами до 4. Чуть южнее в этой зоне в 1938 г. произошло Ачитнурское землетрясение с $M = 6.5$ и координатами эпицентра 49.5° с.ш., 90.3° в.д. Этот район не выражен повышенной сейсмичностью (см. рис. 1а, 7, 8).

Зона на расстоянии порядка 400 км от эпицентра Чуйского землетрясения в **Монгольском Алтае** выделяется на карте плотности очагов (см. рис. 8) с координатами 47.8° с.ш. и 89.0° в.д. От этой зоны наблюдается развитие сейсмичности, эпицентры которой широкой полосой пересекают Монгольский Алтай. Повышенная плотность землетрясений наблюдается в районе западной границы Монгольского Алтая. Крупные землетрясения в данной зоне не фиксировались. Эпицентр Монголо-Алтайского землетрясения 1931 г. с $M = 8.0$ (см. рис. 1а) расположен значительно южнее, и его эпицентральная зона в данный момент сейсмически не активна.

Повышенная сейсмическая активность наблюдается к югу от **оз. Маркаколь** (см. рис. 1а, 7, 8, 9). Озеро расположено в межгорной котловине между хребтами Курчумским и Азутау. В данном районе крупные землетрясения никогда не происходили.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Чуйское землетрясение 2003 г. значимо повлияло на сейсмичность структур Алтае-Саянской горной области. С 2010 г. протекает этап постепенной активизации Алтая, но структура сейсмичности в значительной степени отличается от наблюдаемой до Чуйского землетрясения.

В геологических масштабах влияние коллизии Индийской плиты [Molnar, Tapponnier, 1975] рассматривается как эффект домино, когда воздей-

ствие передается от одной геологической структуры другой с некоторой задержкой [Буслов и др., 2013; Буслов, 2014, 2020; Ветров и др., 2016]. Результаты данной работы показывают, что на более коротких интервалах времени тектонический процесс является более сложным, поскольку развитие сейсмичности после Чуйского землетрясения не совсем укладывается в модель последовательной однонаправленной передачи напряженного состояния геологических структур от индоевразийской коллизии.

Физика очага тектонического землетрясения на разломе — давно развиваемое направление сейсмологии [Костров, 1975; Шерман, 2014; Кузьмин, 2012; Гольдин, Кучай, 2008; Кочарян, 2016]. Рассмотрение эволюции сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г., неизбежно приводит к вопросу: каким образом происходят изменения напряженного состояния вне активизированной системы связанных друг с другом разломов?

Чуйское землетрясение 2003 г. вызвало сейсмические активизации в смежных структурах: в Айгулакском, Южно-Чуйском и Северо-Чуйском хребтах. Повышение сейсмической активности в этих структурах произошло с запаздыванием на годы, а сейсмический процесс в Айгулакском хребте, ставший доминирующим в Горном Алтае, сформировался практически через полтора десятилетия после Чуйского землетрясения.

Локальные сейсмические активизации в дальней зоне начинают формироваться через восемь—десять лет после Чуйского землетрясения. Частично эти сейсмические активизации происходят в районах, в которых не было сильных землетрясений. Небольшие изменения в уровне сейсмичности в северном направлении от Чуйско-Курайской зоны настораживают потому, что там в прошлом происходили достаточно крупные землетрясения с магнитудой ≥ 6 [Деев, 2019], а в историческое время таковых еще не было.

Механизмы передачи напряженного состояния в блочной среде [Садовский, Писаренко, 1991] рассматривались многими исследователями [Гольдин, 2004; Кузьмин, 2020; Леонов, 2012, 2016; Наймарк, 2008; Николаевский, 2008; Ребецкий, 2015; Ребецкий, Лермонтова, 2018]. Одним из развиваемых объяснений изменения напряженного состояния в пространстве после разрядки напряжений является вращение (шевеление) блоков земной коры в блочной структуре при крупном землетрясении. Другим объяснением является двухслойная и даже многослойная модель тектонической расслоенности земной коры [Лобковский, 1988; Шерман, 2014; Трифонов, 2017; Ребецкий, Лермонтова, 2018]. Для последней модели высказана интересная гипотеза [Шерман, 2014], что крупное землетрясение не ограничива-

ется воздействием на хрупкую часть земной коры, где концентрируются разрывы и афтершоки. Оно также приводит к пластическим дислокациям на глубинах, которые в замедленном режиме могут релаксировать и вызывать изменения во времени напряженного состояния среды. Согласно двух-уровневой (многоуровневой) модели среды деформация литосферы после крупных землетрясений протекает на разных уровнях не одинаково и изменение напряженного состояния в пространстве и времени происходит с разной скоростью. Такой взгляд на модель земной коры позволяет объяснить запаздывание сейсмических активизаций земной коры в ближней и дальней зонах от эпицентра Чуйского землетрясения.

Разрабатывается и еще один вариант объяснения медленных изменений в средах при деформационных процессах [Макаров, 2007, 2008; Зуев, Хон, 2021; Хон, Зуев, 2021], согласно которому упругая среда при медленных деформационных процессах ведет себя как пластичная. В этом случае значительную роль в развитии сейсмичности могут играть процессы самоорганизации.

На данный момент обнаружены и изучены пространственно-временные изменения в сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г., физика этих изменений пока дискуссионна.

ВЫВОДЫ

Чуйское землетрясение 2003 г., сопровождавшееся сильнейшим афтершоковым процессом в эпицентральной области (десятки тысяч афтершоков), сопровождалось значимым ослаблением сейсмичности других структур Алтае-Саянской горной области как минимум на полгода.

Доминирование афтершокового процесса в Чуйско-Курайской зоне над сейсмичностью Алтая продолжалось до 2008 г. После 2009 г. началось формирование повышенной сейсмической активности в смежных геологических структурах: Южно-Чуйский, Северо-Чуйский, Курайский, Айгулакский хребты, а после 2019 г. наиболее сейсмически активной структурой Алтая стала эпицентральной зона Айгулакского землетрясения с длительным и интенсивным афтершоковым процессом.

С 2010 по 2021 гг. происходило значительное повышение сейсмической активности некоторых структур на удалении 200—400 км от эпицентра Чуйского землетрясения в разных направлениях от него. Сейсмически активизируются районы дальнего влияния крупного землетрясения на сейсмичность Алтая, и происходит это через 10—15 лет после Чуйского землетрясения.

Для сейсмически активизированных структур в большинстве случаев нет информации о круп-

ных землетрясениях в инструментальный период изучения сейсмичности Алтая (с 1963 г.).

Из палеосейсмогеологических исследований [Рогожин, Платонова, 2002; Деев, 2019] известны следы крупных землетрясений в смежных с эпицентральной зоной Чуйского землетрясения геологических блоках.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” по проекту № 075-00576-21 с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rg.ru/usu/507436/>) и Института нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН по проекту № 0331-2019-0006 и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.Р., Непон Р.К. Оценка вклада афтершокового процесса сильных землетрясений в сейсмогравитационную денудацию (на примере Чуйского землетрясения 2003 года) // Геоморфология. 2009. № 4. С. 53–63.
- Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 375 с.
- Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 10. С. 65–80.
- Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
- Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 641–665.
- Буслов М.М. Строение и эволюция Центрально-Азиатского горного пояса в кайнозое: эффект дальнего тектонического воздействия от Индо-Евразийской коллизии // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы III тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 111–115.
- Ветров Е.В., Буслов М.М., де Граве И. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем Мезозое–Кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 125–142.
- Гольдин С.В., Селезнёв В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 4. С. 534–536.
- Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 1. С. 37–54.
- Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмоструктурные деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 5–13.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородавский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины Нижней Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1154–1168.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 410–423.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1601–1620.
- Деев Е.В., Сокол Э.В., Ряполова Ю.М., Кох С.Н., Русанов Г.Г. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 54–59.
- Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96.
- Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и сейсмическое районирование территории Монголии. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. 420 с.
- Еманов А.А., Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Филина А.Г. Подходы к изучению пространственно-временных связей в сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Проблемы региональной геофизики. Материалы геофизической конференции, посвященной 70-летию со дня рождения С.В. Крылова. Новосибирск: ООО “Типография Сибири”, 2001. С. 65–67.
- Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1065–1072.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Кунгурцев Л.В., Лескова Е.В., Шейкина Ж.В., Ярыгина М.А. Пространственно-временной анализ сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Материалы международной конференции. Новосибирск, 2003а. С. 73–86.
- Еманов А.Ф., Колесников Ю.И., Еманов А.А., Филина А.Г., Подкорытова В.Г., Фатеев А.В., Ярыгина М.А. Изучение землетрясений малых энергий на локальной сети Алтайского сейсмологического полигона // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2003б. С. 324–326.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмич-

- ности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 49–64.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Рудаков А.Д. Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 33–44.
- Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 29–36.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Янкайтис В.В., Филина А.Г. Урег-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., $M_S = 7.0$ (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1417–1429.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г. Тувинские землетрясения 27.12.2011 ($M_L = 6.7$) и 26.02.2012 ($M_L = 6.8$), геомеханическая модель развития взаимосвязанной активизации // Геофизические методы исследования земной коры. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. С. 138–141.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Алтайский сейсмологический полигон, экспериментальные исследования, основные результаты // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года, его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России. Материалы XXI Шукшинской конференции (г. Москва, 1–4 октября 2018 г.) / Ред. Е.А. Рогожин, Л.И. Надежка. М.: ИФЗ РАН. 2018. С. 127–132.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В. Об изменении сейсмического режима в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая в 1963–2016 гг. // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 2. № 3. С. 41–45.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А., Антонов И.А. Айгулакское землетрясение 13.09.2019 г. с $M = 4.7$ и его афтершоки в структуре сейсмичности Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая // Землетрясения России в 2019 году / Ежегодник. Обнинск, 2021а. С. 117–122.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Сейсмотектоника активизированной объемной структуры разломов: результаты исследования строения верхнекоревой очаговой области континентального Чуйского землетрясения $M_S = 7.3$, произошедшего 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае (Россия) // Геотектоника. 2021б. № 2. С. 94–104.
<https://doi.org/10.31857/S0016853X21010045>
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Соловьёв В.М., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А., Антонов И.А., Корбельщиков Д.Г., Подкорытова В.Г., Янкайтис В.В., Елагин С.А., Серёжников Н.А., Дураченко А.В., Артёмова А.И. Сейсмологические исследования на территории Алтае-Саянской горной области // Российский сейсмологический журн. 2021в. Т. 3. № 2. С. 20–51.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.2.02>
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Устойчивые структуры афтершоков Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 1. С. 87–101.
- Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.
- Зуев Л.Б., Хон Ю.А. Пластическое течение как процесс формирования пространственно-временных структур. Часть I. Качественные и количественные закономерности // Физическая мезомеханика. 2021. Т. 24. № 6. С. 5–14.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Кузьмин Ю.О. Деформационные автоволны в разломных зонах // Физика Земли. 2012. № 1. С. 3–19.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182.
- Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов В.А., Ващилов Ю.Я. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5–55.
- Леонов М.Г. Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–28.
- Леонов М.Г. Трансрегиональные зоны концентрированной деформации: строение, эволюция, сравнительная геодинамика // Геотектоника. 2016. № 2. С. 3–22.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
- Макаров П.В. Эволюционная природа деструкции твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 3. С. 23–38.
- Макаров П.В. Математическая теория эволюции нагружаемых твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. 2008 Т. 11. № 3. С. 19–35.
- Наймарк О.Б. Структурно-скейлинговые переходы и автомодельные закономерности развития землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 2. С. 89–106.
- Николаевский В.Н. Упруго-вязкие модели тектонических и сейсмических волн в литосфере // Физика Земли. 2008. № 6. С. 92–96.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2004. 312 с.
- Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008. Т. 49(11). С. 1139–1149.
- Овсоченко А.Н., Бутанаев Ю.В. Сейсмотектоника юго-западной Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколого-экономические проблемы природопользования / Отв. ред. В.И. Лебедев. Кызыл, 2016. С. 7–35.

Ребецкий Ю.Л. Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466.

Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. О проблеме дальнего действующего влияния очагов землетрясений // Вулканонология и сейсмология. 2018. № 5. С. 53–66.

Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.

Рогожин Е.А. Эволюция представлений о строении очагов сильных землетрясений в конце XX и начале XXI веков // Физика Земли. 2019. № 1. С. 134–148.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г., Татевосян Т.Н. Потерянное историческое землетрясение на Алтае // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39. № 3. С. 59–68.

Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.

Уломов В.И. О сейсмогеодинамике внутриконтинентального коллизийного пояса Северной Евразии // Геофизические исследования. 2005. № 1. С. 5–26.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии // Тр. Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 41. М.: Наука, 1985. 224 с.

Хон Ю.А., Зуев Л.Б. Пластическое течение как процесс формирования пространственно-временных структур. Часть II. Зарождение и развитие локальных структур: двухуровневое макроскопическое описание // Физическая мезомеханика. 2021. Т. 24. № 6. С. 15–24.

Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений. Тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2014. 359 с.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. № 189. P. 419–426.

Altay Seismicity Evolution after the 2003 Chuya Earthquake

A. F. Emanov^{1, *}, A. A. Emanov^{1, 2, **}, A. V. Fateev^{1, 2, ***},
E. V. Shevkunova^{1, ****}, and E. A. Gladyshev^{1, *****}

¹Altai-Sayan Branch of Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences,
Acad. Koptug prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

²Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Acad. Koptug prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

*e-mail: Emanov@gs.nsc.ru

**e-mail: Alex@gs.nsc.ru

***e-mail: Fateev@gs.nsc.ru

****e-mail: Elenash@gs.nsc.ru

*****e-mail: Glagyshev@gs.nsc.ru

The 2003 Chuya earthquake had a noticeable impact on the seismicity of the whole Altay region. The article presents data on changes in the seismic regime of Altay from 2003 to 2021. It is shown that in the first six months after a major earthquake in 2003, earthquakes occur in the epicentral zone, and other structures of Altay are aseismic. After 2009, changes are formed both in the near zone, covering geological structures adjacent to the epicenter, such as the Aigulak, Kuray, South Chuya, North Chuya ridges, and in the far zone at distances of 250–300 km from the epicenter and in different directions from it. After the Aigulak earthquake of 2019, an aftershock process was formed, which ensured the displacement of the center of Altay seismicity into the ridge of the same name. The explanation of the seismicity development in space and with time delays for years can be given on the basis of the influence of a large earthquake on the multi-layered lithosphere in accordance with models that assume the occurrence of disturbances during a large earthquake not only in the fragile part of the earth's crust, but also in layers with high plasticity.

Keywords: Chuya earthquake, Altai-Sayan mountain area, aftershock process, multilayer model of the lithosphere, seismic activations

УДК 550.34

МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА И ГОРНОГО МАССИВА ЗАГРОС СОГЛАСНО ДОННЫМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

© 2023 г. С. А. Ковачев^а, *, А. А. Крылов^а

^аИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: kovachev@ocean.ru

Поступила в редакцию 18.01.2023 г.

После доработки 03.08.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

Донные сейсмологические наблюдения в Персидском заливе за непродолжительный период позволили обнаружить слабые землетрясения с магнитудами ($M_L = -0.2-2.9$), очаги которых расположены в мантии под его акваторией и под горным массивом Загрос. На разрезе, построенном вкрест береговой линии Персидского залива, под горами Загрос проекции очагов обнаруженных землетрясений образуют сейсмофокальные слои, круто падающие в мантию на северо-восток до глубин 120–180 км. Пространственное распределение сильных и средней силы землетрясений, полученное по данным уточненного каталога землетрясений Геологической службы США и Международного сейсмологического каталога ISC, не противоречит распределению очагов микро- и слабых землетрясений, а дополняет его, образуя отдельный сейсмофокальный слой. Согласно полученным в результате донных сейсмологических наблюдений данным сейсмически активными является вся толща земной коры района и верхняя мантия, а не только верхние слои коры, как это представлено в ряде публикаций. Возможно, коллизионные процессы и сопровождающие их явления (мантийная сейсмичность и разрушение гранитного слоя земной коры) связаны с предполагаемым наличием и вращением поверхности земли с центром вращения в районе о. Кипр.

Ключевые слова: Персидский залив, сейсмичность, сейсмологические наблюдения, донный сейсмограф, микроземлетрясения, коллизия, глубина очага, сейсмофокальные слои

DOI: 10.31857/S0203030623700335, **EDN:** XJLVUA

ВВЕДЕНИЕ

Донные сейсмологические наблюдения с использованием высокочувствительных морских автономных сейсмических станций являются сложными и весьма затратными работами, которые необходимо проводить с целью получения данных для оценки сейсмической опасности при проектировании береговых сооружений повышенной ответственности, которой является АЭС Бушер. При этом получаемая информация о местных землетрясениях изучаемого района представляет несомненную ценность для решения также не только прикладных, но и общенаучных задач. Причем это справедливо даже с учетом того, что параметры, расстановки донных сейсмографов, ограниченные требованиями технического задания, не всегда являются оптимальными с точки зрения изучения местных землетрясений.

Опыт Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН показывает, что высокочувствительные донные сейсмографы, объединенные в сеть, способны за кратчайшие сроки накапливать большие объемы сейсмологической информа-

ции. Это происходит за счет того, что из-за низкого уровня сейсмического шума на дне моря они регистрируют большое количество микроземлетрясений, которые происходят гораздо чаще, чем сильные и умеренной силы землетрясения.

Практически каждый эксперимент с донными станциями в акваториях позволяет получить новые данные, которые приводят к необходимости пересмотра тектонических моделей исследуемых районов (см. например, [Соловьев и др., 1993; Kovachev et al., 1992; 2021; Solov'ev et al., 1989]).

В задачи настоящих исследований входило изучение пространственного распределения очагов слабых и микроземлетрясений района Персидского залива и гор Загрос с использованием высокочувствительных донных сейсмических станций.

Краткий тектонический обзор исследуемого района

Согласно [Allen et al., 2004] основным процессом, управляющим региональной геодинамикой исследуемого района является столкновение

Евразийской и Аравийской литосферных плит. Это столкновение деформирует территорию площадью 3 млн км² континентальной коры, что делает район Ирано-Турецкого плато одной из самых больших областей конвергентной деформации на Земле.

В работе [Paul et al., 2010] и других Персидский залив и горный массив Загрос, примыкающий к нему с северо-востока, рассматривается как результат коллизии Аравийской плиты и микроплит Центрального Ирана после закрытия океана Неотетис. Период времени, когда началась коллизия микроплит и Аравии вдоль горного массива Загрос, попадает во временной диапазон от позднего мелового периода до плиоцена [Berberian, King, 1981; Allen et al., 2004]. По представлению ряда исследователей Загрос является молодым континентом, а точнее континентальным коллизионным поясом [Бачманов, 2002; Bachmanov et al., 2004; Bird, 1978; Bird et al., 1975].

В пределах коллизионной зоны Аравия—Евразия, по мнению авторов работ [Allen et al., 2013; Şengör, Kidd, 1979], орогенные плато формируются в результате столкновения континент—континент, таким способом образовалось Турецко-Иранское нагорье. Плато формируются в процессе сближения континентов, в местах утолщения земной коры в сочетании с поднятием поверхности.

Границы коллизионной зоны Загрос—Персидский залив четко обрамляются топографическими и сейсмологическими структурами [Jackson, McKenzie, 1988]. Резкие фронты, выраженные в рельефе в Персидском заливе, определяют широтные границы района интенсивных активных деформаций также, как вдоль северной стороны Большого Кавказа и Копетдага.

Погружение (субдукция) Аравийской плиты под Загрос, происходившее в венде, постепенно заменялась коллизией согласно В.Г. Трифонову [Трифонов, 2017; Trifonov, 2010]. В северо-западной области Загроса Фарс выделены четыре зоны (рис. 1): Чешуйчатая, Высокого Загроса, Низкого Загроса и Предгорная. Согласно предложенной В.Г. Трифоновым интерпретации эволюции Загроса [Трифонов, 2017, рис. 30], конвергентная деформация в зоне Главного надвига Загроса привела к возникновению перед его фронтом в Чешуйчатой зоне складок, подобных тем, что сейчас развиваются в Предгорной зоне (пологие складки с плавным падением на северо-восток). Эти складки непосредственно отражались в рельефе и, разрушаясь, служили источником обломочного материала.

Провинция Фарс отделена от провинции Дезфул Казерунской зоной разломов (см. рис. 1).

Описание геофизических полей Персидского залива и структуры земной коры района

Мощность земной коры изучаемого региона согласно модельным исследованиям, выполненным в работе [Montavalli-Anbaran et al., 2011], составляет порядка 40 км, увеличиваясь под горами Загрос до 60 км. Моделирование структуры земной коры Персидского залива и гор Загрос выполнялось в вышеупомянутой работе на основе гравиметрических данных, информации о тепловом потоке, рельефе района и отклонений от геоида. Было показано, что наиболее достоверным является четырехслойное модельное приближение земной коры Персидского залива и гор Загрос. Модель состоит из слоя осадков мощностью 10 км и плотностью 2.53 г/см³, верхней коры мощностью порядка 5 км и плотностью 2.8 г/см³, средней коры мощностью 8 км и плотностью 2.82 г/см³ и нижней коры мощностью 17 км и плотностью 2.95 г/см³.

Тепловой поток по данным [Pollac et al., 1993; The Global Heat ..., 2022] достигает величины порядка 40 мВт/м², увеличиваясь до 60–70 мВт/м² под горами Загрос. Гравитационные аномалии в редукции Буге и Фая не превышают минус 20 мГал в акватории Персидского залива. В районе гор Загрос аномалии Фая возрастают до 0 мГал, а аномалии в редукции Буге уменьшаются до минус 200 мГал и менее [Dekhani, Makris, 1988].

Магнитное поле в акватории Персидского залива представлено локальными аномалиями небольшой амплитуды (не более 70 нТ) [EMAG2v3, 2022].

Обзор исследований сейсмичности района

В статье [Heidari, Mirzaei, 2009] указывается, что пояс разломов Загроса взбросового типа, как часть Альпино-Гималайского орогенного пояса, является одной из наиболее активных континентальных зон коллизии на Земле. Он протягивается от гор Тарус в юго-восточной Турции до Минабского разлома, расположенного в восточной части Ормузского пролива в Южном Иране. В структурном плане его образование относится к продолжающейся конвергенции между Арабской плитой и Центрально-Иранским микроконтинентом.

Согласно ряду работ о сейсмичности района Загрос, выпущенных в 1980-х гг. прошлого столетия [Bird et al., 1975; Nowroozi, 1971], очаги землетрясений здесь находятся в верхнем слое земной коры и верхней части мантии. При этом отмечается, что нижняя кора района асейсмична. Эти работы ссылаются на Международный сейсмический каталог (ISC) и Каталог Геологической службы США (USGS), в которых содержались данные об очагах землетрясений в верхней коре и

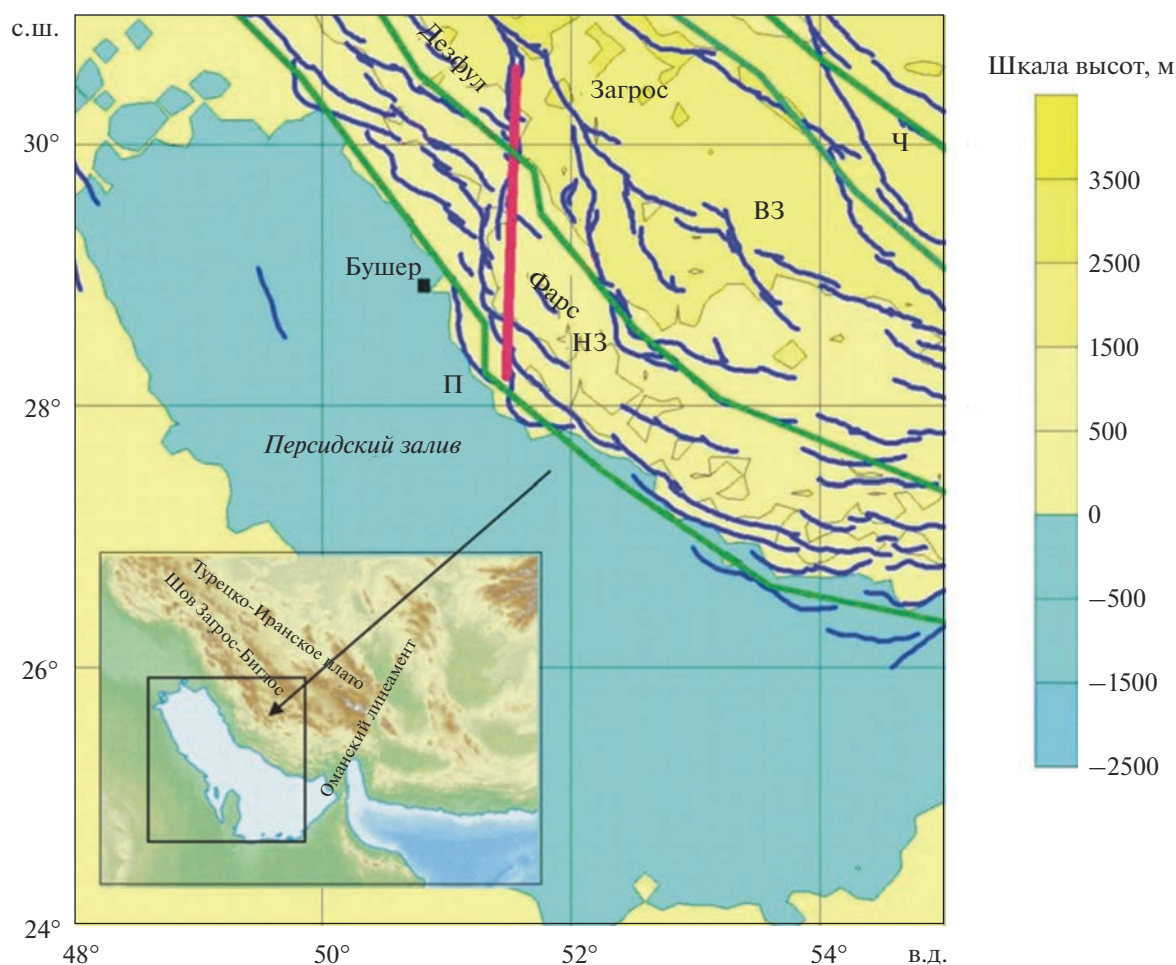


Рис. 1. Тектоническая схема Персидского залива и Загроса, построенная по данным об активных разломах [База данных ..., 2022] и зон складчатости [Алджабасини, 2021].

Синие линии показывают положение разломов. П — предгорная зона, НЗ — зона Низкого Загроса, ВЗ — зона Высокого Загроса, Ч — Чешуйчатая зона, фиолетовая толстая линия — Казерунская зона разломов. Зеленые линии — границы зон складчатости.

верхней мантии под горами Загрос, но не в нижней коре. В других, более поздних исследованиях, это предположение было пересмотрено, авторы утверждают, что землетрясения происходят только в верхней части земной коры [Baker et al., 1993; Nowroozi, 1971; Tatar et al., 2004].

В работе [Shahvar et al., 2013] утверждается, что обширная территория Иранского нагорья, первоначально подразделялась на три основных тектонических региона (Загрос, Альборз и Центральный Иран), но она может де-факто быть разделена на два района только потому, что параметры сейсмичности в Альборзе и Центральной зоне Ирана статистически неразличимы. Все эти регионы пережили несколько разрушительных землетрясения ($M \geq 6.0$), в основном приуроченные к верхней части коры. В регионе Альборз очаги землетрясений в нижней коре и мантии обусловлены Макранской зоной субдукции [Shahvar et al., 2013].

В работе [Короновский и др., 2022] утверждается, что сейсмическая активизация Загроса значительным образом определяется техногенным воздействием на недра в пределах Мессопотамской низменности и Персидского залива. Это, скорее всего, справедливо для мелкофокусной сейсмичности (верхние слои земной коры), но вряд ли актуально для мантийной сейсмичности района.

В статье [Bird et al., 1975] термические режимы зон конвергенции континент–континент моделируются методом конечных разностей, в предположении, что имеет место некоторая субдукция континентальной коры. Профили силы тягести и теплового потока генерируются из тепловых моделей. Погружающаяся плита остается холодной, за исключением ее верхней поверхности, где происходит фрикционный нагрев. В работе [Bird et al., 1975] представлена модель геомет-

рии океанических и континентальных плит в горах Загрос, которая удовлетворяет гравитационным, тепловым, сейсмическим и геологическим ограничениям. Континентальный поддвиг начинается вдоль нового разлома на краю Персидского залива, изолирующего Аравийский континентальный шельф от процесса субдукции. Проскальзывания по этому разлому относятся к плейстоцену и, вероятно, не превышают 30 км. Считается, что субдукция континентальной коры в зоне дробления, скорее всего, незначительна.

К. Бекер с соавторами [Baker et al., 1993] исследуют сейсмоактивный линеамент Казерун (см. рис. 1), который представляет собой поперечную долину длиной около 200 км, косо пересекающую правильные антиклинали складчатого пояса Загрос на юго-западе Ирана. На его северном конце он представляется явным разломом, который можно нанести на карту на поверхности. Оси антиклиналей вымирают или изгибаются в сторону этой долины, но не пересекают ее. Шесть землетрясений средней силы, произошедших вблизи линии Казерун и в пределах 25-километровой зоны, сопровождалось правосторонним сдвиговым движением, параллельным простирацию долины. Они указывают на то, что линия Казеруна является поверхностным выражением погребенного сдвигового разлома. Векторы смещения в этих сдвиговых землетрясениях отличаются от векторов соседних землетрясений взброса, что позволяет предположить, что линеамент Казерун компенсирует некоторое сокращение между Аравией и центральным Ираном за счет удлинения гор Загрос, параллельного их простирацию. Глубина CENTROИДА и размеры очагов этих землетрясений в сочетании с отсутствием сейсмогенных поверхностных разломов в Загросе позволяет предположить, что все эти землетрясения связаны с разломами в метаморфическом фундаменте под осадочным чехлом. Таким образом, сейсмичность линеамента Казерун демонстрирует, как латеральные нарушения регулярности складчатого пояса могут возникать из-за разломов в фундаменте, а не только из-за боковых уклонов между надвиговыми пластинами, которые деформируют осадочный чехол [Baker et al., 1993].

А. Мэгги с соавторами [Maggi et al., 2000] смоделировали телесеismicические волны P и SH для определения глубины очага землетрясений в нескольких регионах Земного шара, включая горы Загрос, для событий, которые, представлены в каталогах с очагами в нижней части коры или верхней мантии. Моделирование показало, что очаги всех 13 событий, произошедших под горами Загрос, находились в пределах верхних 20 км земной коры.

Изучение микросейсмичности, результаты которого описаны в работе [Tatar et al., 2004], пока-

зало, что очаги слабых землетрясений образуют под горами Загрос рассеянную область землетрясений в пределах всей земной коры.

В работе [Adams et al., 2009] были переопределены очаги 6 землетрясений из района гор Загрос. Эти события были выбраны для изучения, потому что в доступных каталогах сообщалось, что их очаги расположены в нижней части земной коры и верхах верхней мантии под горами Загрос. Результаты показали, что все шесть событий произошли в верхней части земной коры (глубина < 11 км) и имели надвиговые механизмы. Авторы утверждают, что это открытие подтверждается другими исследованиями, которые ставят под сомнение существование сейсмических событий в нижней части земной коры или мантии под горами Загрос. Однако, в этой работе моделировались времена прихода фаз pP , т.е. волны, отраженные от поверхности “земля–воздух” в районе эпицентра землетрясения и строились синтетические сейсмограммы с учетом механизма очагов землетрясений. Таким образом, авторы настоящего исследования пытались подтвердить гипотезу о том, что все сильные и умеренные землетрясения происходят в районе гор Загрос в верхних слоях земной коры. Необходимо отметить, что выделение фазы pP на сейсмограммах крайне затруднительно, т.к. эта фаза приходит на фоне волн P , но при этом она имеет меньшую амплитуду, чем вступление P волн. На наш взгляд результаты этой работы выглядят весьма сомнительными.

В работе [Maggi, Priestley, 2005] утверждается, что Ближний Восток представляет собой тектонически сложный регион, состоящий из ландшафтов, столь же разнообразных, как докембрийские щиты и молодые орогены. Доминирующей тектонической особенностью является Турецко-Иранское плато (см. рис. 1, врезка), недавно приподнятый, сейсмически активный регион вдоль шва Загрос–Битлис (см. рис. 1, врезка), образовавшийся в результате столкновения Аравийской плиты с Евразией. Методом сейсмической томографии поверхностных сейсмических волн авторы настоящей работы обнаруживают низкоскоростную аномалию в верхах мантии под Турецко-Иранским плато. О разуплотнении мантийных пород здесь также свидетельствуют аномалии геофизических полей (гравитационные, теплового потока) и наличие базальтового вулканизма. Авторы считают, что в такой ситуации наличие очагов землетрясений в мантии под Турецко-Иранским плато маловероятно.

В работах [Allen et al., 2013; Casciello et al., 2009] утверждается, что сейсмическая активность с очагами землетрясений магнитудой $M_w > 5$ ограничена изолинией высот 1250 м в горах Загрос.

В статье [Allen et al., 2006] приводятся сведения о сдвиговых разломах и связанных с ними землетрясениях района Загрос. Здесь утверждается, что

они имеют различные функции в зонах коллизии: это не только перенос материала по горизонтали (как в Турции), но и утонение земной коры (структуры Загрос и Алборз) за счет вращения сдвиговых разломов вокруг вертикальной оси.

В работе [Абрамов, Алджабасини, 2019] обозначены основные тектонические причины возникновения землетрясений района Персидского залива. Это коллизийное столкновение плит и различных тектонических блоков, глубинные структурные, фазовые и вещественные преобразования, обусловленные влиянием на литосферу потоков активной астеносферы, а также структурные трансформации, связанные с отсложкой осадочного чехла и верхней части земной коры.

В статье [Nissen et al., 2011] приводятся данные о микроземлетрясениях, происходящих в различных районах исследуемой области. Эта информация была получена с помощью временных локальных сетей сейсмических станций. Микросейсмичность концентрировалась в пределах фундамента, достигая глубин порядка 20 км и местами 30 км. Сильные землетрясения ($M_w > 5$) происходят, как правило, в диапазоне 4–14 км, некоторые достигают 20 км (и 28 км вдоль Оманского линеамента).

Аналогичный результат получен при наблюдениях за микроземлетрясениями в Центральном Загросе [Tatar et al., 2004]. В данном случае активной оказалась верхняя часть земной коры.

Согласно материалам работы [Rostam et al., 2016], Оманский линеамент на юге Ирана (см. рис. 1, врезка) является переходной зоной, разделяющей две абсолютно различающиеся в тектоническом аспекте зоны: Макранскую зону субдукции и Загросскую зону континентальной коллизии. По данной сейсмической службы Ирана [Iranian Seismological Center, 2022] в Макранской зоне наблюдается сейсмическая активность в мантии на глубинах до 150 км. В Загросской зоне глубина очагов не превышает 50 км. По этим данным в первой и второй зонах активна вся толща земной коры, в том числе ее нижний слой.

В процессе анализа длиннопериодных телесейсмических сигналов P и SH объемных сейсмических волн были переопределены глубины очагов 16 землетрясений из района гор Загрос [Talebian, Jackson, 2002, 2004]. В результате расчетов оказалось, что полученные глубины очагов не превышали 20 км.

Режимные сейсмологические наблюдения на суше в районе Бушерской АЭС [Лукк, Ребецкий, 2018; Ребецкий и др., 2017] показали, что в районе Казерунского линеамента практически все очаги микроземлетрясений приурочены к верхней части земной коры района, в нижней коре и в мантии землетрясения не происходят.

Судя по приведенному обзору работ по изучению сейсмичности региона гор Загрос и акватории Персидского залива, многие авторы, но, все же, не все склоняются к мнению об отсутствии очагов землетрясений в нижней коре и мантии, по крайней мере, в континентальной части региона. В целом, вопрос о наличии мантийной сейсмичности можно считать открытым и для попытки его решения были использованы высокоточные наблюдения с помощью высокочувствительных автономных донных сейсмографов, устанавливаемых на дно Персидского залива в районе АЭС Бушер. Основной задачей этих работ было получение сейсмологической информации, необходимой для оценки сейсмической опасности строящейся АЭС Бушер, а также выполнения глубинного сейсмического зондирования земной коры Персидского залива [Ковачев, Ганжа, 2023; Ковачев и др., 2021a, 2021b].

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕНИЯ РАБОТ

В работах по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) и изучению микроземлетрясений в акватории Персидского залива использовались донные сейсмографы (ДС) Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) и Объединенного Института физики Земли РАН (ОИФЗ РАН) [Зверев и др., 1978; Соловьев и др., 1993]. Каждым прибором регистрируются сигналы вертикального сейсмоприемника типа СВ-5 с собственной частотой 5 Гц. Дополнительно приборы ИО РАН были оборудованы гидрофонами и горизонтальными сейсмоприемниками СВ-5М. Регистрация сигналов от каждого датчика после усиления производится непрерывно на магнитную ленту способом прямой записи с высокочастотным подмагничиванием. Каждый сигнал регистрировался на двух амплитудных уровнях: грубым и чувствительном. Усиление сигналов на каждом уровне различается в 10–25 раз. В ДС использовались 6 информационных дорожек записи и 2 служебные, на которые записывались пилот-сигнал и марки времени. Частотный диапазон записи составлял 3–30 Гц по уровню 0.76, а суммарный динамический диапазон записи был от 60 до 75 дБ на двух амплитудных уровнях. Продолжительность регистрации составляла 5–14 сут и зависела от скорости движения магнитной ленты, определяемой решаемой задачей. В работах ГСЗ время записи рассчитывается по общему времени отработки одного профиля — от постановки ДС и прострелки до подъема ДС на поверхность. При постановке ДС для регистрации микроземлетрясений время работы устанавливается на максимум. Точность хода кварцевых часов была не хуже 0.02 с за 10 сут записи, что обеспечивалось стабильностью используемого в часах ДС

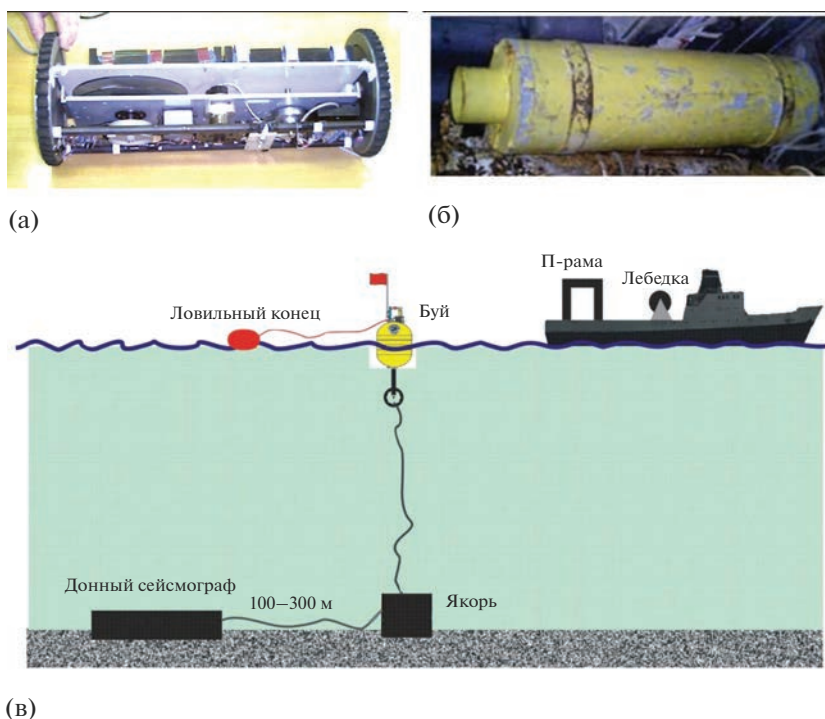


Рис. 2. Внутренний вид донного сейсмографа (а), прочный корпус донного сейсмографа (б), схема установки донного сейсмографа (в).

опорного кварцевого генератора величиной 2×10^{-8} с/с.

Электронная начинка сейсмографа (рис. 2а) помещалась в прочный корпус с подводным весом от 40 до 100 кг для разных модификаций (см. рис. 2б), который устанавливался на дно с помощью капронового фала диаметром 12 мм. Вслед за прочным корпусом за борт судна вытравливалось 60 м капронового фала, к другому концу которого прикреплялась цепь с балластным грузом весом 70–100 кг. От балластного груза отходил основной буйреп, свободный конец которого прикреплялся к выпускаемому поверхностному бую. Все операции по постановке и подъему буйев производились с помощью судовых лебедки, П-рамы и крана. Между сейсмографом, лежащим на дне, и балластным грузом, удерживающим буй, находился фал-развязка длиной 60 м, который изолировал сейсмограф от влияния поверхностного буйа (см. рис. 2в). Работы в Персидском заливе выполнялись с борта НИС “Профессор Штокман”, судовладельцем которого являлся Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Система воспроизведения записей ДС выполнена на базе восьмиканального модифицированного магнитографа Н-067. Скорость воспроизведения превышает скорость записи в 80–200 раз, что приводит к транспонированию сейсмическо-

го диапазона частот (3–30 Гц) в акустический (240–6000 Гц). Сейсмические сигналы, зарегистрированные на дне, начинают звучать. С помощью подсоединяемых к воспроизводящей системе наушников находились записи сигналов от пневмоисточников и природных землетрясений на слух.

Для оцифровки аналоговых записей ДС использовался персональный компьютер IBM PC с мультиплексным 12-разрядным АЦП. Оцифрованная запись визуализировалась на экране монитора и привязывалась к абсолютному времени UTC. Использование сван-диаграмм позволило оценивать эволюцию спектра сейсмического сигнала во времени при выборе оптимальной фильтрации для более тщательной обработки. Амплитудный и энергетический спектр выбранного фрагмента записи рассчитывался с учетом амплитудно-частотной характеристики сейсмометрического канала ДС.

В случае выделения сейсмических событий сохранялись фрагменты записей землетрясений. В случае работ ГСЗ формировались монтажи общей точки возбуждения (ОТВ).

Донные сейсмологические наблюдения в акватории Персидского залива проводились с борта НИС “Профессор Штокман” в марте–апреле 1999 г. Всего для регистрации землетрясений бы-

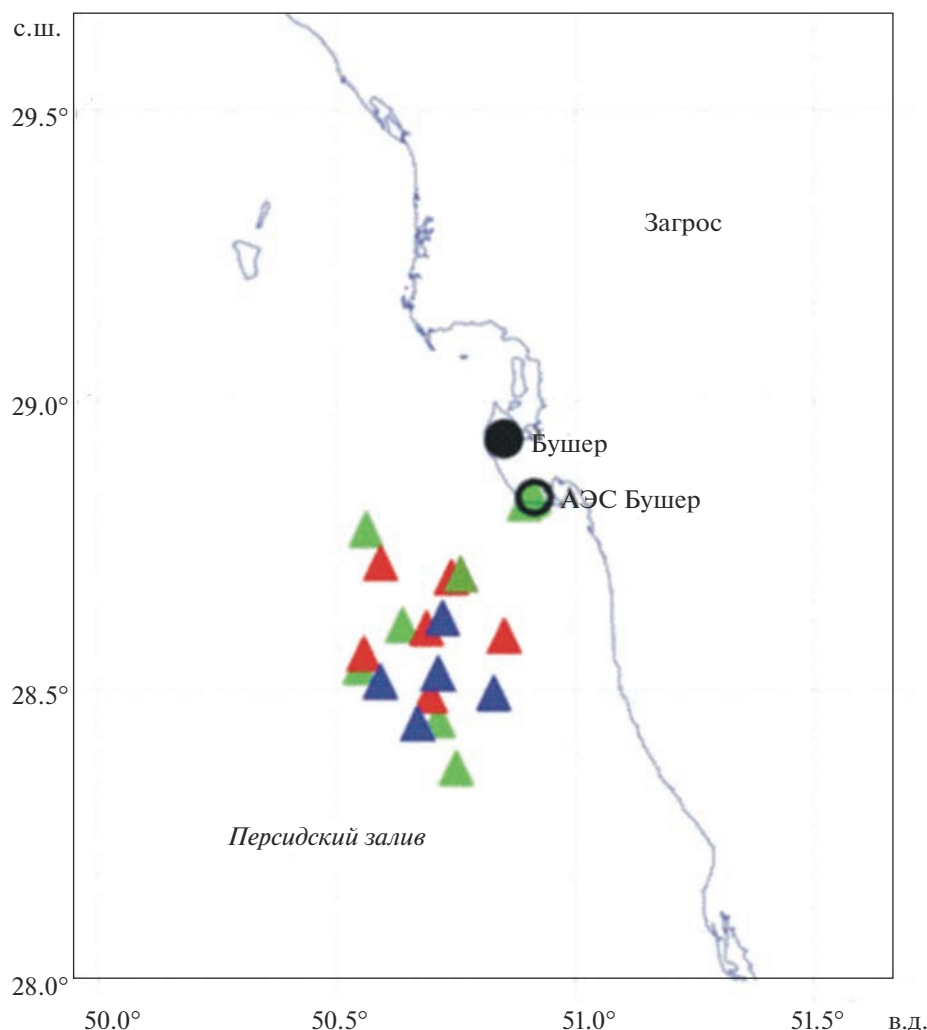


Рис. 3. Положение донных и береговых сейсмографов в Персидском заливе, использовавшихся для регистрации землетрясений в районе АЭС Бушер. Зеленые треугольники — расстановка № 4, красные треугольники — расстановка № 5, синие треугольники — расстановка № 6.

ло выполнено 3 расстановки (№ 4–6) донных сейсмографов, в которых было задействовано от 6 до 4 донных станций. В процессе обработки записей землетрясений четвертой расстановки привлекались также данные трех береговых сейсмографов ИО РАН.

Положение донных сейсмографов на расстановках № 4–6 показано на рис. 3, а координаты и сроки работы приводятся в табл. 1–3.

Суммарная продолжительность регистрации землетрясений донными сейсмографами на дне Персидского залива составила 23 дня. За это время тремя и большим числом станций было зарегистрировано 69 землетрясений, принятых к обработке. Общее число землетрясений, записанных ДС в течение 23 сут, превысило сотню сейсмических событий. (В их число попали землетрясения, записанные двумя и одной сейсмическими станциями).

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

После визуализации на дисплее записи землетрясения (сейсмограммы) определялись моменты прихода продольных (P) и поперечных (S) волн для ряда сейсмических станций. При этом поиск реальных вступлений поперечных волн производился с помощью графика Вадати, который отображает зависимость разности времен прихода продольных и поперечных волн от времен вступлений продольных волн.

Времена вступлений продольных и поперечных волн на разных станциях, а также файлы, содержащие данные о скоростном строении земной коры и координаты сейсмических станций, являются входными данными для программы НУРО-71, использовавшейся для расчета координат эпицентров землетрясений, глубин очагов, ошибок

Таблица 1. Координаты и сроки работы донных и береговых сейсмографов на расстановке 4

№ ДС	Широта град. мин	Долгота град. мин	Дата и время установки	Дата и время снятия	Тип прибора
1	2822.01 N	5044.99 E	28 мар. 6 ч 30 мин	2 апр. 3 ч 30 мин	Донный
2	2826.96 N	5042.73 E	28 мар. 7 ч 30 мин	2 апр. 4 ч 50 мин	Донный
3	2841.83 N	5044.38 E	28 мар. 8 ч 20 мин	2 апр. 11 ч 10 мин	Донный
4	2836.83 N	5038.23 E	28 мар. 10 ч 55 мин	2 апр. 12 ч 20 мин	Донный
5	2846.70 N	5033.68 E	28 мар. 11 ч 15 мин	2 апр. 9 ч 20 мин	Донный
6	2832.47 N	5032.90 E	28 мар. 11 ч 40 мин	2 апр. 7 ч 30 мин	Донный
11	2849.37 N	5053.57 E	17 мар. 6 ч 00 мин	29 мар. 4 ч 30 мин	Береговой
12	2849.79 N	5054.34 E	17 мар. 7 ч 30 мин	29 мар. 7 ч 30 мин	Береговой
13	2850.19 N	5054.72 E	16 мар. 14 ч 00 мин	29 мар. 9 ч 00 мин	Береговой

Примечание. Указано UTC время. Координаты станции, установленной в городе Бушер, на которой не получено информации из-за высокого уровня шума, не приводятся.

Таблица 2. Координаты и сроки работы донных сейсмографов на расстановке 5

№ ДС	Широта град. мин	Долгота град. мин	Дата и время установки	Дата и время снятия	Примечание
P1	28 29.53 N	50 41.74 E	04 апр. 10 ч 40 мин	17 апр. 19 ч 40 мин	
P2	28 35.73 N	50 51.00 E	04 апр. 12 ч 00 мин		Утерян
P3	28 36.49 N	50 41.24 E	04 апр. 12 ч 40 мин	12 апр. 7 ч 00 мин	
P4	28 33.86 N	50 33.39 E	04 апр. 14 ч 30 мин	12 апр. 8 ч 10 мин	
P5	28 43.28 N	50 35.50 E	04 апр. 15 ч 10 мин	12 апр. 10 ч 50 мин	
P6	28 41.78 N	50 44.38 E	04 апр. 16 ч 00 мин	12 апр. 19 ч 30 мин	

их вычисления, времен в очагах землетрясений, а также их магнитуд.

Использовавшаяся скоростная модель среды построена на основе данных глубинного сейсмического зондирования, выполненного в рамках исследований по ГСЗ в Персидском заливе [Ковачев, Ганжа, 2023]. В этих работах удалось получить детальную скоростную модель среды под дном Персидского залива до глубины порядка 7 км. Глубже были получены интегральные скоростные характеристики твердой среды. Эта модель приводится в табл. 4.

Использование амплитудных соотношений для определения магнитуд землетрясений по записям донных сейсмографов вызывает затруднения из-за значительных искажений сейсмического сигнала, обусловленных работой сейсмографа на рыхлом обводненном грунте (морское дно) [Левченко, 2005]. Кроме того, в настоящей работе для расчета магнитуды мы использовали записи гидрофонного канала донных сейсмографов, где отношение “сигнал—шум” более высокое, чем на записях сейсмометрических каналов.

Причины, заставляющие использовать “нетрадиционные” методы для определения магни-

Таблица 3. Координаты и сроки работы донных сейсмографов на расстановке 6

№ ДС	Широта град. мин	Долгота град. мин	Дата и время установки	Дата и время снятия	Примечание
P1	28 37.55 N	50 43.26 E	13 апр. 3 ч 30 мин	20 апр. 12 ч 30 мин	
P2	28 31.82 N	50 42.72 E	13 апр. 6 ч 30 мин	20 апр. 13 ч 30 мин	
P3	28 29.77 N	50 49.71 E	13 апр. 7 ч 10 мин		Утерян
P4	28 26.64 N	50 40.12 E	13 апр. 7 ч 50 мин	20 апр. 15 ч 00 мин	
P5	28 30.97 N	50 35.45 E	13 апр. 8 ч 20 мин	20 апр. 16 ч 00 мин	

Таблица 4. Скоростная модель среды, использовавшаяся для вычисления координат эпицентров землетрясений Персидского залива

Номер слоя	Глубина кровли слоя, км	Мощность слоя, км	V_p на кровле слоя, км/с	V_p у подошвы слоя, км/с
1	0	1.3	2.10	3.55
2	1.3	1.1	3.68	4.30
3	2.4	2.5	4.80	5.10
4	4.9	2.1	5.90	6.10
5	7.0	13	6.30	6.60
6	20.0	20.0	6.70	6.80
7	40.0	200.0	8.05	8.50

Примечание. Скорости поперечных волн определялись на основе отношений V_p/V_s , определяемых с помощью графиков Вадати.

туды по записям гидрофона, изложены в работе [Левин и др., 2010, стр. 62]: “Следует отметить, что гидрофонные записи слабых сейсмических событий, удаленных от места регистрации, как правило, сильно искажены шумами, и определение периода сигнала в фазе максимальной амплитуды представляет серьезное затруднение”.

Для расчета магнитуд землетрясений была использована длительность записи сигналов (τ) в виде:

$$M_D = 3.24 \lg \tau - 3.84, \quad (1)$$

где τ — длительность коды сигнала землетрясения, т.е. время между приходом первого вступления продольной волны и временем, когда амплитуда коды не более чем в 1.5 раза превышает амплитуду фонового сейсмического шума. Это соотношение было получено в результате серии экспериментов с донными сейсмографами в районе о. Крит в Эгейском море [Ковачев, Соловьев, 1996; Соловьев и др., 1993]. Подобную формулу, полученную на основе таблицы “Соловьева–Ковачева”, авторы работ [Борисов, 2013; Левин и др., 2010; Sasorova et al., 2008] использовали при определении магнитуд микроземлетрясений в нескольких сериях гидроакустических измерений, которые проводились в различных акваториях Тихоокеанского побережья и в сейсмоактивных районах Сахалино-Курильского региона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В табл. 5 приводится каталог землетрясений, составленный в результате донных сейсмологических наблюдений, а на рис. 4 — фрагмент карты с полученным распределением эпицентров землетрясений. Здесь же показаны эпицентры мантийных землетрясений района Персидского залива и гор Загрос (с глубинами очагов свыше 40 км) из каталога Геологической службы США [USGS, 2022].

Пример записи локального землетрясения, зарегистрированного на дне Персидского залива,

приведен на рис. 5. Сейсмограммы локальных землетрясений Персидского залива, как правило, отличает наличие достаточно четких вступлений продольных (P) и поперечных (S) волн. Это позволило построить для большей части этих сейсмических событий хорошо согласованные графики Вадати и достаточно надежно локализовать их очаги, как в горизонтальной плоскости, так и по вертикали. Магнитуды локальных землетрясений попали в диапазон от -0.2 до 2.9 .

Большая часть эпицентров локальных сейсмических событий (19 штук) расположена к югу и юго-востоку от Бушерской АЭС (см. рис. 4). Распределение эпицентров имеет скорее рассеянный характер и связано с тектонической активностью структурных неоднородностей, выявленных в данном месте методами ГСЗ и МОГТ. Очаги локальных землетрясений были обнаружены как в осадочном чехле (глубина до 2 км), так и в верхах мантии (до 50 км).

Запись удаленного землетрясения представлена на рис. 6. Судя по форме записи (близкое отношение амплитуд продольных и поперечных волн), практически половина удаленных землетрясений является глубокофокусными. Большая часть из них произошла под горами Загрос и в северной части Персидского залива. На записях горизонтальных сейсмометров этих сейсмических событий достаточно четко выделяется вступление обменных волн (по-видимому, обмен происходит на границе кристаллического фундамента и осадочной толщи непосредственно под точкой регистрации).

На записях береговых станций наблюдались очень слабые сигналы, по форме напоминавшие микроземлетрясения с отрицательными магнитудами (рис. 7). Обнаружить подобные сейсмические события, зарегистрированные одновременно тремя приборами, не удалось. Скорее всего, эти сигналы имели техногенную природу и генерировались механизмами, работавшими на площадке АЭС.

Таблица 5. Каталог землетрясений Персидского залива, составленный по записям донных и береговых сейсмографов за период времени с 28 марта по 20 апреля 1999 г.

1	2	3	4	5	6	7
990328	14h52m50.7s	29-59.33	50-42.85	90	1.9	0.77
990328	16h27m41.5s	28-34.21	50-48.73	6.1	1.3	0.58
990328	16h48m12.2s	28-49.89	52-50.29	70	1.8	1.17
990328	19h9m32.8s	28-46.21	50-50.91	18.96	2.4	0.71
990329	4h0m40.0s	29-46.87	49-41.90	40.28	2.9	0.04
990329	4h10m17.9s	29-28.13	50-33.30	157.21	1.7	0.83
990329	4h31m33.8s	29-12.69	52-14.84	85.88	1.4	0.18
990329	6h37m26.6s	29-51.90	49-55.84	105.67	1.1	0.84
990329	6h58m56.2s	29-57.41	49-51.15	125.22	1.4	0.92
990329	7h42m21.7s	29-22.56	51-59.83	26.38	1.1	1.00
990329	9h50m46.9s	29-51.08	50-11.95	70.00	0.8	0.94
990329	11h9m54.4s	29-46.26	49-54.77	54.18	2.0	0.34
990329	15h23m39.6s	28-37.81	50-47.45	11.02	0.2	0.55
990329	16h5m40.6s	28-58.60	51-24.15	42.49	1.3	0.04
990329	18h50m53.1s	27-19.19	51-7.43	46.46	1.6	0.66
990330	1h29m38.9s	29-24.55	49-56.14	20.25	2.0	0.53
990330	4h1m45.4s	29-17.66	50-33.30	172.10	1.5	0.90
990330	18h28m53.4s	28-40.19	50-32.61	1.85	0.2	0.80
990330	20h51m7.0s	30-14.08	50-0.01	70.00	2.1	0.56
990331	10h15m57.4s	29-8.08	52-7.86	90.00	1.6	0.20
990331	15h10m38.1s	28-28.58	50-41.73	6.48	-0.2	1.09
990331	15h59m45.3s	28-34.88	50-38.94	35.18	1.4	0.07
990331	16h12m26.8s	28-33.30	50-40.08	17.00	-0.1	0.73
990401	2h9m27.4s	28-3.51	50-1.56	24.42	2.1	0.34
990401	2h31m48.3s	28-7.28	49-49.43	10.00	1.9	0.33
990401	9h4m52.8s	29-30.65	49-53.67	25.00	1.4	0.97
990401	10h2m47.4s	28-31.70	50-45.95	44.38	1.0	0.05
990401	11h32m25.5s	28-59.09	49-35.84	168.46	1.9	1.40
990401	14h55m58.6s	29-20.35	52-9.59	107.99	1.7	0.02
990401	16h15m54.6s	29-12.42	52-27.81	61.10	1.6	0.12
990330	11h21m56.7s	28-52.19	50-41.19	9.68	-0.1	0.86
990406	4h32m25.5s	28-31.92	50-51.84	11.63	1.3	0.00
990401	18h33m39.1s	28-38.26	50-43.71	18.36	1.4	0.04
990401	18h53m2.6s	29-25.39	51-18.17	74.39	1.4	0.51
990402	1h54m31.2s	29-55.79	51-26.45	14.38	1.8	0.40
990404	19h45m13.0s	28-45.52	51-9.29	64.63	0.1	0.06
990405	9h41m23.8s	29-0.15	50-34.86	12.09	2.4	0.56
990405	11h41m42.4s	27-30.60	51-10.41	28.21	1.4	0.19
990405	13h40m1.8s	27-25.50	50-41.84	30.00	1.3	0.47
990405	14h26m46.6s	29-19.86	52-13.07	18.32	1.4	0.40
990405	20h12m45.0s	29-25.27	51-27.38	24.03	1.1	0.61
990405	22h8m11.8s	29-6.76	52-25.38	7.07	2.4	0.65
990405	22h43m2.9s	28-36.59	50-30.13	40.76	0.3	0.65
990406	4h32m22.4s	28-37.80	51-4.39	29.49	1.3	0.33

Таблица 5. Окончание

1	2	3	4	5	6	7
990406	13h38m29.3s	28-52.92	50-52.54	30.64	0.7	0.55
990408	7h15m43.2s	29-4.90	51-21.23	2.50	1.1	0.53
990408	8h31m15.5s	27-55.08	51-38.82	55.63	1.5	0.19
990408	13h20m6.9s	28-38.15	50-44.98	25.31	2.6	0.27
990408	23h47m56.5s	29-22.66	50-35.52	23.45	1.2	0.83
990410	23h53m7.6s	29-6.68	51-48.30	32.00	1.1	0.63
990410	9h29m30.1s	29-43.71	51-50.86	40.00	1.2	0.24
990410	14h29m38.8s	28-13.17	51-12.67	56.83	1.0	0.33
990410	14h38m52.6s	28-18.22	51-15.64	30.00	0.9	0.43
990410	14h39m16.9s	28-3.60	51-19.15	37.20	1.2	0.06
990410	14h42m4.5s	28-22.88	51-12.32	33.54	1.1	0.53
990410	5h56m21.7s	28-24.22	51-6.67	22.84	1.0	0.06
990411	22h36m6.2s	30-16.64	51-46.87	63.94	1.9	0.24
990407	11h33m19.4s	29-9.12	51-11.21	23.56	1.2	0.37
990408	2h5m37.0s	28-58.52	50-48.05	1.48	0.7	0.05
990413	19h35m57.2s	29-28.99	50-43.36	56.20	1.1	0.75
990414	12h30m29.1s	29-49.25	51-19.08	55.63	1.2	0.10
990414	14h17m0.2s	29-18.66	51-16.13	10.00	1.5	1.41
990414	22h18m43.1s	29-59.60	50-55.54	15.46	1.6	0.12
990415	11h18m21.6s	28-54.88	49-49.64	30.00	0.7	0.52
990416	3h42m2.5s	29-38.33	49-22.17	50.00	1.3	0.10
990417	0h0m47.2s	29-14.56	52-25.85	50.00	1.7	0.90
990417	6h20m52.8s	30-15.18	51-29.46	44.47	2.1	0.13
990419	11h11m1.8s	28-44.07	50-43.90	59.61	0.7	0.05
990419	21h56m12.5s	29-23.69	52-0.30	40.00	2.2	0.08

Примечание. 1 – дата землетрясения (99 – год, 04 – месяц, 19 – день); 2 – время в очаге (21h – час, 56m – минута, 12.5s – секунда); 3 – северная широта эпицентра (29 – градусы, 23.69 – минуты); 4 – восточная долгота эпицентра (52 – градусы, 59.61 – минуты); 5 – глубина очага в км; 6 – 2.2 – магнитуда; 7 – среднеквадратичная временная невязка расчетных и наблюдаемых данных в секундах.

За непродолжительный период наблюдений (23 дня) донными сейсмическими станциями зарегистрировано более сотни локальных и удаленных сейсмических событий. Из них удалось локализовать 69 очагов. Это свидетельствует о высокой эффективности донных сейсмологических наблюдений за счет низкого уровня сейсмического фона на дне Персидского залива.

Локальные сейсмические события, параметры которых определены с достаточной степенью достоверности, были учтены при составлении сводного каталога землетрясений ОИФЗ РАН.

Выводы некоторых исследователей (например, [Maggi et al., 2000]) сводятся к тому, что в континентальной мантии и нижней коре отсутствуют землетрясения. В некоторых регионах, таких как Иран, Эгейское море, Тибет и Калифорния, сейсмичность практически ограничена верхней частью континентальной коры, тогда как в

других, включая части Восточной Африки, Тянь-Шаня и северной Индии, нижняя кора также сейсмически активна, хотя обычно меньше, чем верхняя кора. Они считают, что такие вариации пространственного распределения очагов землетрясений не могут быть надежно продемонстрированы из опубликованных каталогов или бюллетеней, даже из тех, в которых разрешение по глубине достаточно хорошее. В отличие от океанической мантийной литосферы, в которой непременно происходят землетрясения, континентальная мантийная литосфера, по их предположению, практически асейсмична и не может быть значительно прочнее нижней континентальной коры.

Авторы утверждают, что “в районах Эгейского моря, Тибете и Калифорнии сейсмичность практически ограничена верхней частью континентальной коры”, а также, что “континентальная мантийная литосфера практически асейсмична”.

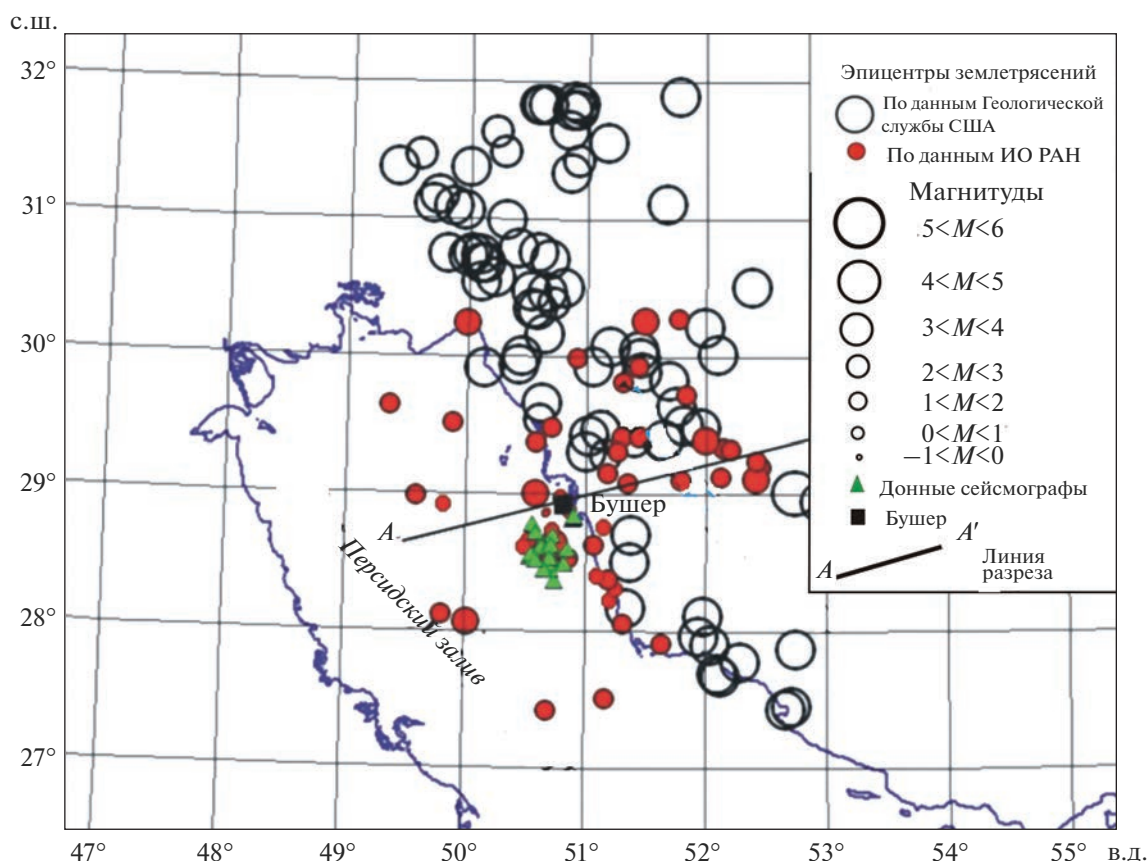


Рис. 4. Распределение эпицентров слабых и микроземлетрясений Персидского залива и гор Загрос, полученное с помощью кратковременных донных и сейсмологических наблюдений, а также эпицентров мантийных землетрясений с глубинами очагов свыше 40 км по данным Геологической службы США.

Что касается Эгейского моря, то эти утверждения не соответствуют истине. Это подтверждается данными Международного сейсмического каталога (ISC) и Каталога Геологической службы США (USGS), Средиземноморского каталога землетрясений, региональными каталогами землетрясений Греции [Kkallas et al., 2018; Papazachos et al., 2005] и каталогом микроземлетрясений Эгейского моря, полученным с помощью высокочувствительных донных сейсмологических наблюдений [Kovachev et al., 1992; Solov'ev et al., 1989]. Поэтому утверждение авторов о том, что “в горах Загрос на юге Ирана землетрясения, по-видимому, ограничиваются верхней корой (глубина < 20 км)” также вызывает сомнение.

Международный сейсмический каталог (ISC) [ISC, 2022] и каталог Геологической службы США (USGS) указывают на наличие очагов землетрясений в мантии под горами Загрос. Согласно каталогу Геологической службы США [USGS, 2022] за период наблюдений с 1911 по 2022 гг. было зарегистрировано 4242 землетрясения, из них в мантии произошло 374 сейсмических событий, т.е. почти 9% от общего количества очагов. Маг-

нитуда мантийных землетрясений по данным USGS попала в диапазон от 3.6 до 5.5.

По данным ISC (reviewed) с 1973 по 2017 гг. В районе Загроса произошло 1444 землетрясения. Из них мантийных сейсмических событий оказалось 64. Магнитуды этих сейсмических событий попали в диапазон от 3.3 до 5.5 [ISC, 2022]. За этот же период по данным USGS в мантии района произошло 77 землетрясений.

По данным иранской сейсмической службы в мантии района гор Загрос также нередко происходят землетрясения [Iranian Seismological Center, 2022].

Нами был построен глубинный разрез вкост береговой линии Персидского залива. На разрез были нанесены проекции очагов землетрясений, полученные в результате донных сейсмологических наблюдений в акватории Персидского залива и заимствованные из каталога Геологической службы США (рис. 8).

Судя по разрезу, по данным донных сейсмологических наблюдений сейсмически активной является вся толща земной коры Персидского залива и верхняя мантия района, а не только верхняя

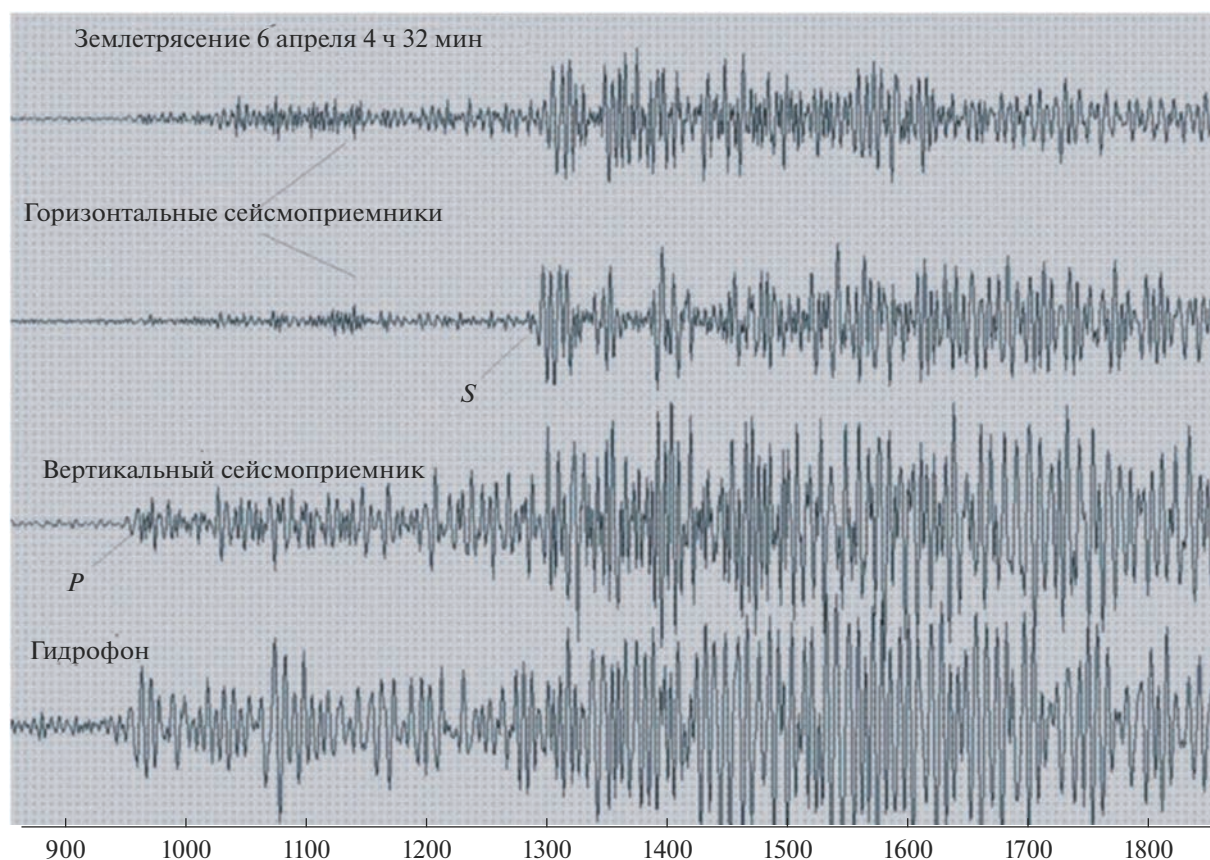


Рис. 5. Запись локального землетрясения, полученная донным сейсмографом на дне Персидского залива (100 отсчетов горизонтальной шкалы соответствуют 1 с записи).

часть кристаллической коры. Активность представлена слабыми и микро- землетрясениями с магнитудами от -0.2 до 2.9 . Глубина очагов этих землетрясений достигает 170 км. Оказалось, что очаги землетрясений образуют круто падающие на северо-восток параллельные сейсмофокальные слои. Каждый слой приурочен к одной из тектонических зон складчатых деформаций по В.Г. Трифонову [Трифонов, 2017, рис. 30]. Пространственное распределение сильных и средней силы землетрясений по данным Геологической службы США и каталога ISC не противоречит распределению очагов микро- и слабых землетрясений, а дополняет его, образуя сейсмофокальный слой, приуроченный к зоне Высокого Загроса.

Расхождение координат эпицентров двух землетрясений, локализованных сетью донных сейсмографов, и приведенных в каталогах USGS [USGS, 2022] и ISC [ISC, 2022] можно объяснить различными скоростными моделями среды, использованными для вычисления параметров очагов. Также, необходимо отметить, что средне-квадратичные временные невязки (RMS), полученные в процессе обработки данных морских сейсмологических наблюдений, в подавляющем

большинстве случаев не превышают 1 с. В каталогах USGS и ISC наблюдается обратная ситуация: для данных USGS в большинстве случаев RMS превышают 1 с, а для данных ISC – 2 с. Это может говорить о большей точности определения координат очагов землетрясений, достигнутой с помощью донных сейсмографов.

Различие в магнитудах объясняется тем, что в случае донных наблюдений магнитуда определялась по длительности сигнала землетрясения (M_D), которая может значительно отличаться от магнитуд, приведенных в каталогах USGS и ISC (M_L , m_b и др.). Кроме того, если учитывать ошибки определения магнитуд из каталога ISC [ISC, 2022], то эти различия выглядят незначительными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате донных сейсмологических наблюдений обнаружены очаги слабых землетрясений, всего свыше 100 сейсмических событий было записано за 23 дня. Из них 69 землетрясений удалось локализовать под акваторией Персидского залива и горами Загрос. Распределение эпицентров носит скорее рассеянный характер, не

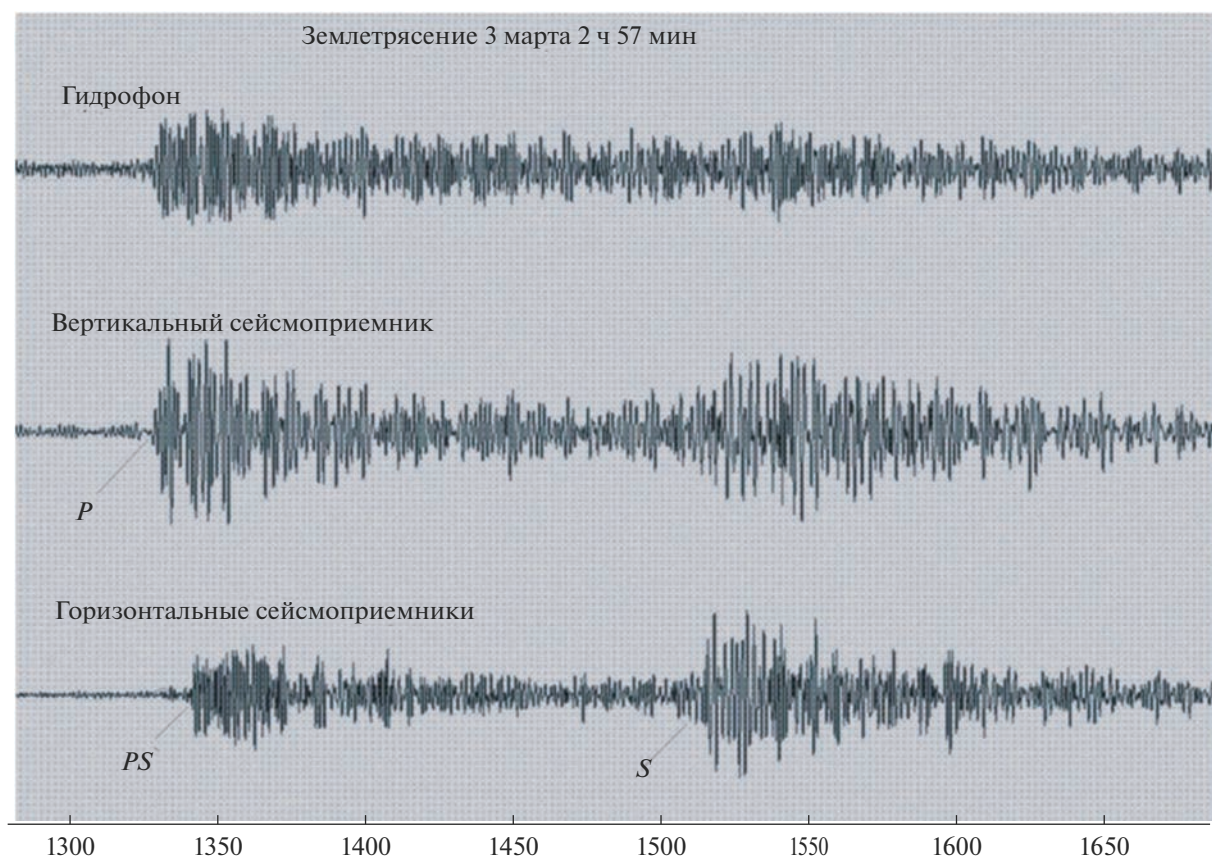


Рис. 6. Запись глубокофокусного землетрясения, произошедшего под горами Загрос на глубине 70 км с магнитудой 2.1, полученная на дне Персидского залива донным сейсмографом (100 отсчетов горизонтальной шкалы соответствуют 1 с записи, PS — вступление обменной волны).

образуя линейных цепочек. Очаги землетрясений определены с приемлемой точностью, для большей части гипоцентров ошибки определения в плане не превышают 5 км и по глубине 7 км (согласно результатам расчетов по программе HYPO-71).

Гипоцентры землетрясений Персидского залива трассируют складки, приуроченные к разным зонам Загроса (Высокого Загроса, Низкого Загроса и Предгорной), указывая на их продолжение в мантии до глубин 120–180 км. Т.е. процесс коллизии Аравийской литосферной плиты и микроплит Центрального Ирана в районе Персидского залива и горного массива Загрос таким образом прослеживается до этих глубин и захватывает верхи мантии. Либо — в соответствии с тектоническими интерпретациями результатов сейсмической томографии из работы [Paul et al., 2010] глубинные сейсмофокальные слои в Центральном и Северном Загросе связаны с зоной Санандаж—Сирджан (швом) под Центральным Загросом в верхах мантии.

Кроме того, акватория Персидского залива отличается еще одной геологической особенностью — это утонение верхнего (гранитного) слоя земной

коры до величины порядка 5 км, обнаруженное в результате работ по ГСЗ [Ковачев, Ганжа, 2023].

Подобные геолого-геофизические свойства характерны для района Южного Каспия, где по данным ГСЗ [Пийп и др., 2012] гранитный слой коры полностью отсутствует, а в мантии Среднего и Южного Каспия выделены сейсмофокальные слои, протягивающиеся до глубин 150–180 км [Ковачев, 2016; Ковачев и др., 2006, 2009; Уломов, 2003].

Подобная же ситуация наблюдается в акватории Черного моря, где по данным ГСЗ выделяются участки с полным отсутствием гранитного слоя земной коры [Непрочнов, 1960; Непрочнов и др., 1959; Пийп, Ермаков, 2011; Строев и др., 1989], а в верхах мантии локализованы очаги слабых землетрясений [Kovachev et al., 2021].

Наблюдается также утонение условно гранитного слоя земной коры Эгейского моря и восточной части Средиземного моря [Makris, Yegorova, 2006]. Мантийная сейсмичность здесь обусловлена процессом субдукции Африканской литосферной плиты под Эгейскую микроплиту [Papanichas, 2005]. Обнаруженный здесь сейсмофо-

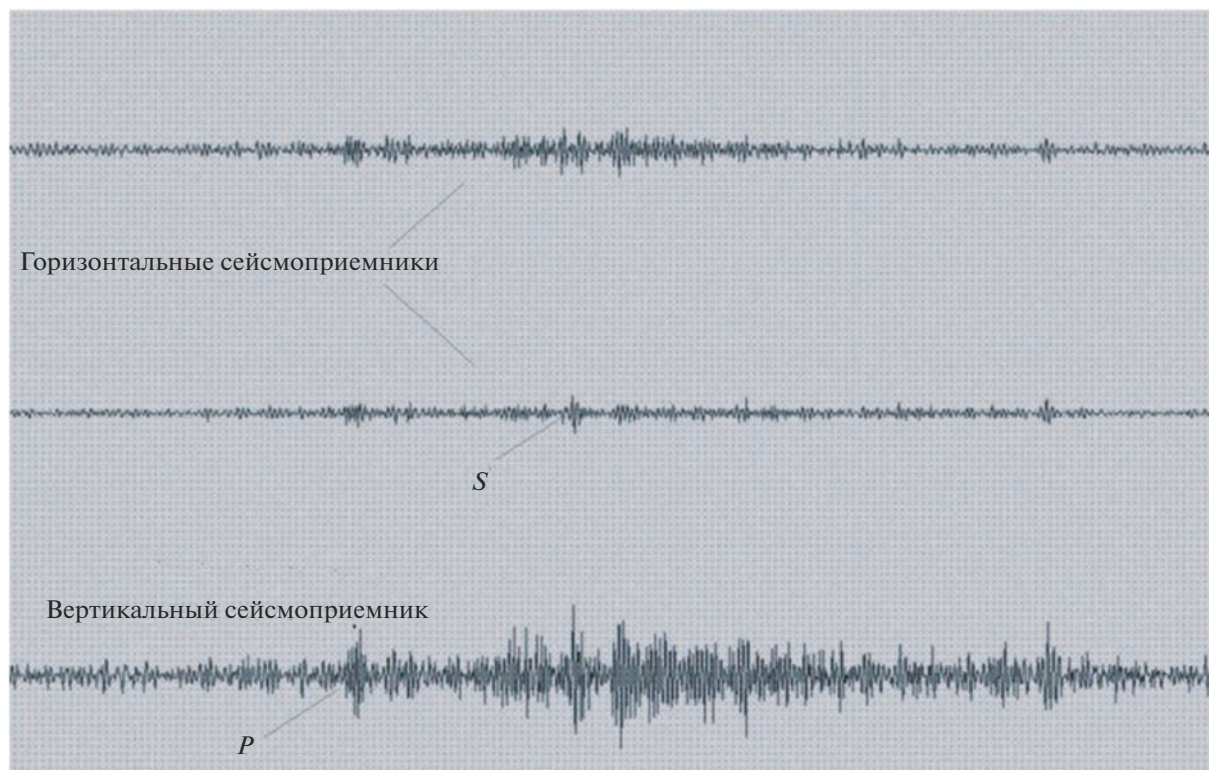


Рис. 7. Запись микроземлетрясения, вероятно, техногенной природы, зарегистрированного на площадке АЭС Бушер.

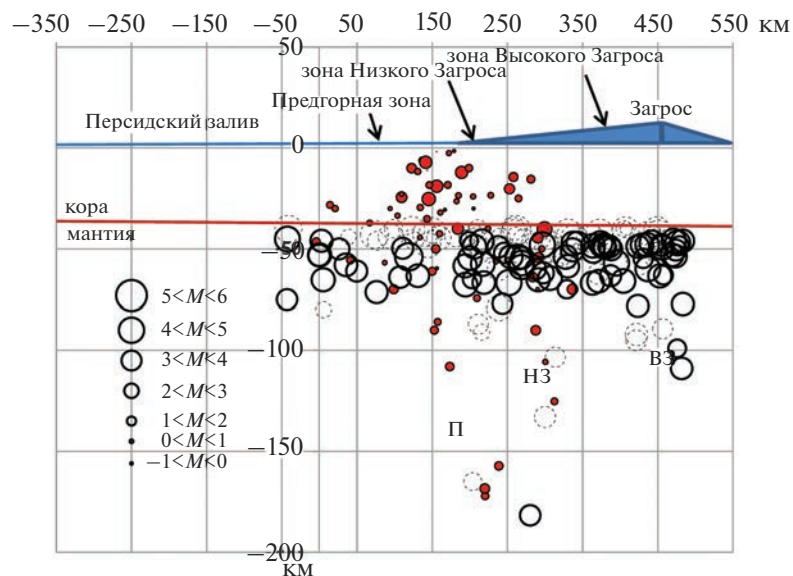


Рис. 8. Глубинный разрез вкост береговой линии Персидского залива с проекциями очагов землетрясений. Красные кружки — очаги землетрясений по данным морских наблюдений, незакрашенные кружки — мантийные землетрясения по данным Геологической службы США, незакрашенные пунктирные кружки — мантийные землетрясения по данным каталога ISC-rev. Стрелками показаны сейсмофокальные слои, приуроченные к тектоническим зонам Загроса: П — Предгорная, НЗ — Низкий Загрос, ВЗ — Высокий Загрос (см. рис. 1). Размер кружка — магнитуда землетрясения.

кальный слой погружается на глубины порядка 180–200 км [Соловьев и др., 1993; CSEM, 2022; Kkallas et al., 2018; Kovachev et al., 1992; Solov'ev et al., 1989].

Подобные эффекты обнаружены под акваторией Красного моря [El-Isa, 2015], где слабые землетрясения происходят на глубинах свыше 60 км и утонен гранитный слой земной коры.

ВЫВОДЫ

1. Согласно полученным данным сейсмически активными является вся толща земной коры Персидского залива и верхи верхней мантии, а не только верхние слои коры, как это представлено в ряде публикаций, упомянутых во введении.

2. Наблюдавшаяся активность представлена микро- и слабыми землетрясениями с магнитудами от -0.2 до 2.9 .

3. Донные сейсмологические наблюдения в отличие от данных каталогов Геологической службы США и ISC показали наличие очагов мантийных землетрясений под акваторией Персидского залива.

4. Возможно, мантийные землетрясения происходят в хрупких блоках земной коры, заглубленных в верхи мантии, из-за коллизионного сжатия региона [Allen et al., 2006].

5. Возможный эффект или причина, объединяющие вышеперечисленные районы, описаны в работе [Эппельбаум и др., 2021]. Согласно рис. 4 из этой работы, поле GPS векторов явно направлены на север от горячей точки АФАР и под (над) территорией Турции заворачивают на запад, где подлитосферное течение от ветви Африканского суперплюма может менять траекторию. Центр вращения векторов GPS находится под островом Кипр. Одновременно этот геометрический центр совпадает с критической широтой Земли 35° . На этой широте наблюдается максимум выделения сейсмической энергии в Северном полушарии Земли.

Возможно, вращение поверхности Земли против часовой стрелки обуславливает коллизионные процессы и сопровождающие их явления (мантийную сейсмичность [Хаин, 2006] и утонением слоя земной коры [Allen et al., 2006]) в акваториях, затронутых этим вращением (Персидский залив, Южный Каспий, Черное море, Восточное Средиземноморье и Красное море).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов В.Ю., Алджабасини Х. Литологические особенности стратиграфии и тектонического районирования сейсмически активного Загросского краевого прогиба в пределах акватории Персидского залива // Вестник РУДН. Серия: Инженерные исследования. 2019. Т. 20. № 1. С. 57–65. journals.rudn.ru/engineering-researches.
<https://doi.org/10.22363/2312-8143-2019-20-1-57-65>
- Алджабасини Х.М.Д. Геологическое строение и сейсмическая активность региона нефтедобычи Персидского залива / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2021. 120 с.
- База данных активных разломов Евразии (и прилегающих акваторий). М.: ГИН РАН, 2022. URL: <http://neotect.ginras.ru/database.html>. Дата обращения 20.10.2022.
- Бачманов Д.М. Новейшая тектоника и геодинамика центральной части Внешнего Загроса (юго-западный Иран) / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 24 с.
- Борисов А.С. Широкополосные гидроакустические наблюдения сигналов микросейсмической активности южных Курильских островов в 2011–2012 гг. // Сверхширокополосные сигналы в радиолокации, связи и акустике // Материалы IV Всероссийской научной конференции. Муром: Муромский институт (филиал Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего профессионального образования “Владимирский государственный университет имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых”), 2013. С. 34–38.
- Зверев С.М., Акимов Г.Н., Новиков В.С. и др. Аппаратура для глубинного сейсмического зондирования и изучения местных землетрясений на суше и на море // Сейсмические приборы. 1978. Вып. 11. С. 75–77.
- Ковачев С.А. Микросейсмичность Среднего Каспия по результатам донных сейсмологических наблюдений // Труды Каспийского филиала ИО РАН. Астрахань, 2016. С. 9–37.
- Ковачев С.А., Ганжа О.Ю. Основные результаты исследований строения земной коры Персидского залива, полученные методом глубинного сейсмического зондирования // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 1–16.
- Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и их возможная тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2006. № 5. С. 50–60.
- Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Новые данные о мантийной сейсмичности Каспийского региона и их геологическая интерпретация // Геотектоника. 2009. № 3. С. 30–44.
- Ковачев С.А., Крылов А.А., Ганжа О.Ю., Егоров А.В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в акватории Персидского залива // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021) // Материалы XVII международной научно-технической конференции. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021а. С. 201–204.

- Ковачев С.А., Крылов А.А., Егоров А.В. Результаты донных сейсмологических наблюдений в акватории Персидского залива // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021) // Материалы XVII международной научно-технической конференции. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021б. С. 205–208.
- Ковачев С.А., Соловьев С.Л. Определение магнитуд микроземлетрясений по донным сейсмологическим наблюдениям // Физика Земли. 1996. Т. 32. № 5. С. 26–30.
- Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д., Архипова Е.В., Анисимова О.В. Новейшие структуры и сейсмичность Загроса // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 9–18.
- Левин Б.В., Сасорова Е.В., Борисов С.А., Борисов А.С. Оценка параметров слабых землетрясений и их сигналов // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 60–70.
- Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов на морском дне и возможных предвестников сильных землетрясений на морском дне. М.: Научный мир, 2005. 240 с.
- Лукк А.А., Ребецкий Ю.Л. Современная геодинамика и фокальные механизмы землетрясений в окрестности Бушерской АЭС // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 3. С. 90–108. <https://doi.org/10.21455/GPB2018.3-6>
- Непрович Ю.П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным // Бюлл. МОИП. Отдел. геологии. 1960. Т. 35. С. 30–35.
- Непрович Ю.П., Гончарова В.П., Непрочнова А.Ф. Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129. № 2. С. 408–411.
- Пийп В.Б., Ермаков А.П. Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 61–68.
- Пийп В.Б., Родников А.Г., Буваев Н.А. Исследование глубинного строения литосферы вдоль сейсмического профиля Кавказ–Южно-Каспийская впадина–Апшеронский порог–Средне-Каспийская впадина–Туранская плита // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2012. № 2. С. 45–51.
- Ребецкий Ю.Л., Лукк А.А., Татевосян Р.Э., Быкова В.В. Определение фокальных механизмов слабых землетрясений и современная геодинамика юга Ирана // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. Iss. 4. P. 971–988.
- Соловьев С.Л., Ковачев С.А., Кузин И.П., Воронина Е.В. Микросейсмичность Эгейского и Тирренского морей по наблюдениям донных сейсмографов. М.: Наука, 1993. 159 с.
- Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Под ред. В.В. Белоусова, В.С. Вольвовского. М.: Наука, 1989. 207 с.
- Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов // Тр. Геологического института РАН. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.
- Уломов В.И. Трехмерная модель динамики литосферы, структуры сейсмичности и изменений уровня Каспийского моря // Физика Земли. 2003. № 5. С. 5–17.
- Хаин В.Е. О статье С.А. Ковачева, В.Г. Казьмина, И.П. Кузина, Л.И. Лобковского “Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и их возможная тектоническая интерпретация” // Геотектоника. 2006. № 6. С. 90–91.
- Эппельбаум Л., Бен-Аврахам Ц., Кац Ю., Клотинг С., Кабан М.К. Гигантская квази-кольцевая мантийная структура в зоне Африкано-Аравийского сочленения: данные комплекса геологических и геофизических исследований // Геотектоника. 2021. № 1. С. 66–93. <https://doi.org/10.31857/s0016853x21010057>
- Adams A., Brazier R., Nyblade A., Rodgers A., Al-Amri A., DuBois P.S. Source parameters for moderate earthquakes in the Zagros Mountains with implications for the depth extent of seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. V. 99. № 3. P. 2044–2049.
- Allen M., Blanc E., Walker R., Jackson J., Talebian M., Ghassemi M. Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran // Geological Society of America. 2006. Special Paper. 409. P. 579–589.
- Allen M., Jackson J., Walker R. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates // Tectonics. 2004. V. 23. TC2008. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>
- Allen M.B., Saville C., Blanc E.J.-P., Talebian M., Nissen E. Orogenic plateau growth: Expansion of the Turkish-Iranian Plateau across the Zagros fold-and-thrust belt // Tectonics. 2013. V. 32. <https://doi.org/10.1002/tect.20025>
- Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami K. et al. Active faults in the Zagros and Central Iran // Tectonophysics. 2004. V. 380. № 3–4. P. 221–241. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.0>
- Baker C., Jackson J., Priestley K. Earthquakes on the Kazerun Line in the Zagros Mountains of Iran: Strike-slip faulting within a fold and thrust belt // Geophys. J. Int. 1993. V. 115. P. 41–61.
- Berberian M., King G.C.P. Towards a paleo-geography and tectonic evolution of Iran // Canadian Journal of Earth Sciences. 1981. V. 18. P. 210–265.
- Bird P. Finite element modeling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny // Tectonophysics. 1978. V. 50. P. 307–336.
- Bird P., Tokso Z.M.N., Sleep N.H. Thermal and mechanical models of continent–continent convergence zones // Journal of Geophysical Research. 1975. V. 32. P. 4405–4416.
- Casciello E., Vergés J., Saura E., Casini G., Fernández N., Blanc E., Homke S., Hunt D.W. Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros Simply Folded Belt (Iran) // Journal of the Geological Society. 2009. V. 166. P. 947–959. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-138>
- CSEM. Euro-Med earthquakes. URL: <https://www.emsc-csem.org/#2>. Дата обращения: 25.07.2022.

- Dekhani G., Makris J.* The gravity field and crustal structure of Iran // *Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Abh.* 1988. V. 168. P. 182–207.
- El-Isa Z.H.* Seismicity and seismotectonics of the Red Sea Region // *Arabian Journal of Geosciences*. 2015. № 8(10). <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1819-2>
- EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). URL: https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ngdc.mgg.geophysical_models:EMAG2_V3. Дата обращения 25.10.2022.
- Heidari R., Mirzaei N.* The seismotectonic model of main recent fault between 33° and 35° N // *Journal of the Earth and Space Physics*. 2009. <https://www.researchgate.net/publication/287189169>.
- Iranian Seismological Center. URL: <http://irsc.ut.ac.ir/>. Дата обращения: 14.08.2022.
- ISC. Bulletin: catalogue search. URL: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/#reviewed>. Дата обращения: 23.09.2022.
- Jackson J., McKenzie D.* The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East // *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 1988. V. 93. P. 45–73.
- Kkallas Ch., Papazachos C.B., Boore D., Margaris B.N.* Historical intermediate-depth earthquakes in the southern Aegean Sea Benioff zone: modeling their anomalous macroseismic patterns with stochastic ground-motion simulations // *Bulletin of Earthquake Engineering*. 2018. № 16(2). <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0342-8>
- Kovachev S.A., Krylov A.A., Mirnyuk S.G.* Seismic hazard assessment along the gas pipeline route in the Russian sector of the Black Sea using bottom seismological observations // *17th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics*. 2021. № 17.
- Kovachev S.A., Kuzin I.P., Soloviev S.L.* Microseismicity of the frontal Hellenic Arc according to OBS observations // *Tectonophysics*. 1992. V. 201. № 3–4. C. 317–327.
- Maggi A., Jackson J., Priestley K., Baker C.* A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle? // *Int. J. Geophys.* 2000. V. 143. P. 629–661.
- Maggi A., Priestley K.* Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 160. P. 1068–1080.
- Makris J., Yegorova T.* A 3-D density–velocity model between the Cretan Sea and Libya // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. P. 201–220.
- Montavalli-Anbaran S.H., Zeyen H., Brunet M.-F., Ardestani V.E.* Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling // *Tectonics*. 2011. V. 30. TC5013. DOI: TC002934 <https://doi.org/10.1029/2011>
- Nissen E., Tatar M., Jackson J., Allen M.* New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran // *Geophys. J. Int.* 2011. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05119.x>
- Nowroozi A.A.* Seismotectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Causasus, and Hindu Kush regions // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1971. № 61. P. 317–341.
- Papazachos B.C., Papaioannou Ch.A.* Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area // *Tectonophysics*. 1999. № 308. P. 193–204.
- Papazachos B.C., Dimitriadis S.T., Panagiotopoulos D.G., Papadimitriou E.* Deep structure and active tectonics of the Southern Aegean Volcanic arc // *Developments in Volcanology*. 2005. V. 7. P. 47–64.
- Paul A., Hatzfeld D., Kaviani A., Tatar M., Péquegnat C.* Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros // *Geological Society. London. Special Publications*. 2010. V. 330. P. 5–18. <https://doi.org/10.1144/SP330.2>
- Pollac H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // *Earth Planet Sci. Lett.* 1993. V. 244. № 1–2. P. 285–301. DOI: 1029/93RG01249
- Rostam G.G., Sakhaei S.R., Ebadati N.* Geodynamic and Tectonic Setting of Oman Line in South of Iran // *American Journal of Geophysics, Geochemistry and Geosystems*. 2016. V. 2. № 5. P. 64–73. <http://www.aiscience.org/journal/aj3g>
- Sasorova E.V., Levin B.W., Morozov V.E.* Hydro-seismicacoustical monitoring of submarine earthquakes preparation: observations and analysis // *Adv. Geosci.* 2008. № 14. P. 99–104. www.adv-geosci.net/14/99/2008/
- Shahvar M.P., Zare M., Castellaro S.* A Unified Seismic Catalog for the Iranian Plateau (1900–2011) // *Seismological Research Letters*. 2013. № 84(2). P. 233–249. <https://doi.org/10.1785/0220120144>
- Şengör A.M.C., Kidd W.S.F.* Postcollisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet // *Tectonophysics*. 1979. V. 55. P. 361–376.
- Solov'ev S.L., Kovachev S.A., Kuzin I.P., Tassos S.* Seismicity of the crust of the Aegean Sea from sea bottom seismological observations // *Доклады АН СССР*. 1989. Т. 305. № 5. C. 1085.
- Talebian M., Jackson J.* A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 156. P. 506–526.
- Talebian M., Jackson J.* Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia–Eurasia collision zone // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 150. P. 422–439.
- Tatar M., Hatzfeld D., Ghafory-Ashtiany M.* Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 156. P. 255–266.
- The Global Heat Flow Database. URL: <https://ihfciugg.org/products/global-heat-flow-database/>. Дата обращения: 15.09.2022.
- Trifonov V.G.* Zagros structure of the mountain belt (Iran) // *Geological Society. London. Special Publications*. 2010. V. 330. P. 5–18. <https://doi.org/10.1144/SP330.2>
- USGS. Search Earthquake Catalog. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>. Дата обращения: 25.09.2022.

Microseismicity of the Persian Gulf and the Zagros Mountain Massif According to Bottom Seismological Observations

S. A. Kovachev¹, * and A. A. Krylov¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia*

**e-mail: kovachev@ocean.ru*

Bottom seismological observations in the Persian Gulf over a short period made it possible to detect weak earthquakes with magnitudes ($M_L = -0.2-2.9$), whose sources are located in the mantle under its water area and under the Zagros mountain range. On the section built across the coastline of the Persian Gulf, under the Zagros Mountains, the projections of the sources of the detected earthquakes form seismic focal layers, steeply dipping into the mantle to the northeast to depths of 120–180 km. The spatial distribution of strong and medium earthquakes, obtained from the updated earthquake catalog of the US Geological Survey and the ISC International Seismological Catalog, does not contradict the distribution of sources of micro- and weak earthquakes, but complements it, forming a separate seismic focal layer. According to the data obtained as a result of bottom seismological observations, the entire thickness of the earth's crust of the region and the upper mantle, and not only the upper layers of the crust, as presented in a number of publications, are seismically active. It is possible that collision processes and accompanying phenomena (mantle seismicity and destruction of the granitic layer of the earth's crust) are associated with the presumed presence and rotation of the earth's surface with the center of rotation in the area of about. Cyprus.

Keywords: Persian Gulf, seismicity, seismological observations, bottom seismograph, micro-earthquakes, collision, focus depth, seismic layers

УДК 550.34

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ СИЛЬНЫХ ($M \geq 6.0$) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

© 2023 г. А. А. Коновалова^а, *, В. А. Салтыков^а

^аКамчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая Геофизическая Служба РАН”,
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: seismo@emsd.ru

Поступила в редакцию 06.09.2022 г.

После доработки 26.04.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

Дано описание поведения ряда сейсмических предвестников перед активизацией 2016–2019 гг. в районе с тектонически сложной геодинамической обстановкой на границах Тихоокеанской, Северо-Американской и Евразийской литосферных плит. С целью уточнения местоположения возможных очагов будущих сильных землетрясений рассмотрен комплексный подход применения выделяемых предвестников: затиший по параметру RTL и “Z-функция”, вариаций наклона графика повторяемости γ и площади сейсмогенных разрывов dS . Впервые применительно к Камчатке для аномалий по параметру dS , интерпретируемых как сейсмические активизации, показано наличие прогнозной составляющей до начала форшоковой активизации на примере увеличения его значений перед событиями, являющимися сильнейшими для районов расположения их очаговых областей: Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. $M_w = 7.8$ и землетрясения Угловое Поднятия 20.12.2018 г. $M_w = 7.3$. Общая протяженность аномальной области, существующей в настоящее время и включающей последовательные стадии затиший и форшоковых активизаций, составляет ~900 км, что допускает возможность возникновения в зоне сочленения трех литосферных плит нового сильнейшего землетрясения с магнитудой, превышающей все ранее зарегистрированные в этом районе.

Ключевые слова: сейсмичность, мониторинг, Камчатка, землетрясения, форшок, предвестники

DOI: 10.31857/S0203030623700323, **EDN:** AZDSHI

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что в местах взаимодействия тектонических плит локализованы масштабные и яркие проявления геодинамических процессов: сильнейшие катастрофические землетрясения, цунами, извержения вулканов, и одним из таких районов является Камчатка. Здесь не раз происходили сильные разрушительные землетрясения [Гусев, 2004; Гусев, Шумилина, 2004].

В настоящее время, как одно из мест, представляющих потенциальную угрозу сильного разрушительного землетрясения, рассматривается зона длительного сейсмического затишья в западной части Алеутской островной дуги — так называемая “Командорская брешь” [Федотов, 1968; Селиверстов, 2009; Лобковский и др., 2014; Sykes, 1971]. Этот район является зоной сочленения трех литосферных плит: Тихоокеанской, Северо-Американской и Евразийской. При этом непосредственный контакт Тихоокеанской плиты происходит с микроплитами Берингия [Ландер и др.,

1994; Селиверстов, 1998] и Охотоморская, как часть Евразийской [Павленкова и др., 2018].

В целях поиска предвестников сильных землетрясений указанный выше район покрыт сетью пунктов геофизических наблюдений существенно хуже по сравнению с окрестностью г. Петропавловск-Камчатский [Чебров и др., 2011]. Вполне очевидно, что доступным методом получения своевременной информации прогноза землетрясений являются сейсмологические методы, основанные на данных каталога землетрясений, получаемого в реальном времени. В настоящее время сеть сейсмических наблюдений Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единой геофизической службы Российской академии наук” (КФ ФИЦ ЕГС РАН) оснащена современными цифровыми приборами регистрации и обеспечивает представительность каталога [Чебров и др., 2013] на уровне, достаточном для использования его данных в статистических методах прогноза.

Таблица 1. Параметры землетрясений 2016–2019 гг. и номера соответствующих им аномалий

№	Дата	λ° в.д.	φ° с.ш.	H , км	ML	M_w	Номер аномалии
1	03.06.2016	169.36	53.95	17	5.5	5.3	RTL_3, Z_1, dS_2
2	04.07.2016	171.92	52.63	45.7	5.4	5.2	dS_4
3	22.08.2016	165.32	54.94	43.6	5.4	5.1	RTL_4, Z_{II}, dS_1
4	05.09.2016	168.53	54.42	34	6.3	6.1	RTL_5, Z_{III}
5	24.11.2016	164.78	55.11	50.3	5.9	5.5	RTL_4, Z_{II}, dS_1
6	27.03.2017	171.99	52.44	59.9	6.3	6.2	dS_6
7	29.03.2017	163.22	56.97	43	6.8	6.6	$RTL_{2 \text{ и } 6}, Z_{II}, dS_3, \gamma_2$
8	02.06.2017	170.55	53.99	32	6.6	6.7	RTL_3, Z_1, dS_5
9	17.07.2017	168.67	54.42	27.7	6.2	6.3	$RTL_{3 \text{ и } 5}, Z_{I \text{ и } III}, dS_7$
10	17.07.2017	168.9	54.35	7	7.3	7.8	
11	07.01.2018	165.55	54.96	59.8	5.9	5.1	$RTL_4, Z_{II}, dS_1, \gamma_4$
12	25.01.2018	166.65	55.37	45.6	6.3	6.2	$RTL_{1 \text{ и } 4}, Z_{II \text{ и } III}$
13	20.12.2018	164.71	54.91	54	7.3	7.3	$RTL_4, Z_{II}, dS_1, \gamma_4$
14	24.12.2018	164.46	55.25	51	6.6	6.1	
15	25.06.2019	164.41	56.18	57	6.4	6.4	$RTL_{1 \text{ и } 4}, Z_{2012, 2015, 2019}, dS_3, \gamma_{1 \text{ и } 3}$
16	26.06.2019	164.36	56.16	52.5	6.5	6.4	

Примечание. Положение эпицентров землетрясений приведены на рис. 1–5, характеристики аномалий – в табл. 2. ML – определение КФ ФИЦ ЕГС РАН (<https://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>); M_w – определение Global CMT catalog (<http://www.globalcmt.org/>); для землетрясений № 4 и № 13 – USGS National Earthquake Information Centre (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>).

С 2017 г. сейсмическая активность на Камчатке резко возросла (рис. 1). Основной энергетический вклад внесли сильные землетрясения $M \geq 6.0$, приуроченные к зоне сочленения Тихоокеанской литосферной плиты, Охотской и Берингии, среди которых два землетрясения с магнитудой выше 7.0: Ближне-Алеутское землетрясение (БАЗ) 17.07.2017 г. с ML 7.3 ($M_w = 7.8$) – сильнейшее в регионе задуговое землетрясение на трансформном разломе Беринга [Чебров и др., 2019] и землетрясение Угловое Поднятия (ЗУП) 20.12.2018 г. ML 7.3 ($M_w = 7.3$) – сильнейшее событие района южнее зоны сочленения Камчатского и Алеутского желобов [Чебров и др., 2020]. Оба землетрясения (БАЗ 2017 г. и ЗУП 2018 г.) сопровождалось большим числом афтершоков в течение первого года после главного толчка ~600 и 800 событий с энергетическим классом выше представительного для региона и размером длины очаговой зоны ~500 км и 95 км соответственно. До этих событий (в марте 2017 г.) произошли два последовательных сильных землетрясения на юго-восточной (ЮВ) и у северо-западной (СЗ) оконечности Командорского микроблока с интервалом ~2 сут (табл. 1) – удаленный форшок БАЗ 27.03.2017 г. ML 6.3 ($M_w = 6.2$) и Южно-Озерновское землетрясение (ЮОЗ)

29.03.2017 г. ML 6.8 ($M_w = 6.6$) [Чебров и др., 2017]. Позднее, в акватории Камчатского пролива, пространственно расположенного между очагами землетрясений ЮОЗ, БАЗ 2017 г. и ЗУП 2018 г., произошел дуплет землетрясений 25.06.2019 г. ML 6.4 ($M_w = 6.4$) и 26.06.2019 г. ML 6.5 ($M_w = 6.4$).

При детальном ретроспективном анализе вариаций фоновой сейсмичности, предшествующей серии сильных событий 2016–2019 гг. в данном районе (см. табл. 1), отмечены аномальные вариации параметров, рассматриваемые в качестве предвестников (локальных пространственно-временных зон затишья и активизаций) по среднесрочным прогностическим методикам, используемым в КФ ФИЦ ЕГС РАН [Салтыков и др., 2013]. Целью представляемой работы является демонстрация динамики развития сейсмических предвестников по прогностическим методикам: RTL , Z -функция, вариации наклона графика повторяемости γ и площади сейсмогенных разрывов dS .

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Исходный региональный Каталог КФ ФИЦ ЕГС РАН 1962–2019 гг. (<http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/catalogue/catalogue.php>) [Чебров и др.,

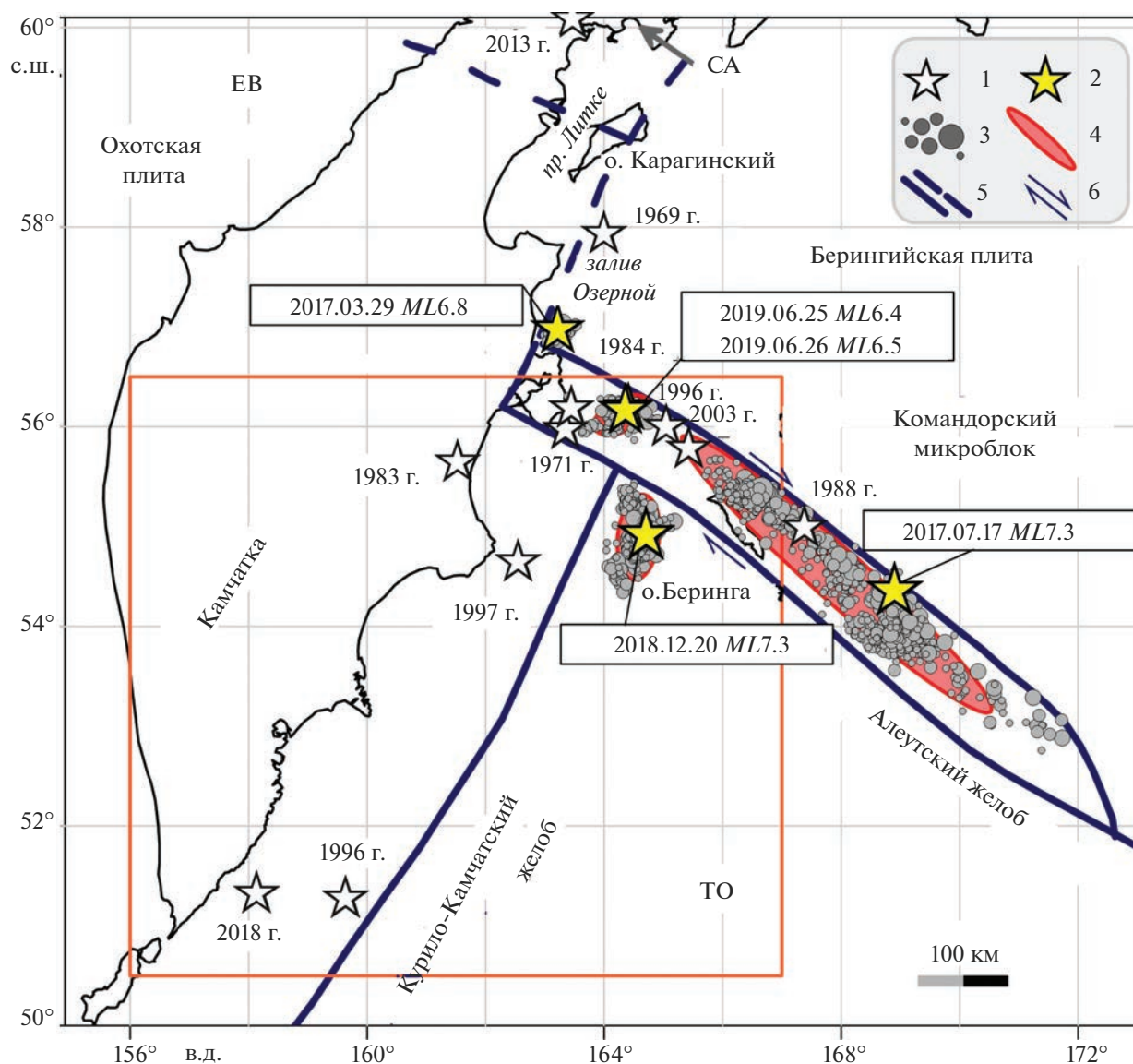


Рис. 1. Сильнейшие землетрясения за период 1962–2019 гг. в зоне сочленения Тихоокеанской (ТО), Северо-Американской (СА) и Евразийской (ЕВ) литосферных плит.

1 – сильные землетрясения $K \geq 14.0$ за инструментальный период, упоминаемые в тексте; 2, 3 – основные землетрясения активизации 2017–2019 гг. и афтершоковые последовательности; 4 – их очаговые зоны (2σ -эллипс рассеяния афтершоков); 5 – границы литосферных плит (по [Пинегина и др., 2012]) достоверные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктирная); 6 – ориентация сдвигов. Камчатская сейсмоактивная область (КСО) выделена прямоугольником.

2013; Чеброва и др., 2020] предварительно очищен от группированных событий с помощью программы В.Б. Смирнова (МГУ им. М.В. Ломоносова) [Смирнов, 2009], реализующей алгоритм Молчана–Дмитриевой [Молчан, Дмитриева, 1991]. Нижний порог $K = 8.5$ ограничивает каталог по представительному энергетическому классу для Камчатки согласно классификации С.А. Федотова [Федотов, 1972] и $H = 100$ км по глубине. В режиме мониторинга с целью оценки сейсмической обстановки в регионе рассматривается район, ограниченный координатами 50.5° – 57° с.ш. и 155.5° – 167° в.д.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вариации наклона графика повторяемости γ

Наклон графика повторяемости γ является параметром, характеризующим распределение землетрясений по магнитуде M (или энергетическому классу K) согласно закону Гутенберга–Рихтера. Использование этого параметра вызвано интересом к мониторингу изменений сейсмичности с целью прогноза сильных землетрясений, в частности, перед некоторыми сильными землетрясениями наблюдалось уменьшение величины γ [Завьялов, 2006; Моги, 1988 и др.]. Наклон графика

ка повторяемости рассчитывается по методу максимального правдоподобия [Aki, 1965]:

$$\gamma = \log_{10} e \frac{1}{\sum_i^n K_i / N - K_0},$$

здесь K_0 — минимальный энергетический класс используемых землетрясений, соответствующий уровню представительной регистрации землетрясений; K_i — энергетический класс i -го из N ($N \geq 100$) зарегистрированных землетрясений.

Для выявления статистически значимых изменений γ применен Z -тест. Параметр Z рассчитывается как нормированная вариация γ :

$$Z_\gamma = (\gamma^{dT} - \gamma^T) / (\sigma_{\gamma^{dT}}^2 + \sigma_{\gamma^T}^2)^{1/2}.$$

Сравниваются средние значения γ во временных интервалах dT со средними значениями (фоновыми) за период наблюдений $T > dT$. Карты площадного распределения значений Z_γ строятся при сканировании исследуемой области цилиндрическими элементарными объемами заданной высоты и радиуса. В качестве предвестников рассматриваются вариации наклона графика повторяемости при значениях $Z_\gamma \geq 3$ либо $Z_\gamma \leq -3$, когда нулевая гипотеза о равенстве сравниваемых величин параметра γ (γ^{dT} и γ^T) отклоняется с достоверностью 0.99.

Расчет и построение карт площадного распределения величины Z_γ согласно методике [Коновалова, Салтыков, 2010] проводятся при фиксированном числе землетрясений N ($8.5 \leq K \leq 13.0$), попавших в элементарный объем переменного радиуса R . По данным ретроспективного анализа ожидается, что сильное землетрясение с магнитудой $M \geq 6.0$ произойдет в пределах проявления значимых вариаций или на периферии аномальных областей. Среднеквадратичная ошибка наклона графика повторяемости определяется по формуле [Кулльдорф, 1966]:

$$\sigma_\gamma = \frac{\gamma}{\sqrt{N}}.$$

Аномальную область на картах оконтуривает сплошная линия, проведенная как огибающая расчетных элементарных объемов, в которых сравниваемые временные интервалы дают значимые различия γ .

Временной ход $\gamma(t)$ строится для единичных областей с максимальными значениями Z_γ .

Сейсмические затишья по параметру RTL и “ Z -функция”

Методика расчета прогностического параметра RTL основана на предположении, что в районе готовящегося землетрясения последовательно

сменяют друг друга стадии сейсмического затишья и форшоковой активизации, при этом аномальные свойства сильнее выражены вблизи будущего сильного землетрясения как в пространстве, так и во времени. Аномалиям, свидетельствующим о подготовке сильного землетрясения [Соболев, Пономарев, 2003; Соболев, Тюпкин, 1996], соответствуют области с отрицательными значениями комплексного параметра RTL — произведения эпицентральной R , временной T и энергетической L функций, нормированных на их стандартные отклонения:

$$R(x, y, z, t) = \left[\sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{r_i}{r_0}\right) \right] - R_s,$$

$$T(x, y, z, t) = \left[\sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{t - t_i}{t_0}\right) \right] - T_s,$$

$$L(x, y, z, t) = \left[\sum_{i=1}^n \left(\frac{l_i}{r_0}\right)^p \right] - L_s,$$

где x, y, z, t — координаты и время точки расчета; r_i, t_i — эпицентральные расстояния ($r < 100$ км) и времена ($t < 2$ лет) сейсмических событий (с энергетическим классом $K < 13.0$); $r_0 = 50$ км и $t_0 = 1$ год — коэффициенты, характеризующие степень убывания влияния более удаленных землетрясений; p — коэффициент, характеризующий величину вклада каждого последующего события, при $p = 1$ вклад функции L возрастает пропорционально размеру разрыва в очагах землетрясений; l_i — длина разрыва в очаге i -го землетрясения.

Размер сейсмогенного разрыва оценивается по формуле [Ризниченко, 1976]:

$$\lg(l_i) = 0.244K_i - 2.266.$$

Узлы сетки, в которых значения параметра $RTL < -3$ объединяются по принципу пространственно-временного соседства и определяют область сейсмического затишья. Количественно аномалия сейсмического затишья характеризуется минимальным значением RTL за все время ее развития в одной из расчетных точек, именуемой реперной, а также длительностью, определяемой как интервал времени, в течение которого в этой точке параметр $RTL < -3$.

Методика Z -функция, так же как и методика RTL , ориентирована на выявление сейсмических затиший в сейсмическом режиме отдельных пространственных областей и опирается на работы М. Висса и Р. Хабермана [Habermann, 1988; Wyss, Habermann, 1988]. Для локализации в пространстве аномальной зоны район исследования покрывается сеткой с фиксированным шагом. Для каждого узла сетки в заданный момент времени вычисляется функция Z :

$$Z = (R_{\text{all}} - R_{dT}) / (\sigma_{\text{all}}^2 + \sigma_{dT}^2)^{1/2},$$

где R_{dT} и R_{all} — средние величины скорости потока землетрясений (количество землетрясений в единицу времени) на двух временных интервалах (один — длительностью не менее года и привязанный к расчетной дате, другой включает в себя все остальное время), σ — стандартные отклонения R на этих интервалах.

Рассматриваются события в элементарной цилиндрической области переменного радиуса (от 30 до 55 км) глубиной 70 км при количестве землетрясений 300.

Положительное значение этой функции означает уменьшение скорости сейсмического потока R , т.е. формирование сейсмического затишья. Для всех точек с $Z > 3$ (что соответствует не менее 99% надежности выделения сейсмического затишья), попадающих в интервал 1–5 лет до конца каталога, вычисляется величина уменьшения скорости сейсмического потока $SRD(t)$ [Салтыков, Кугаенко, 2000]:

$$SRD(t) = 1 - R_{dT} / R_{\text{all}}.$$

Далее определяется наибольшее значение $SRD = \max(SRD(t))$ и время его наблюдения dT (длительность затишья).

Строятся карты, на которых отмечаются узлы сетки, соответствующие изменению скорости сейсмического потока в 2 раза ($SRD = 0.5$), в 4 раза ($SRD = 0.75$), в 8 раз ($SRD = 0.875$), полному исчезновению сейсмичности ($SRD = 1$). Выделенные объемы с заданным уменьшением сейсмичности объединяются по принципу пространственно-временного соседства и рассматриваются далее как единая область сейсмического затишья. Оконтурируется лишь та часть объединенного блока, где для каждого элементарного объема существует временной интервал не менее 1 года с полным отсутствием сейсмичности (заданный порог $SRD = 1$ определяет зону абсолютного сейсмического затишья — сейсмическое молчание) или уменьшением сейсмичности не менее чем в 8 раз ($SRD \geq 0.875$) относительно фоновой сейсмичности исследуемого района.

Количественно аномалия сейсмического затишья характеризуется значениями Z и SRD , рассчитанными для выделенной области, и длительностью.

Вариации площади сейсмогенных разрывов

В следующем за затишьем этапе подготовки сильного землетрясения в окрестности RTL -аномалии должна проявиться форшоковая активизация согласно методике [Соболев, 1999]. Выявление сейсмической активизации построено на основе анализа площадей сейсмогенных разрывов.

Вычисляется dS — разница между накопленной площадью сейсмогенных разрывов в пределах круговой области радиусом $R = 50$ км за последний год ($T = 1$ год) и среднемноголетним значением (T — длина каталога), нормированная на ее среднеквадратичное отклонение. Площади разрывов оцениваются по формуле:

$$S = \frac{1}{T} \frac{1}{S_R} \sum_{i=1}^n 10^{\frac{2}{3}(K_i - K_0)},$$

где K_i — энергетический класс текущих событий, $K_0 = 8.5$, $S_R = \pi R^2$.

В качестве исходных данных используется полный (не очищенный от афтершоков) каталог.

Отслеживаются повышенные значения dS , проявившиеся в окрестности аномалий сейсмического затишья, которые могут быть проинтерпретированы как форшоковая активизация. Рассматриваются аномалии с $dS \geq 3$ (или 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Предвестниковые вариации параметра γ

Эпицентр Южно-Озерновского землетрясения 29.03.2017 ML 6.8 (рис. 2а) расположен в пределах аномальной области γ_2 (см. рис. 2г), землетрясения которой сформировали аномальные значения Z_γ . Значительное уменьшение величины наклона графика повторяемости γ отмечено в интервале времени $dT = 6$ лет с 2010 по 2015 гг. (указан на картах) относительно предшествующего временного интервала, равного удвоенному расчетному интервалу $2dT = 12$ лет (1998–2009 гг.), и долговременных фоновых значений $T = 53$ года (1962–2015 гг.) (см. рис. 2в). Минимальные значения параметра $\gamma 0.33 \pm 0.06$ отмечены за 15 мес. до события в декабре 2015 г. (табл. 2).

Динамику развития аномалии Z_γ перед землетрясением Угловое Поднятия 20.12.2018 г. ML 7.3 демонстрируют карты (см. рис. 2д, 2е). Пониженные значения γ за 3 года до события были сосредоточены преимущественно севернее очаговой области ЗУП (см. рис. 2г), минимум 0.36 ± 0.04 аномалии γ_4 отмечен за 1.5 года (см. рис. 2д) до главного события и последующего за ним сильнейшего афтершока 24.12.2018 ML 6.6 на северо-западной периферии очага, эпицентр которого пространственно совпадает с центральной частью аномалии, достигшей к концу 2017 г. размеров, сопоставимых с очагом (см. рис. 2е). За год до события аномалия приобрела и схожую с очагом форму, вытянутую в субмеридиональном направлении. Значимые аномалии наклона графика повторяемости в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, относящиеся к землетрясению Угловое Поднятия, выявлены при рассмотрении значений γ за расчетные интервалы (2010–2015, 2011–2016 и 2010–2017 гг.) в

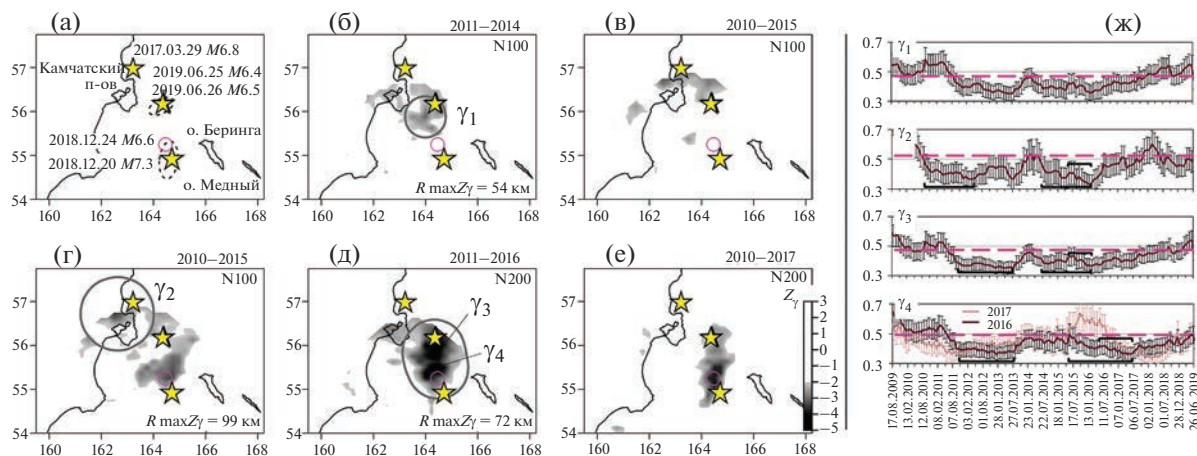


Рис. 2. Эпицентры землетрясений (а): главные события (звезды), афтершок (не закрашенный кружок) и области их афтершоковых последовательностей (пунктирная линия); б–е – карты аномальных вариаций γ перед сильными землетрясениями 2017–2019 гг. за указанные интервалы: б – в течение $dT = 4$ лет, в – 6 лет относительно фонового уровня (T с 1962 г.), г, д – в течение $dT = 6$ лет, е – 8 лет относительно значений интервала $T = 2dT$, предшествующего расчетному, аномалии Z_γ оконтурены сплошной линией; ж – кривые $\gamma(t)$, полученные в скользящем временном окне 2 года (шаг 30 сут). Средний многолетний уровень γ отмечен пунктирной линией.

сравнении с предшествовавшими им удвоенными временными интервалами.

Перед дуплетом землетрясений 25.06.2019 г. ML 6.4 и 26.06.2019 г. ML 6.5 на западной границе Командорского блока аномальные значения наклона графика повторяемости относительно фоновых значений отмечались за 6 лет до событий (см. рис. 2б). Их эпицентры расположены на периферии области γ_1 , землетрясения которой сформировали аномалию на начальном этапе ее проявления. Временной интервал, на который приходится максимальное понижение параметра γ перед июньским дуплетом (γ_3) совпадает с отрицательной динамикой наклона графика повторяемости, соотнесенной к ЗУП – γ_4 (см. рис. 2д). Спустя ~ 3.5 года после значений γ 0.36 ± 0.05 (февраль 2016 г.), наименьших за все время развития аномалии с разницей в ~ 17 ч, в пределах аномальной области произошли оба землетрясения дуплета. Очаговая область локализована вблизи пространства интенсивного проявления предвестника, где значения $Z_\gamma < -4$. Нижнее пороговое значение времени ожидания возможного сильного землетрясения в случае аномалии Z_γ , предвещающей дуплет 2019 г., можно оценить в 6 лет. На примере Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г. ML 7.0 ($M_w = 7.8$) [Коновалова, Салтыков, 2010] ранее отмечался временной интервал проявления аномалии пониженных значений равный ~ 10 годам.

Заблаговременное (~ 1.5 – 3.5 года) аномальное уменьшение наклона графика повторяемости (γ_3 и γ_4) между двух сейсмоактивных очагов (землетрясения Углового Поднятия 2018 г. и июньского дуплета 2019 г.) на площади, сопоставимой с их совокупной площадью, при интенсивности $Z_\gamma < -4$

может свидетельствовать о наличии единого процесса подготовки в сейсмическом объеме среды, предвещающего эти землетрясения.

Сейсмические затишья: RTL - и Z -аномалии

Динамика развития зон сейсмических затиший, проявившихся с 2012 по 2016 гг., показана в виде карт распределения параметров RTL и SRD (рис. 3). Маркировка значений анализируемых параметров (глубина цвета) изменяется в соответствии с диапазоном значений (< -12 , -9 , -6 , -3) для RTL -аномалий и параметра уменьшения скорости сейсмического потока SRD ($=1$; > 0.875 , 0.75 , 0.5) для Z -аномалий.

RTL - и Z -аномалии схожи по расположению и развитию во времени. Аномалии проявлялись практически вдоль всего Командорского блока поэтапно: первоначально в СЗ секторе в 2012 г. (см. рис. 3б, 3в, 3г), затем в ЮВ области I в 2014 г. (см. рис. 3д, 3к), спустя 8 мес. стало вновь развиваться северо-западное затишье II (см. рис. 3е, 3ж, 3л). В сентябре 2015 г. сейсмическое затишье III (см. рис. 3з, 3и, 3м) проявилось между I и II аномалиями, и было прервано 05.09.2016 г. форшоком БАЗ (см. рис. 3а). Длительность аномалий составляет 1–2 года (см. рис. 3н). Землетрясения произошли в пределах, либо в ближайших (не более 30 км для дуплета землетрясений 25.06.2019 г. и 26.06.2019 г.) окрестностях аномалий в интервале времени для большей части событий до 3 лет после окончания затишья, что соответствует периоду ожидания реализации предвестника. Землетрясение Углового Поднятия 20.12.2018 г. произошло спустя ~ 8 мес. после снятия тревоги (достигшей порога 3 лет). В свою очередь, связываемая с этим событием форшоковая активизация 2016 г.

Таблица 2. Характеристика аномалий, обнаруженных различными методами среднесрочного прогноза

Название аномалий	Экстремальные значения	dT , мес.	Координаты аномальной области	Дата (месяц, год)		№	Время ожидания, мес.
				max	end		
Z_I							
γ_1	−3.07	18	55.88° с.ш., 164.00° в.д., $R = 54$ км	07.2013 г.	07.2013 г.	15–16	72
γ_2	−3.43	18	56.75° с.ш., 162.50° в.д., $R = 99$ км	12.2015 г.	02.2016 г.	7	15
γ_3	−4.36	18	55.75° с.ш., 164.25° в.д., $R = 67$ км	02.2016 г.	02.2016 г.	15–16	40
γ_4	2016 −4.59	18	55.5° с.ш., 164.5° в.д., $R = 72$ км	04.2017 г.	06.2017 г.	11, 13, 14	9, 20
	2017 −4.06	16	55.1° с.ш., 164.5° в.д., $R = 65$ км	02.2018 г.	04.2018 г.		−, 10
RTL							
1	−13.1	7	55.42°–56.91° с.ш.	04.2012 г.	08.2012 г.	12, 15–16	69, 86
	−9.9	13	164.81°–168.16° в.д.	11.2014 г.	08.2015 г.		38, 55
2	−11.6	26	57.42°–57.97° с.ш. 162.88°–165.35° в.д.	09.2012 г.	07.2014 г.	7	54
3	−18.5	14	53.04°–54.72° с.ш. 167.81°–171.35° в.д.	07.2014 г.	02.2015 г.	1, 8, 9–10	23, 35, 36
4	−12.0	12	54.60°–56.59° с.ш. 164.59°–167.95° в.д.	05.2015 г.	08.2015 г.	3, 5, 11, 12, 13–14, 15–16	15, 18, 32, 32, 44, 49
5	−16.1	12	54.54°–56.58° с.ш. 165.84°–168.68° в.д.	07.2016 г.	08.2016 г.	4, 9–10	2, 12
6	−9.1	12	57.90°–58.96° с.ш. 162.00°–165.64° в.д.	06.2016 г.	09.2016 г.	7*	9
“Z-функция”							
2012	$Z = 14.6, SRD = 1$	18	54.52°–55.71° с.ш. 160.13°–162.18° в.д.	04.2012 г.	04.2012 г.	15–16	86
I	2014 $Z = 8.9, SRD = 1$	13	53.12°–54.73° с.ш. 167.46°–170.32° в.д.	07.2014 г.	10.2014 г.	1, 8, 9–10	23, 35, 36
II	2015 $Z = 9.4, SRD = 1$	17	55.77°–57.22° с.ш. 160.88°–163.86° в.д.	08.2015 г.	10.2015 г.	7	19
III	$Z = 10.7, SRD = 1$	15	55.08°–56.43° с.ш. 163.76°–167.48° в.д.	05.2015 г.	05.2015 г.	3, 5, 11, 12, 13–14, 15–16	15, 18, 32, 32, 44, 49
	2016 $Z = 8.6, SRD = 1$	14	53.88°–56.10° с.ш. 166.20°–169.35° в.д.	08.2016 г.	08.2016 г.	4, 9–10, 12	1, 11, 17
	2019 $Z = 11.4,$ $SRD = 0.93$	12	56.06°–57.13° с.ш. 162.35°–165.12° в.д.	04.2019 г.	04.2019 г.	15–16	2
dS							
1	6.3	13	54.15°–54.83° с.ш. 164.84°–165.64° в.д.	04.2015 г.	05.2015 г.	3, 5, 11, 13–14	16, 19, 33, 45
	3.6	12	54.55°–55.50° с.ш. 164.03°–165.46° в.д.	04.2017 г.	06.2017 г.	11, 13–14	9, 20
2	5.9	12	53.40°–54.27° с.ш. 170.30°–171.74° в.д.	10.2014 г.	09.2015 г.	1	9
3	4.8	12	56.75°–57.27° с.ш. 163.76°–164.50° в.д.	01.2016 г.	02.2016 г.	7, 15–16	14, 41

Таблица 2. Окончание

Название аномалий	Экстремальные значения	dT , мес.	Координаты аномальной области	Дата (месяц, год)		№	Время ожидания, мес.
				max	end		
4	7.6	12	52.62°–53.50° с.ш. 171.57°–173.00° в.д.	01.2016 г.	06.2016 г.	2	6
5	3.3	25	53.17°–54.37° с.ш. 171.72°–169.67° в.д.	06.2016 г.	07.2018 г.	8	12
6	4.3	24	52.26°–53.12° с.ш. 171.25°–172.72° в.д.	07.2016 г.	07.2018 г.	6	8
7	5.2	12	53.87°–54.76° с.ш. 168.01°–169.50° в.д.	09.2016 г.	08.2018 г.	9–10	10
	7.0			07.2017 г.			—

Примечание. dT – длительность аномалий, определяемая интервалом времени, в течение которого параметры принимали следующие значения: $Z\gamma \leq -3$ в пределах круговой области радиусом R (км); $RTL < -3$; $\max SRD(t)$; $dS > 3$. В графе end указаны даты завершения аномалий, для сейсмического затишья $SRD > 0.875$; № – номера землетрясений из табл. 1, сопоставленных аномалиям (* – ошибка по пространственному признаку). Время ожидания – интервалы времени между датами, на которые приходится экстремальные значения параметров (max) и моментами землетрясений.

[Чебров и др., 2020] отмечена спустя ~7 мес. после завершения сейсмического затишья.

Проанализировав совокупность аномалий, выделенных ретроспективно методами RTL и Z -функция, предвещающих Ближне-Алеутское землетрясение [Кравченко, Коновалова, 2019], учитывая их взаимное расположение и развитие во времени, можно выделить следующие особенности. Развитие сейсмического затишья перед БАЗ можно рассматривать как три последовательно развивающихся аномалии (рис. 4): I – юго-восточную, II – северо-западную и III – аномалию, проявившуюся между первыми двумя после их завершения.

Пространственное расположение сейсмических затиший согласуется с моделью БАЗ – С, предполагающей составной очаг из двух субочагов CI и CII [Чебров и др., 2019]. Согласно данной модели, юго-восточная аномалия охватывает большую часть основного очага CI, а северо-западная аномалия пространственно совпадает с субочагом CII. Пространственную область, в пределах которой в первые часы после главного толчка афтершоки отсутствовали, закрывает третья аномалия.

Кроме того, в течение 12 мес., с мая 2014 г. по май 2015 г., сейсмические затишья ЮВ и СЗ аномалий развивались одновременно и завершились за ~2.5 года до БАЗ. Наиболее сильный форшок 02.06.2017 г. ML 6.6, предшествующий БАЗ, и сильнейший афтершок 25.01.2018 г. ML 6.3 произошли на периферии I и II аномалии соответственно.

В области III аномалии (см. рис. 4а) сейсмическое молчание проявилось за 3 месяца до начала форшоковой активизации (см. рис. 4б), развивавшейся с сентября 2016 г. В пределах зоны пересечения двух аномалий I и III выделяется участок, где дважды отмечается снижение скорости сейсмического потока более чем в 8 раз ($SRD > 0.875$), с мая

по октябрь 2014 г. и с января по август 2016 г. Форшоки ближайших к эпицентру БАЗ расположены в пределах этого участка. Инструментальные эпицентры БАЗ и его сильнейшего афтершока находятся на пересечении аномалий сейсмических затиший, разнесенных во времени.

RTL -аномалия в заливе Карагинский развивалась с 2012 г. одновременно с аномалиями затишья вдоль трансформного разлома Беринга, предвещающих Ближне-Алеутское землетрясение 2017 г. (см. рис. 3). И если аномалию 2012 г. (RTL_2) можно рассматривать как ранний предвестник Южно-Озерновского землетрясения 2017 г., то выделенное в 2016 г. затишье (RTL_6) близ населенного пункта Ивашка (см. рис. 3з) располагается на большем удалении от его эпицентра. По этой причине авторы рассматривают данную RTL -аномалию в районе о. Карагинский как нереализованный предвестник. Кроме того RTL -аномалия в этом районе сменялась эпизодом повышенных значений параметра dS в 2018 г. В настоящее время затишье по параметру RTL продолжает развиваться вновь одновременно с аномалиями затишья и активизации в районе о. Беринга и п-ова Камчатский, в континентальной части Камчатского залива [Салтыков и др., 2021, 2022], а также аномалиями наклона графика повторяемости [Коновалова, Салтыков, 2021]. Сейсмическая обстановка (на конец 2022 г.) представлена ниже по данным комплексных аномалий.

Форшоковая активизация (параметр dS)

Аномалии вариаций площади сейсмогенных разрывов (рис. 5) предшествовали всем рассматриваемым в работе землетрясениям 2016–2019 гг. (см. табл. 1) за исключением сильнейшего афтершока БАЗ 25.01.2018 г. ML 6.3. Его эпицентр расположен на краю сейсмических затиший, выделенных одновременно двумя методами RTL и Z -функция

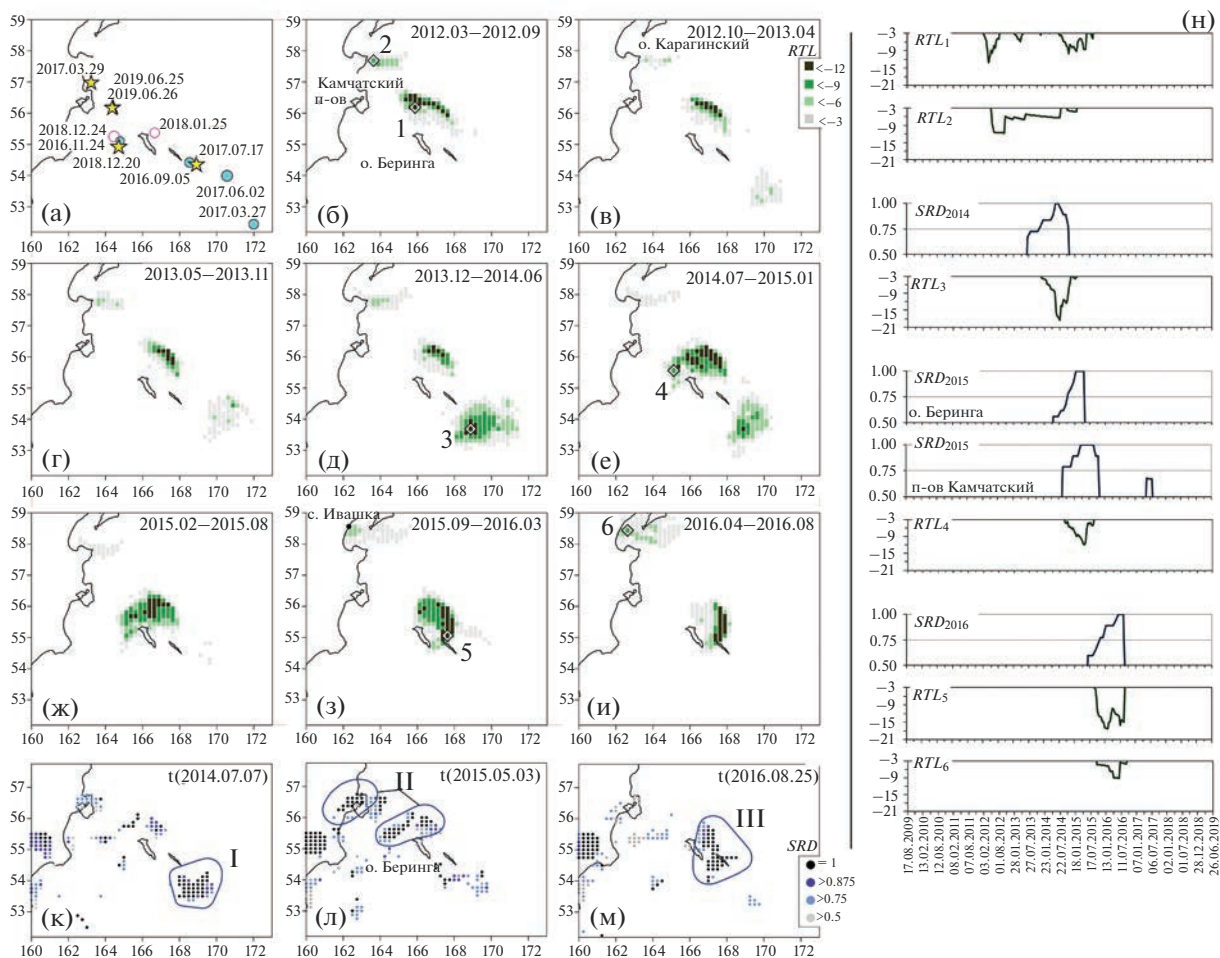


Рис. 3. Динамика сейсмических затиший по методу *RTL* и *Z*-функция.

а — положение эпицентров главных событий (звезды), форшоков и афтершоков (закрашенные и пустые кружки соответственно); б–и — карты минимальных значений параметра *RTL* на последовательных временных интервалах; к–м — карты максимальных значений параметра *SRD* на указанные расчетные даты, области сейсмического молчания (*SRD* = 1) оконтурены; н — графики *SRD(t)* и *RTL(t)* для областей *Z*-аномалий (оконтурены синей линией) и реперных точек *RTL*-аномалий (отмечены ромбами на картах).

дважды в 2015 и 2016 гг. (см. рис. 4), пространственно расположенных между выделенными аномалиями активизаций.

Активизация по параметру *dS* (см. рис. 5а, реперная точка 3) появилась за ~2 года до ЮОЗ 29.03.2017 г. *ML* 6.8 на восточной периферии его будущего очага (см. рис. 5б, 5д) и завершилась за 13 мес. до события. На протяжении 4 мес. (февраль–май 2015 г.) одновременно с *dS* развивались аномалии, связанные с БАЗ и ЗУП (см. рис. 5ж).

Перед БАЗ и его сильнейшими форшоками, т.е. до начала форшоковых активизаций, выделяются локальные зоны повышенных значений параметра *dS*. Увеличение *dS* началось на юго-восточной границе очага Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. *ML* 7.3 (см. рис. 5е) — *dS*₂ (см. рис. 5а), где впоследствии произошел сильнейший форшок 02.06.2017 г. *ML* 6.6 (см. рис. 5д). Примечательно, что сильным форшокам БАЗ *M* ≥

≥ 6.0 предшествовали более слабые землетрясения: 03.06.2016 г. *ML* 5.5 в районе сильнейшего форшока (см. рис. 5б, 5д) и 04.07.2016 г. *ML* 5.4 в районе удаленного форшока 27.03.2017 г. *ML* 6.3 (см. рис. 5в, 5д), а эпицентр форшока 05.09.2016 г. *ML* 6.3 (см. рис. 5в) расположен непосредственно рядом с эпицентром БАЗ.

Перед ЗУП 20.12.2018 г. *ML* 7.3 проявление предвестника развивалось по схожему сценарию с аномалиями, предвещающими форшоки БАЗ. Аномалия *dS*₁ (см. рис. 5а) прервалась до землетрясения 22.08.2016 г. *ML* 5.4 (см. рис. 5в) перед форшоковой активизацией, начавшейся за ~2 года до события с наиболее сильным форшоком 24.11.2016 г. *ML* 5.9 (см. рис. 5г). Основная часть афтершоков ЗУП, относящихся к наибольшему кластеру, выделенного в работе [Чебров и др., 2020], примыкает к аномалии пониженных значений наклона графика повторяемости *Z_γ* (см. рис. 2а, 2д)

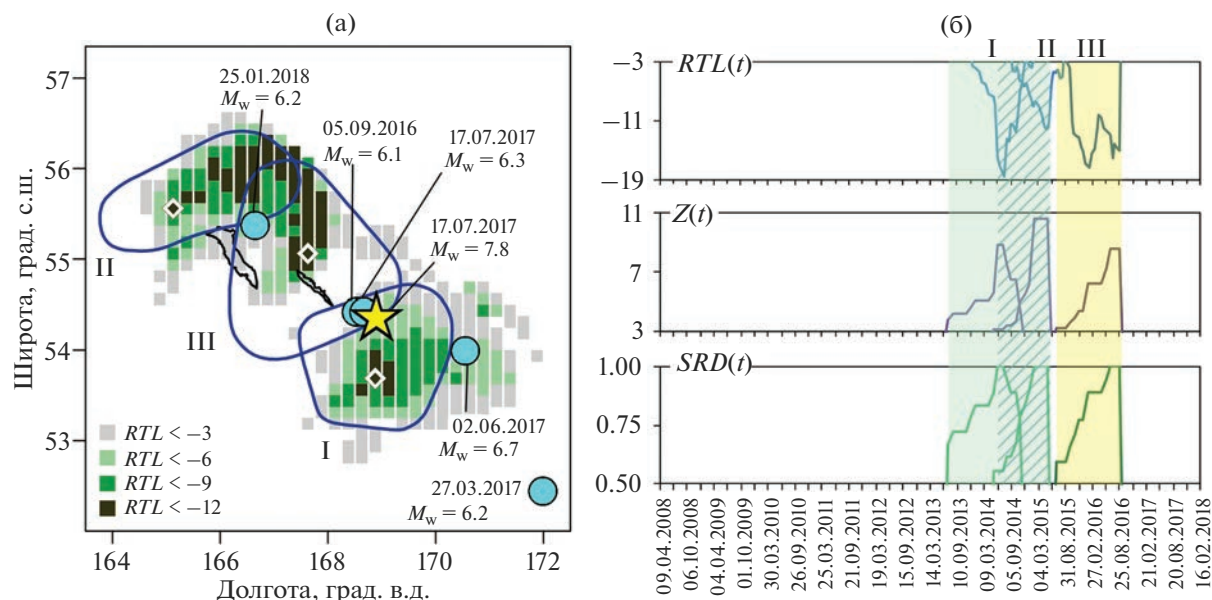


Рис. 4. Сейсмическое затишье перед Ближне-Алеутским землетрясением.

а — карта минимальных значений RTL за время развития аномалий, отмечены области сейсмического молчания по методу Z -функции (нумерованные контуры), эпицентры основного события (звезда), сильнейших форшоков и афтершока (кружки); б — временной ход параметров сейсмического режима: $RTL(t)$ соответствуют реперным точкам аномалий (ромбы на карте) по мере их проявления I–III, $SRD(t)$ и $Z(t)$ рассчитаны в годовом временном окне, штриховкой выделен интервал одновременного проявления затиший I и II.

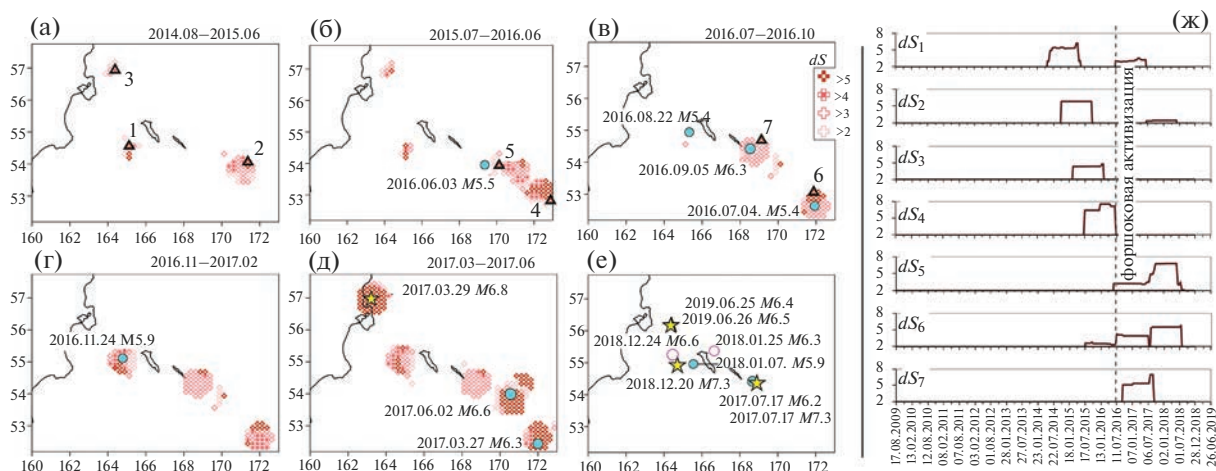
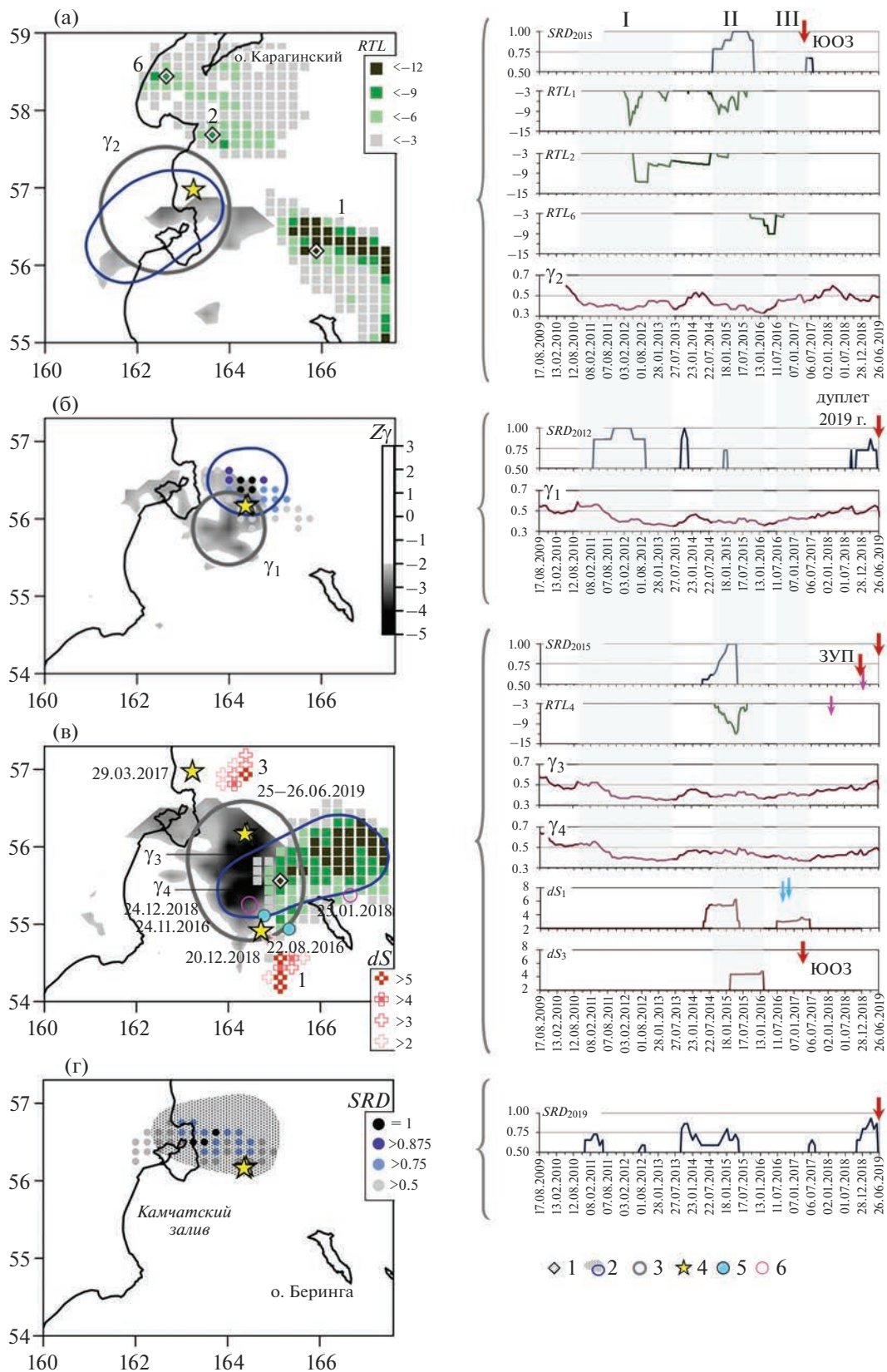


Рис. 5. Аномалии dS перед сильными землетрясениями 2016–2019 гг. за указанные временные интервалы (а–д); кривые $dS(t)$, рассчитанные для реперных точек (треугольники на картах) (ж); эпицентры землетрясений соответствуют описанию к рис. 3 (е).

Рис. 6. Взаимное расположение аномалий по комплексу среднесрочных прогностических признаков. Кривые $RTL(t)$, $SRD(t)$, $\gamma(t)$ и $dS(t)$ сгруппированы согласно соотношенным землетрясениям аномалий: ЮОЗ 29.03.2017 г. ML 6.8 (а), дуплету 25 и 26.06.2019 г. ML 6.4 и 6.5 (б, г); ЮОЗ, ЗУП 20.12.2018 г. ML 7.3 и дуплету землетрясений 2019 г. (в), три временных этапа, объединяющие проявление предвестников по времени, выделены серой заливкой, стрелки указывают моменты землетрясений. Карты пониженных значений γ : $dT = 4$ года (2011–2014 гг.) относительно многолетних наблюдений (T с 1962 г.) при $N = 100$ (6), $dT = 6$ лет (2010–2015 гг.), (2011–2016 гг.) относительно интервала $T = 2dT$, предшествующего расчетному при $N = 100, 200$ соответственно, графики $\gamma(t)$ в 2-летнем временном окне с шагом 30 сут (а, в). 1 — реперная точка RTL -аномалий; 2 — области уменьшения сейсмического потока $SRD \geq 0.875$ и $SRD = 1$; 3 — аномальная область Z_γ ; 4–6 — эпицентры главных событий, форшоков и афтершоков соответственно. Интенсивность цвета аномалий меняется в соответствии с градацией значений анализируемых параметров.



(рис. 6в) с юго-востока, при этом пространственно закрывает область проявления максимальных значений параметра dS на стадии форшоковой активизации [Салтыков, Кравченко, 2019].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В изменениях сейсмического режима перед сильными событиями неоднократно отмечалась последовательная смена аномалий сейсмического затишья и форшоковой активизации [Соболев, 1999]. Такая смена режима является классическим примером развития предвестников сильных землетрясений согласно представлениям авторских методик [Соболев, Пономарев, 1999; Соболев, 2003]. В этих работах также отмечалось, что во время развития в области будущего очага стадии активизации в соседних областях проявляется затишье. Локальные изменения сейсмического режима в местах подготовки сильных землетрясений прослеживаются и в вариациях наклона графика повторяемости γ [Завьялов, 2006 и др.]. Похожую картину реализации предвестников перед сильными камчатскими землетрясениями 2016–2019 гг. показаны на рис. 2–5. При детальном рассмотрении аномалий, предшествующих землетрясениям в области сочленения Тихоокеанской, Охотской и Берингской плит, обращают на себя внимание следующие особенности.

Наиболее ранние предвестники низкой сейсмической активности — аномалии сейсмического затишья 2012 г. и пониженных значений наклона графика повторяемости Z_γ — сменяются увеличением площади сейсмогенных разрывов dS на участках, примыкающих к границам аномальных областей. Подобное расположение аномальных зон с противофазной активностью отмечается как последовательно во времени, так и одновременно (см. рис. 6). В частности, аномалия dS_1 с юга примыкает к аномалиям пониженных значений γ и сейсмического затишья по параметрам RTL , “ Z -функция” в 2015 г. (см. рис. 6в). Аномалия dS_3 расположена на периферии области аномального уменьшения скорости сейсмического потока 2012–2015 гг. и наклона графика повторяемости, заполняя пространство между участками с низкой сейсмической активностью по параметру RTL 2012 г. (см. рис. 6а, 6в).

Рассмотрим выделенные вариации фоновой сейсмичности в комплексе параметров сейсмического режима подробнее. Предвестники можно объединить по времени их проявления и развития, разделив на три этапа (серая заливка, см. рис. 6). На I этапе на фоне общего уменьшения наклона графика повторяемости γ в аномальной области γ_2 (район Камчатского п-ова) устойчивые низкие значения γ сменяются эпизодом временного повышения параметра γ , в то время как в акватории у Камчатского пролива происходило падение — γ_3 и γ_4 (см. рис. 2ж). Максимальные отклонения γ согласно значениям Z_γ в пределах этих аномалий

(γ_3 и γ_4) соответствуют одному временному интервалу, а их локальные объемы образуют единую аномальную область. Повышенные значения γ в области γ_2 (см. рис. 2ж, 6а) соответствует повышению величины параметра RTL (точка 2) после локального минимума (затишья) в пределах участка севернее γ_2 .

На II и III этапе на побережье и в акватории отмечается похожее изменение кривых $\gamma(t)$ за исключением тенденции к понижению параметра γ на III этапе в южной части аномалии (γ_4) во время увеличения его значений на севере — γ_3 (см. рис. 6в). В данном случае уменьшение γ в течение года до июля 2017 г. связывается с увеличением числа относительно сильных событий с $M > 5.0$, отнесенных к форшоковой активизации землетрясения Угловое Поднятия (см. рис. 5г). II этап объединяет все рассматриваемые аномалии Z_γ схожим поведением наклона графика повторяемости в течение 1.5 лет по февраль 2016 г. За последние 8 мес. понижение величины параметра γ происходило одновременно. За последние полгода одновременно наблюдались и повышенные значения параметра dS (см. рис. 5ж) на ЮВ (реперная точка 4) и СЗ (реперная точка 3) окраинах рассматриваемой в работе территории. Сильные землетрясения 2017–2019 гг. в пределах данной территории вызвали повышение сейсмической активности до высокого и экстремально высокого уровня на Камчатке [Салтыков, Кравченко, 2019; Салтыков и др., 2020] согласно формализованной шкале “СОУС’09”, позволяющей интенсивность сейсмического процесса оценивать в качественных определениях [Салтыков, 2011]. Данные аномалии увеличения площади сейсмогенных разрывов за ~1 год предвещали землетрясения, произошедшие с разницей в 2 суток: отдаленный форшок БАЗ 27.03.2017 г. ML 6.3 и ЮОЗ 29.03.2017 г. ML 6.8. А сейсмические затишья в районе Камчатского п-ова и о. Беринга, относящиеся также ко II временному интервалу, сопоставлены ЮОЗ, форшоковой активизации ЗУП и удаленному афтершоку БАЗ 25.01.2018 г. ML 6.3. Такое единовременное проявление аномалий, выявленных по независимым прогностическим методикам, в удаленных друг от друга районах, свидетельствуют о сложном геодинамическом процессе, объединяющем столь протяженную зону.

Предвестники, выявленные перед ЗУП 2018 г. и июньским дуплетом 2019 г. (см. рис. 6в), являются примером согласованного проявления аномалий по комплексу среднесрочных прогностических методик: RTL , Z -функции, вариаций наклона графика повторяемости Z_γ и площади сейсмогенных разрывов dS . За ~7 лет до землетрясений 25 и 26 июня 2019 г. отмечалось сейсмическое затишье, за 6 лет значимое понижение величины наклона графика повторяемости (см. рис. 6б), за ~4.5 года на северной границе аномалий увеличение площади сейсмогенных разрывов (dS_3). Кроме того, перед дуплетом выделена аномальная

область сейсмического затишья по параметру “ Z -функция”, в пределах которой уменьшение скорости сейсмического потока в 14 раз ($SRD = 0.93$) наблюдалось в течение года и завершилось за 2 месяца до событий (см. рис. 6г).

Аномалии dS_1-dS_4 (см. рис. 5) развивались в течение года последовательно, со сдвигом 4 месяца. Их расположение обрамляет область, в пределах которой на протяжении последующих трех лет происходила серия сильных землетрясений, предваряемая форшоками и сопровождавшаяся афтершоковыми процессами $M \geq 6.0$. В области, не затронутой увеличением площади сейсмогенных разрывов, развивались сейсмические затишья.

Следующий эпизод увеличения площади сейсмогенных разрывов прослеживается с середины 2016 г. — III этап, относящийся к началу форшоковых активизаций двух сильнейших землетрясений из рассматриваемых в работе. Эпицентры форшоков 05.09.2016 г. ML 6.3 и 24.11.2016 г. ML 5.9 являются ближайшими (~25–30 км) к эпицентрам их главных событий БАЗ и ЗУП, соответственно.

Сильным форшокам предшествовали более слабые события с $ML > 5.0$, соответствующие аномальным областям по параметру dS . В течение 3 месяцев перед началом проявления очевидной форшоковой активизации произошли 3 события (см. рис. 5) с близкими величинами по энергии: 03.06.2016 г. ML 5.5 (см. табл. 1, № 1), 04.07.2016 г. ML 5.4 (№ 2), 22.08.2016 г. ML 5.4 (№ 3). Рассмотрим их подробнее.

1. До землетрясения в июне 2016 г. (см. рис. 5б) выделялась аномальная зона с реперной точкой 2 — dS_2 , после землетрясения аномалия продолжила развиваться (точка 5) до форшока в ЮВ части очага БАЗ 02.06.2017 г. ML 6.6 (см. рис. 5д), сопровождалась серией афтершоков БАЗ и завершилась в июле 2018 г.

2. Развитие аномалии dS_4 было прервано землетрясением в июле 2016 г. (см. рис. 5в), тем не менее, в точке 6 продолжалось еще 2 года, в течение этого времени на периферии аномальной зоны произошел удаленный форшок БАЗ 27.03.2017 г. ML 6.3 (см. рис. 5д).

3. Следующее событие в августе 2016 г. ML 5.4 (см. рис. 5в) произошло южнее о. Беринга, располагалось между будущими очагами БАЗ (его СЗ окончечностью) и ЗУП, а на расстоянии ~15 км от него 07.01.2018 г. произошло еще одно землетрясение с ML 5.9 (см. рис. 5е).

Протяженность комплексной аномальной области в зоне сочленения трех литосферных плит: Тихоокеанской, Охотской и Берингийской, включающей последовательные стадии затиший и форшоковых активизаций перед серией сильных землетрясений с 2017 г., составляет ~900 км, что допускает возможность согласно [Bowman et al., 1998] сильнейшего землетрясения с магнитудой $M > 8.0$, превышающей все ранее зарегистрированные в данном районе.

Ряд особенностей формирования комплексных аномалий сейсмичности отмечался ранее в работе [Соболев, 2008]. В частности, в работе [Салтыков и др., 1998] эпицентр Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г. $M_w = 7.8$ и его трех наиболее мощных афтершоков ($M_w = 6.7, 6.3, 6.1$) попадают в зоны пересечений независимых аномалий, где сначала наблюдалось затишье, а затем сменившая его активизация. Очерчивающее очаговую зону Кроноцкого землетрясения облако афтершоков протяженностью ~200 км перекрывало тогда выделенные зоны аномалий сейсмического процесса. В работе [Салтыков, Куаенко, 2000] районы затиший пересекались с очаговыми зонами сильных землетрясений 21 июня и 16 июля 1996 года $M_w = 7.0$ и 6.6 в Южной части Камчатки и на северо-восточном склоне Командорского блока лишь частично. Непосредственно в зонах афтершоков обоих землетрясений 1996 г. рассматриваемые процессы уменьшения сейсмической активности протекали менее выражено и на несколько месяцев позднее, чем в предварительно выявленных аномальных зонах. Затишье прекращалось перед обоими землетрясениями за несколько месяцев (~7 и 10 соответственно). Это предполагает, что затишье захватывает большую территорию, чем очаг готовящегося землетрясения. Миграция зон аномально низкой сейсмичности в направлении будущего очага отмечалась и перед другим камчатским землетрясением в 2018 г. [Коновалова, 2019] наряду с еще одним интересным фактом — скоплением смежных аномальных зон затишья вокруг эпицентра за 6 лет до события 06.07.2018 г. ML 6.7. Вероятно, подобные зоны ранних проявлений предвестников следует рассматривать как локальные объемы среды, приуроченные к будущим местам основного сброса накопленных напряжений. Этот и другие примеры, упомянутые выше, можно использовать как маркер нижнего уровня времени ожидания возможного сильного землетрясения: ~6 лет для сейсмического затишья как предвестника; ~10 лет для вариаций наклона графика повторяемости [Коновалова, Салтыков, 2010].

Из вышесказанного можно сделать следующий вывод: общий объем напряженной среды зачастую превышает размеры очага землетрясения, состояние сейсмического режима находит отклик в изменениях параметров, которые можно оценивать количественными и качественными методами на этапе подготовки будущего землетрясения заблаговременно, в том числе и в режиме реального времени. Для уточнения вероятного местоположения очаговой зоны с большей точностью требуется более детальный подход. Возможно, систематическое отслеживание динамики развития выделяемых аномалий в режиме мониторинга при комплексном анализе рассматриваемых параметров и подобным им, применяемых для оценок сейсмической обстановки, позволит приблизиться к решению данной задачи.

Несмотря на то, что в очаге БАЗ общей протяженностью по размерам облака афтершоков ~500 км произошла разгрузка накопленных напряжений, “Командорская брешь” по-прежнему остается не закрытой [Чебров и др., 2019]. В работе [Владимирова и др., 2022] отмечено существенное укорочение сейсмических циклов межплитовых землетрясений западного сегмента Алеутской островной дуги на примере событий у Крысыных островов. В очаговой зоне землетрясения 02.04.1965 г. $M = 8.7$ протяженностью ~600 км, а также восточнее, в пределах очага длиной порядка ~800 км Алеутского землетрясения 03.09.1957 г. с $M = 8.6$ — спустя всего 29 лет вместо предполагаемого периода (~60–90 лет), достаточного для накопления упругого сейсмогенного потенциала для реализации землетрясений такой силы, произошло землетрясение 07.05.1986 г. $M_w = 8.0$, а еще через 10 лет — с магнитудой 7.9 в 1996 г. Авторы работы [Яновская, Серватович, 2011] в качестве возможных причин возникновения подобных повторных землетрясений допускают как перераспределение напряжений в зоне главного толчка, так и недостаточное высвобождение деформаций в ходе афтершокового процесса. Учитывая эти результаты, сейсмические затишья в районе Командорских островов, фиксируемые в настоящее время (рис. 7), могут иметь природу, отражающую геодинамическую обстановку, не связанную с “артефактом” [Салтыков и др., 2021, 2022]. Под “артефактом” понимается искусственная природа обнаруженных аномалий затишья в районах очагов БАЗ и ЗУП, предположительно возникших вследствие удаления из каталога продолжительных афтершоковых последовательностей этих землетрясений. Кроме того, данные аномалии можно рассматривать реализовавшимися предвестниками перед землетрясениями 04.04.2020 г. $ML\ 6.0$ ($M_w = 5.5$) и 16.03.2021 г. $ML\ 6.6$ ($M_w = 6.6$) по их временному и пространственному положению.

В работе [Селиверстов, 2009] обозначена тенденция к концентрации сильнейших сейсмических событий к областям сочленения крупнейших сдвиговых зон западного окончания Алеутской дуги с континентальным склоном Восточной Камчатки, в основном, под линейными структурами северо-западного простирания — под разломами Беринга и Стеллера и, в меньшей степени, под глубоко-водным желобом. Данная тенденция, по мнению Н.И. Селиверстова, является временным явлением в подтверждение наличия “Командорской брешы”. Вместе с тем отмечалась возможность сильнейших землетрясений, приуроченных и к более северным структурам северо-западного простирания, в том числе у южной части о. Карагинский. Там же приведены механизмы сильных землетрясений за исторический период детальных инструментальных наблюдений и проанализированы с позиции современной тектоники литосферных плит, предполагающей правостороннее смещение литосферных блоков. Так, землетрясе-

ния 29.02.1988 г. $M_w = 6.9$ и 5.12.2003 г. $M_w = 6.6$ произошли на северо-восточном склоне Командорского блока Алеутской дуги, а эпицентры 15.12.1971 г. $M_w = 7.8$ [Гусев и др., 1975] и 28.12.1984 г. $M_w = 6.7$ у южного окончания п-ова Камчатский и мыса Африка (см. рис. 1) пространственно приурочены к зоне развития субширотных структур, отнесенных к головным чешуйчатым веерам сжатия на западном завершении разломов Беринга и Стеллера. В свою очередь фокальное решение землетрясения 17.08.1983 г. $M_w = 7.1$ [Гордеев и др., 1987; Зобин и др., 1988] на побережье Камчатского залива рассматривалось с позиции современного развития зоны поперечных дислокаций относительно Курило-Камчатского глубоководного желоба в отличие от привычных представлений о процессах субдукции, ориентированных вдоль островной дуги.

В работе [Гордеев и др., 2015] рассматривается вопрос о вероятности катастрофического землетрясения $M \sim 8.5$ –9 на западном окончании Алеутской дуги при подвижке Командорского блока, перемещающегося вдоль Алеутского желоба в сторону Камчатки, по типу цунамигенного разрушительного землетрясения 2004 г. $M_w = 9.0$ ¹ [Гусяков, 2018] у берегов острова Суматра (Индонезия) с длиной очага ~1200 км, возникшего вследствие подвижки Бирманской микроплиты. Обнаруженные отложения заплесков цунами в центральной и северной частях о. Карагинский в сравнении с отложениями от очагов-аналогов Озерновского землетрясения 1969 г. позволили заключить, что наблюдаемые отложения могли быть связаны с сейсмогенерирующими очагами, расположенными либо в самом проливе Литке, либо к северу от о. Карагинский. Кроме того отмечается высокая опасность для населения п. Усть-Камчатск как от возможных заплесков цунами, так и вследствие коровой сейсмичности вблизи поселка [Пинегина и др., 2012].

За время детальных сейсмологических наблюдений (с 1962 г.) в Карагинском районе Камчатского края произошло Ильпирское землетрясение 13.03.2013 г. с $ML\ 6.2$ ($M_w = 5.8$) — сильнейшее в этой зоне мелкофокусное землетрясение, ощущавшееся по макросейсмическим проявлениям на территории Карагинского, Олюторского, Пенжинского и Тигильского районов до 6–7 баллов [Сильные ..., 2014].

Наблюдаемая в настоящее время *RTL*-аномалия южнее о. Карагинский, протянувшаяся до п. Палана через с. Ивашка (см. рис. 7), может свидетельствовать о взаимосвязанном отклике среды с накапливающимися напряжениями в окрестности зоны сочленения трех литосферных плит, а также о возможном положении очага сильного землетрясения непосредственно в заливе Карагинский. Данный район находится в 8–10-баль-

¹ По данным GCMT: The Global CMT Project (www.globalcmt.org).

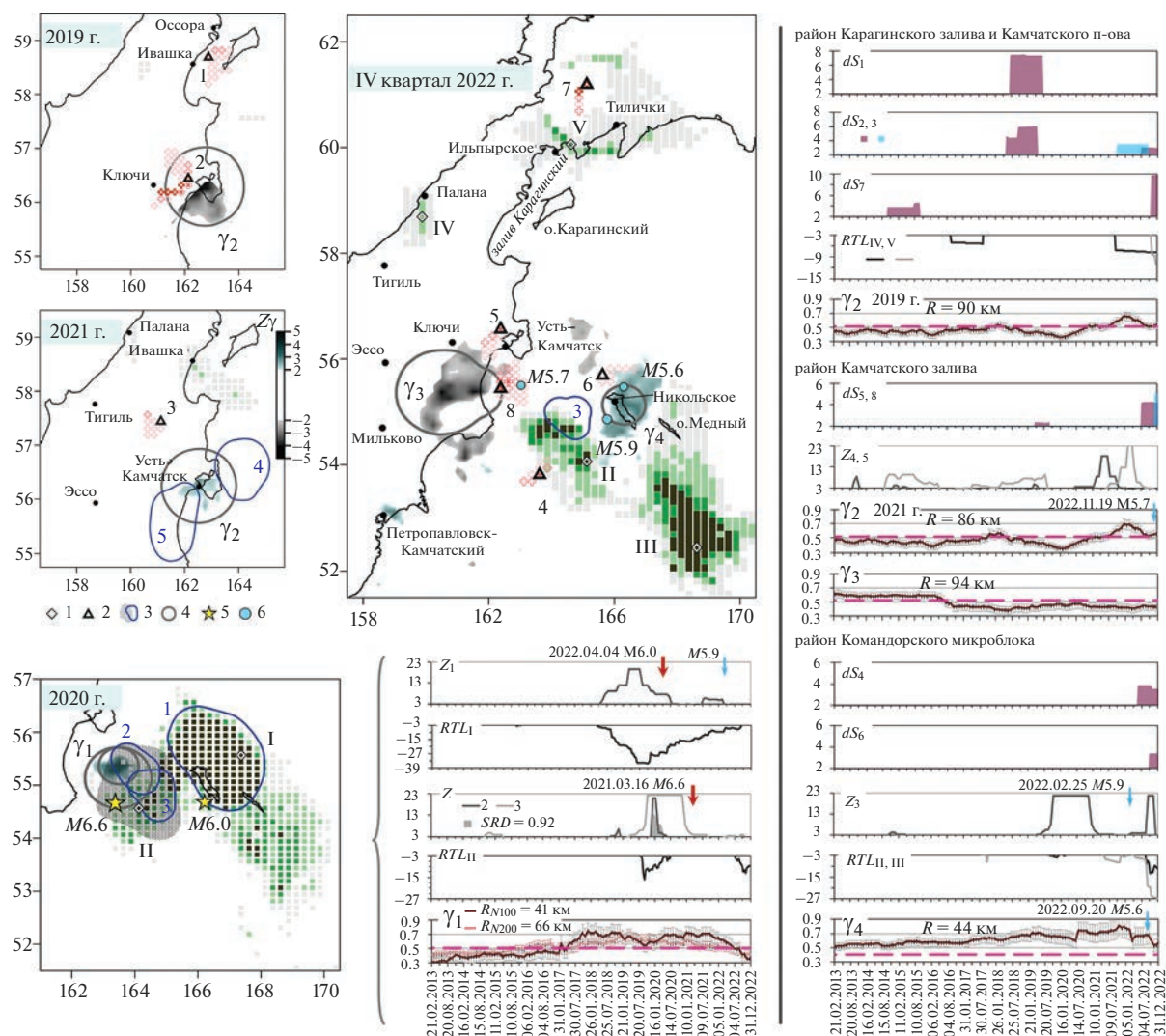


Рис. 7. Комплексные аномалии, рассматриваемые в качестве среднесрочных предвестников, по состоянию на 2019–2022 гг. и реализовавшие их землетрясения 04.04.2020 г. M_L 6.0, 16.03.2021 г. M_L 6.6 (карта комплексирования аномалий за 2020 г.). Параметр Z_i ; 2019 г. – dT (интервал 2018–2019 гг.), T (1962–2019 гг.); 2020 г. – dT (2017–2020 гг.), T (2009–2016 гг.); 2021 г. – dT (2020–2021 гг.), T (2016–2019 гг.); IV квартал 2022 г. – dT (2012–2022 гг.), T (1990–2011 гг.). 1, 2 – реперные точки RTL - и dS -аномалий; 3 – области уменьшения сейсмического потока $SRD \geq 0.875$ и $SRD = 1$; 4 – аномальная область Z_i ; 5, 6 – эпицентры главных событий и землетрясений $M_L > 5.5$ соответственно. Маркировка значений параметров (глубина цвета) соответствует градации, приведенной на рис. 6.

ной зоне по карте общего сейсмического районирования (ОСР) после уточнения в 1997 г. Поводом для пересмотра карты сейсморайонирования в этом районе [Уломов, 2004] явилось Озерновское землетрясение 22.11.1969 г. M_L 6.9 ($M_w = 7.8$) [Федотов и др., 1973], которое вызвало сотрясения 8 баллов на побережье и породило цунами высотой до 15 м. Ранее, по карте ОСР 1978 года, п-ов Озерной находился в 7-бальной зоне. При этом, согласно карте ОСР-97А (период повторяемости сотрясений – один раз в 500 лет), п. Палана продолжает относиться к 7-бальной зоне. Отметим также, что до создания карт ОСР-97 район Олюторского землетрясения 20.04.2006 г. $M_w = 7.6$ (60.98° с.ш., 167.37° в.д.) [Пинегина, Кожурин,

2010] считался не сейсмическим. Статистика каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН в этих районах недостаточна для того, чтобы соответствовать принятым критериям надежности выделения предвестника для Камчатской сейсмоактивной области (КСО, см. рис. 1), оцениваемого в ежегодных публикациях Землетрясения России. Тем не менее, авторы считают необходимым пытаться обнаружить аномалии сейсмического режима и для этих территорий, отмечая при этом более низкую достоверность количественных оценок.

Все приведенные на рис. 7 изменения по параметрам RTL , “ Z -функция”, dS и Z_i отслеживаются в режиме мониторинга в реальном времени, сведения передаются в виде заключений о сей-

смирческой обстановке Камчатскому филиалу Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) с периодичностью 1 раз в квартал для сейсмических затиший, 1 раз в полугодие для вариаций наклона графика повторяемости. По мере обнаружения выявленных особенностей взаимного расположения аномалий затишья и активизаций КФ РЭС передаются заключения, основанные на комплексной оценке анализируемых параметров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заблаговременное проявление среднесрочных предвестников отмечено перед всеми сильными событиями, рассмотренными в работе. На протяжении 4-х лет (2012–2016 гг.) выделяются несколько временных эпизодов низкой сейсмической активности и активизаций. Неслучайность возникновения выделенных по независимым прогностическим методикам аномалий подтверждается согласованным изменением параметров в пространстве и времени.

Продемонстрирована возможность практического использования параметра dS в качестве предвестника на примере увеличения площади сейсмогенных разрывов до начала очевидных форшоковых активизаций перед сильнейшими землетрясениями: Ближне-Алеутским землетрясением $M_w = 7.8$ (БАЗ) и землетрясением Угловое Поднятия $M_w = 7.3$ (ЗУП).

Линейный размер совокупной площади смежных аномалий, предвещающих серию сильных землетрясений 2016–2019 гг. в области сочленения Тихоокеанской, Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, оценивается как ~900 км на ~250 км.

Аномалии в районе Камчатского полуострова, предвещающие Южно-Озерновское землетрясение 29.03.2017 г. ML 6.8 (ЮОЗ), развивались одновременно с аномалиями в окрестности о. Беринга, сопоставленные удаленному афтершоку 25.01.2018 г. ML 6.3 БАЗ и ЗУП с его форшоковой подготовкой. На единство процесса подготовки всех этих событий в зоне стыка трех литосферных плит указывают следующие факторы: 1) одновременное уменьшение скорости сейсмического потока согласно Z -функции на Камчатском полуострове и о. Беринга 2015 г.; 2) в области, заполняющей пространство между аномалиями затишья, выделяется аномалия уменьшения наклона графика повторяемости γ со статистической достоверностью 99%; 3) на прилегающих областях с юго-востока и северо-запада отмечаются зоны активизаций. Уменьшение наклона наблюдалось с 2012 г. с некоторой вариабельностью, выраженной в кратковременном подъеме значений γ , который также не превышал уровень фона. Эпицентры сильных землетрясений ЮОЗ, ЗУП и дуплета 2019 г. расположены на периферии областей низкой сей-

смичности, соседствующих с областями активизаций.

В районе очага БАЗ выделена последовательная смена предвещающих сейсмических аномалий затишья и активизаций вдоль границы малой литосферной плиты Берингии и Командорского блока Алеутской островной дуги.

По данным о наблюдаемых в настоящее время аномалиях сохраняется вероятность возникновения крупного очага в пределах “Командорской бреши”, в континентальной части Камчатского залива и у о-ва Карагинский.

Согласованное поведение параметров (RTL , “ Z -функция”, вариации наклона графика повторяемости γ и площади сейсмогенных разрывов dS) позволяет обоснованно применять комплексный анализ выявленных в режиме реального времени аномалий, рассматривая смежные места проявления низкой сейсмичности и активизаций в качестве возможного места будущего сильного землетрясения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.Д. Завьялову и Н.М. Кравченко за проявленный интерес к работе, конструктивный диалог и полезные комментарии, а также О.Г. Волович за создание программ вычисления параметров сейсмичности.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01471-22) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsr.ru/unu/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Владимирова И.С., Лобковский Л.И., Алексеев Д.А., Габсатаров Ю.В. Особенности сейсмического процесса в западной части Алеутской субдукционной зоны и их возможная связь с климатическими изменениями в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2022. Т. 12. № 1. С. 58–67.
- Гордеев Е.И., Мельников Ю.Ю., Чебров В.Н., Шевченко С.А. Форшок-афтершоковый процесс Камчатского землетрясения 17 августа 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 81–96.
- Гордеев Е.И., Пинегина Т.К., Ландер А.В., Кожурин А.И. Берингия: сейсмическая опасность и фундаментальные вопросы геотектоники // Физика Земли. 2015. № 4. С. 58–67.
- Гусев А.А. Схема очаговых зон сильных землетрясений Камчатки за инструментальный период // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования

- Камчатки. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2004. С. 75–80.
- Гусев А.А., Шумилина Л.С. Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34–42.
- Гусев А.А., Зобин В.М., Кондратенко А.М., Шумилина Л.С. Усть-Камчатское землетрясение 15 декабря 1971 г. Землетрясения в СССР в 1971 году. М.: Наука, 1975. С. 172–184.
- Гусяков В.К. Ground Zero: мегаземлетрясения — главная угроза безопасности морских побережий // Наука из первых рук. 2018. № 2/3(78). С. 13–35.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- Зобин В.М., Федотов С.А., Гордеев Е.И. и др. Сильные землетрясения на Камчатке и Командорских островах в 1961–1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 3–23.
- Коновалова А.А. Проявление сейсмических аномалий перед сильными землетрясениями Камчатки // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Седьмой научно-технической конференции / Отв. ред. Д.В. Чебров. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. С. 227–281.
- Коновалова А.А., Салтыков В.А. Мониторинг вариаций наклона графика повторяемости землетрясений: методика и примеры // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 235–238.
- Коновалова А.А., Салтыков В.А. Предвестниковые аномалии сейсмичности перед землетрясениями 2020 г. в окрестности Кроноцкого залива // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. 26 сентября–2 октября 2021 г. Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 258–263. <https://doi.org/10.35540/903258-451.2021.8.47>
- Кравченко Н.М., Коновалова А.А. Аномалии сейсмического затишья перед Ближне-Алеутским землетрясением 17 июля 2017 г. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Седьмая научно-техническая конференция. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября–5 октября 2019 г. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. С. 287–289.
- Кулльдорф Г. Вопросы теории оценивания. М.: Наука, 1966. 176 с.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М.: Наука, 1994. С. 103–122.
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Дозорова К.А. и др. Командорская сейсмическая брешь: прогноз землетрясения и расчет цунами // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 561–573.
- Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.
- Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Современные методы обработки сейсмологических данных // Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1991. Вып. 24. С. 19–50.
- Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Гонтовая Л.И., Павленкова Г.А. Глубинное строение и геодинамика Охотоморского региона // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 70–82.
- Пинегина Т.К., Кожурин А.И. Новые данные о сейсмо-разрыве Олюторского землетрясения (M_w 7.6, 21 апреля 2006, Корякия, Россия) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 6. № 2. С. 44–54.
- Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19. № 1. С. 139–159.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.
- Салтыков В.А., Кравченко Н.М. Количественный анализ сейсмичности Камчатки // Землетрясения России в 2017 году. Обнинск: ГС РАН, 2019. С. 84–92.
- Салтыков В.А., Кравченко Н.М., Воробьев П.В., Коновалова А.А. Количественный анализ сейсмичности Камчатки // Землетрясения России в 2018 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2020. С. 89–97.
- Салтыков В.А., Кравченко Н.М., Коновалова А.А. Количественный анализ сейсмичности Камчатки // Землетрясения России в 2019 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 90–95.
- Салтыков В.А., Кравченко Н.М., Коновалова А.А. Количественный анализ сейсмичности Камчатки // Землетрясения России в 2020 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2022. С. 92–98.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Сейсмические затишья перед двумя сильными землетрясениями 1996 г. на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. № 1. С. 57–65.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Кравченко Н.М. Сейсмические затишья и активизации, предшествовавшие Кроноцкому землетрясению // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: КГАРФ, 1998. С. 55–67.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Кравченко Н.М., Коновалова А.А. Параметрическое представление динамики сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 65–84.
- Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
- Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
- Сильные камчатские землетрясения 2013 года / Под ред. В.Н. Чеброва. Петропавловск-Камчатский: Холдинговая компания “Новая книга”, 2014. 252 с.
- Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.
- Соболев Г.А. Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 63–72.
- Соболев Г.А. Сейсмические свойства внутренней и внешней зоны очага землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2003. № 2. С. 3–12.

- Соболев Г.А. Сейсмологические особенности подготовки двух сильных землетрясений // Физика Земли. 2008. № 11. С. 20–30.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 50–62.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С. 64–74.
- Уломов В.И. Сейсмичность // Большая Российская Энциклопедия (БРЭ). Т. 1. 2004. С. 34–39.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. Гл. 8. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Зобин В.М. и др. Озерновское землетрясение и цунами 22 (23) ноября 1969 г. // Землетрясения в СССР в 1969 г. М.: Наука, 1973. С. 195–208.
- Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40.
- Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В. и др. Южно-Озерновское землетрясение 29.03.2017 г. с $M_w = 6.6$, $K_s = 15.0$, $I = 6$ (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 7–21.
- Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В. и др. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с $M_w = 7.8$. I. Протяженный разрыв вдоль Командорского блока Алеутской островной дуги по данным наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 2019. № 4. С. 48–71.
- Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В. и др. Землетрясение Угловое Поднятия 20 декабря 2018 г. $M_w = 7.3$ в зоне сочленения Камчатского и Алеутского океанических желобов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 1. Вып. 45. С. 100–117.
- Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998–2009 гг. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.
- Чеброва А.Ю., Чемарёв А.С., Матвеев Е.А., Чебров Д.В. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66–91.
- Яновская Т.Б., Серватович А.С. Особенности сейсмичности перед повторным землетрясением // Вопросы геофизики. Вып. 44. № 444. СПб.: СПбГУ, 2011. С. 27–33.
- Aki K. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits // Bulletin of the Earthquake Research Institute. V. 43. Tokyo: University of Tokyo, 1965. P. 237–239.
- Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G. et al. An observational test of the critical earthquake concept. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B10. P. 24359–24372.
- Habermann R.E. Precursory seismic quiescence: past, present and future // Pure and Applied Geophysics. 1988. V. 126. P. 279–318.
- Sykes L.R. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and Aleutians // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. Iss. 32. P. 8021–8041.
- Wyss M., Habermann R.E. Precursory seismic quiescence // Pure and Applied Geophysics. 1988. V. 126. № 2–4. P. 319–332.

The Large ($M \geq 6.0$) Earthquakes Seismic Precursors in the Junction Zone of the Kuril-Kamchatka and Aleutian Island Arcs

A. A. Konovalova¹, * and V. A. Saltykov¹

¹Kamchatka Branch of the Federal Research Center “Geophysical Service of Russian Academy of Sciences”, bul’var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

*e-mail: seismo@emsd.ru

The article describes the behavior of the series of seismic precursors before the activation of 2016–2019 in an area with a tectonically complex geodynamic environment at the boundaries of the Pacific, North American, and Eurasian lithospheric plates. In order to clarify the location of possible focal areas of future strong earthquakes, a comprehensive approach to the application of allocated precursors was considered: quiescence by parameters RTL and Z -function, variations of the slope of the recurrence graph γ and areas of seismic ruptures dS . For the first time, in relation to Kamchatka, for anomalies to parameter dS , interpreted as seismic activations, the presence of a predictive component before the onset of foreshock activation is shown by the example of an increase in its values before the events that are the strongest for the areas where their focal areas are located: the Near islands Aleutian earthquake with $M_w = 7.8$ on July 17, 2017 and the Uglovoye Podnyatiye earthquake on December 20, 2018, $M_w = 7.3$, is demonstrated. The total length of the anomalous region, currently existing and including successive stages of quiescences and foreshock activations is ~ 900 km, which allows for the possibility of a new strong earthquake with a magnitude exceeding all previously recorded in this area in the junction zone of three lithospheric plates.

Keywords: seismicity, monitoring, Kamchatka, earthquakes, foreshock, precursors

УДК 551.2/3

РЕЖИМ СИЛЬНЫХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗОНЫ КУЛЬТОРСКОГО РАЗЛОМА В СЕВЕРНОМ ПРИИССЫККУЛЬЕ (ТЯНЬ-ШАНЬ) ПО ДАННЫМ РАДИОИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

© 2023 г. Л. А. Корженкова^{a, *}, А. М. Корженков^{b, **}, В. М. Макеев^{a, ***}, Й. В. Мажейка^{c, ****}, М. В. Родкин^{d, *****}, А. А. Стрельников^{b, *****}, А. Б. Фортуна^{e, *****}

^aИнститут геоэкологии РАН, Уланский пер., 13, стр. 2, Москва, 101000 Россия

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

^cГосударственный научно-исследовательский институт “Центр природных исследований”, ул. Академиос, 2, Вильнюс, LT-08412 Литва

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

^eИнститут сейсмологии НАН КР, микрорайон Асанбай, 52/1, Бишкек, 720060 Кыргызстан

*e-mail: korjenkova2404@mail.ru

**e-mail: korzhenkov@ifz.ru

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

****e-mail: mazeika@geo.lt

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

*****e-mail: aas@ifz.ru

*****e-mail: alla-fortuna0@rambler.ru

Поступила в редакцию 19.08.2022 г.

После доработки 24.08.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

С помощью структурно-геоморфологических и палеосейсмологических методов были исследованы морфоструктуры северного склона хребта Кунгей Ала-Тоо и его южные предгорья (адыры). Анализ данных радиоизотопного датирования (радиоуглеродного и инфракрасного люминесцентного) в пройденных горных выработках показывает латеральную миграцию сильной сейсмической активности вдоль зоны Культорского разлома (Северное Прииссыккулье). Было подтверждено, что современная сильная сейсмическая активность сосредотачивается в адырной зоне и приурочена к адырным разломам. За голоценовое время вдоль разломной зоны произошло, по крайней мере, семь морфогенетических землетрясений. В нашей эре повторяемость морфогенетических землетрясений составляла 200–300 лет. При этом в VII и XV веках вдоль этого дизъюнктива, по всей видимости, имели место сильнейшие сейсмические катастрофы с $M \sim 7.5$ ($I_0 = X$ баллов), во время которых сейсмические очаги выходили на поверхность, образуя сейсмоуступы длиной до 70–80 км.

Ключевые слова: палеосейсмичность, адырные разломы, сейсмоуступы, траншеи, “слепые” разломы, радиоизотопное датирование, Культорский разлом, Иссык-Кульская впадина, хребет Кунгей Ала-Тоо, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0203030623700311, EDN: XJXGZA

ВВЕДЕНИЕ

Сильная сейсмическая активность севера Иссык-Кульской котловины ни у кого не вызывает сомнения. Именно здесь — вдоль субширотных отрезков рек Чон-Аксуу и Кичи-Аксуу — вышел на поверхность очаг (разрыв) Кебинского землетрясения 1911 г. ($M_s = 8.2$, $I_0 = X-XI$ баллов) (рис. 1). Здесь же сейсмическая сеть зарегистрировала Жаланащ-Тюпское сейсмическое событие в 1978 г. с $M_s = 6.8$, $I_0 = VIII-IX$ баллов и Байсоорунское

землетрясение 1990 г. ($M_s = 6.5$, $I_0 = VIII$ баллов) [Джанузаков и др., 2003]. Если такие сильные — морфогенетические землетрясения произошли только в XX веке, каков сейсмический режим был на этой территории сотни, тысячи лет назад? Использование методов архео- и палеосейсмологии [Archaeoseismology, 1996; Palaeoseismology, 1996 и др.] позволяет дать ответ на поставленный вопрос.

Надо сказать, что последствия сильных древних сейсмических событий в исследованном ре-

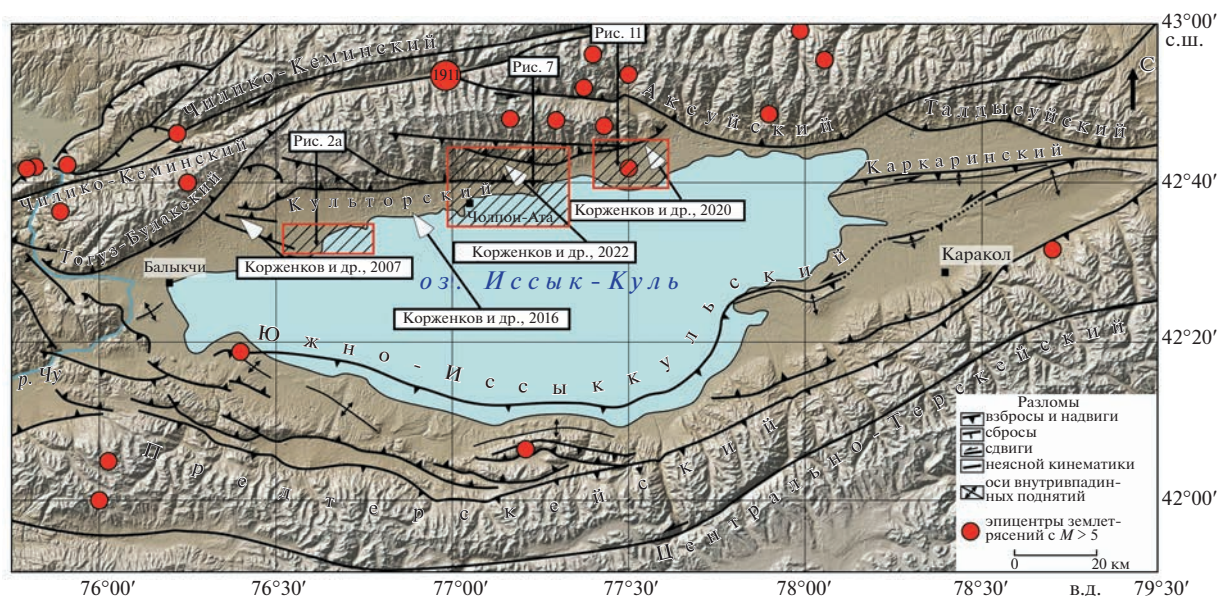


Рис. 1. Основные активные структуры Прииссыккуля (по [Корженков и др., 2019] с изменениями и дополнениями). Оттененный рельеф создан с использованием пакета GeoMapApp (<http://www.geomapp.org>). Стрелки указывают места горных выработок, в прямоугольниках — ссылки на статьи, где находится описание стенок траншей. Заштрихованные прямоугольники — фрагменты геологических карт, используемых в статье.

гионе уже изучались ранее: известны, например, работы Ч.У. Утирова [1978, 1993], которым в процессе работ по Детальному сейсмическому районированию Иссык-Кульской впадины были выделены участки палеосейсмодислокаций. Недостатком этих исследований было использование лишь структурно-геоморфологического метода для выявления следов древних землетрясений, в то время как внутренняя структура сейсмических деформаций и их возраст оставались неизвестными.

Качественный прорыв в местной палеосейсмологии произошел в 1990-х гг. с приходом в регион международных научных групп. Изучение сейсмогенных конволюций в осадках Мертвого моря и перенесение опыта их выявления в Иссык-Кульскую котловину позволило описать аналогичные структуры разжижения и в голоценовых-позднеплейстоценовых отложениях высокогорного озера [Корженков и др., 1999; Bowman et al., 2004a; Поволоцкая и др., 2006]. Исследования сейсмоступов с помощью проходки палеосейсмологических траншей и шурфов дало ключ к пониманию внутренней структуры приповерхностных частей зон сейсмогенерирующих разломов, а также определению возраста сейсмогенных подвижек [Korjenkov et al., 2006a, 2006b; Корженков и др., 2007, 2011, 2015, 2016, 2018, 2020; Абдрахматов и др., 2013; Деев, Корженков, 2016; Deev et al., 2018; Корженкова и др., 2022]. Десятки датировок, полученные с помощью радиоуглеродного и люминесцентного методов, позволяют перейти к изу-

чению режима сильных древних землетрясений в Северном Прииссыккуле. Именно этому вопросу и посвящена данная работа.

МОРФОСТРУКТУРЫ НА СЕВЕРЕ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Иссык-Кульская впадина находится в северной части Тянь-Шаньского орогена и является сложным синклинием. На юге котловина имеет тектонический контакт с хребтом Терской Ала-Тоо (антиклинорием) вдоль зоны Предтерсейского разлома. На севере Иссык-Кульская впадина граничит с хребтом Кунгей Ала-Тоо (также антиклинорием, составленным рядом мегантиклинальных структур) по серии краевых разломов, кулисно подставляющих друг друга: Тогуз-Булакскому, Культорскому, Аксуйскому и Талды-Булакскому (см. рис. 1). Хребты Терской и Кунгей Ала-Тоо сложены преимущественно палеозойскими породами, нарушенными каледонскими и герцинскими складчато-разрывными деформациями. В течении позднего палеозоя, мезозоя и раннего кайнозоя рассматриваемый регион находился в платформенных условиях развития, что выразилось образованием пенепленизированной денудационной поверхности. В начале позднего кайнозоя (в олигоцене) начались интенсивные тектонические движения, которые привели к формированию новейших поднятий и прогибов и образованию разломов. Кульминацией этих дви-

жений явилось формирование горного рельефа и накопление грубообломочной молассы. Иссык-Кульская впадина является конседиментационной, выполненной 5-километровой толщей преимущественно позднекайнозойских накоплений.

Кунгейское обрамление Иссык-Кульской впадины представлено четырьмя новейшими мегантиклинальными структурами, из которых Западно-Кунгейская имеет СВ простирание, Чоктал-Агалаташская – ЗСЗ простирание, а Центрально-Кунгейская и Восточно-Кунгейская мегантиклинали ориентированы широтно [Чедия, Трофимов, 1978]. Три последние мегаструктуры расположены в системе правых кулис. Для всех четырех мегаструктур характерна отчетливая асимметрия: южные крылья (склоны) поднятий относительно пологие, с сохранившимися фрагментами доорогенного пенеплена, северные крылья крутые, короткие, оборванные разломами, по которым взброшены на примыкающую с севера структуру. На крутых крыльях пенеплен не сохранился; на них с различной отчетливостью запечатлена ярусность рельефа, выработанная в процессе спорадических (импульсных) орогенических движений.

В связи с продолжающимся сокращением земной коры между Евразийской и Индийской литосферными плитами, бывшие участки осадконакопления Иссык-Кульской впадины вовлекаются в поднятие и, поэтому, каждый из перечисленных краевых разломов формирует перед собой адырные (предгорные) поднятия, южным ограничением которых являются адырные разломы. Эти дизъюнктивы представляют собой тектонический контакт предгорной зоны, сложенной преимущественно палеогеновыми и неогеновыми породами, и аллювиально-пролювиальными четвертичными отложениями. Эти отложения слагают слегка наклонную равнину, спускающуюся вниз под воды озера.

По всей видимости, значительная часть сокращения земной коры региона приходится теперь на адырные разломы, вдоль которых развита лестница сейсмоуступов. Авторам представляется, что уступы вдоль адырных разломов были сформированы преимущественно импульсными подвижками. В пользу этого утверждения говорят нижеследующие факты: 1) исследованный регион относится к Северо-Тяньшаньской зоне высокой сейсмической активности, характеризующейся сильнейшими историческими сейсмогенными катастрофами, такими как Кебинское (1911 г.) землетрясение с $M > 8$, во время которого формировались сейсмоуступы высотой до 10–12 м [Богданович и др., 1914; Atgowsmith et al., 2016]; 2) эпизентральные области этих землетрясений и окружающие их регионы наделены широким развитием палеосейсмодислокаций, в том числе и значительными сейсмоуступами [Утиров, 1978, 1993; Чедия,

Корженков, 1997; Корженков, 2000; Korjenkov et al., 2004 и др.]; 3) район адырной зоны Прииссык-куля характеризуется высокой скоростью эрозийного вреза и предгорной аккумуляции [Корженков, 1988], т.е., в случае медленных криповых движений обсуждаемые уступы неминуемо должны были быть размыты водами консеквентных водотоков или перекрыты (засыпаны) мощной толщей пролювиально-делювиальных отложений.

Кроме того, имеется ряд характерных признаков, позволяющих отделять сейсмотектонические дислокации от асейсмогенных [Солоненко, 1962, 1973 и др.]. Эти остаточные деформации характеризуются следующими признаками: 1) они приурочены к зонам активизированных в новейшее время разломов или располагаются в пределах активно развивающихся морфоструктур; 2) по простиранию они не согласуются с пластикой рельефа, нарушая разнотипные геоморфологические поверхности; 3) поднятые крылья сейсмогенных разрывов образуют уступы; 4) данные дислокации хорошо сохраняются в рельефе. Рассматриваемые уступы отвечают всем вышеперечисленным признакам, поэтому мы в дальнейшем будем именовать их как сейсмоуступы, а подвижки по адырному разлому, приведшие к их формированию – сейсмогенными.

Проанализируем теперь полученными нами данные по Культорскому разлому Северного Прииссыккуля начиная с запада на восток.

СИЛЬНАЯ ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ ВДОЛЬ ЗОНЫ КУЛЬТОРСКОГО РАЗЛОМА

Западное окончание зоны Культорского разлома приурочено к бассейну р. Тору-Айгыр (рис. 2). Здесь названная река пропиливает antecedentный участок своей долины в западном переклиналном окончании Чоктал-Агалаташской мегантиклинали, облекаемой на севере и на юге палеогеновыми отложениями коктурпакской свиты, конформно залегающими на древней денудационной поверхности. К югу от этого участка имеются адырные поднятия Ак-Теке и Текрен, являющиеся морфологическим выражением одноименных адырных разломов, ответвлениями главного Культорского разлома (см. рис. 2) [Корженков, 2000; Bowman et al., 2004; Корженков и др., 2007, 2011].

Нами была детально изучена зона Ак-Текинского адырного разлома [Корженков, 2000; Bowman et al., 2004; Корженков и др., 2007]. Для нашей настоящей статьи особое значение имеют профили № 16–18 пройденные по голоценовой террасе (рис. 3). Сейсмические подвижки по Ак-Текинскому адырному разлому сместили ее на высоту 2.50–4.25 м (в среднем около 3 м). Возраст этой террасы висячем крыле разлома был опре-

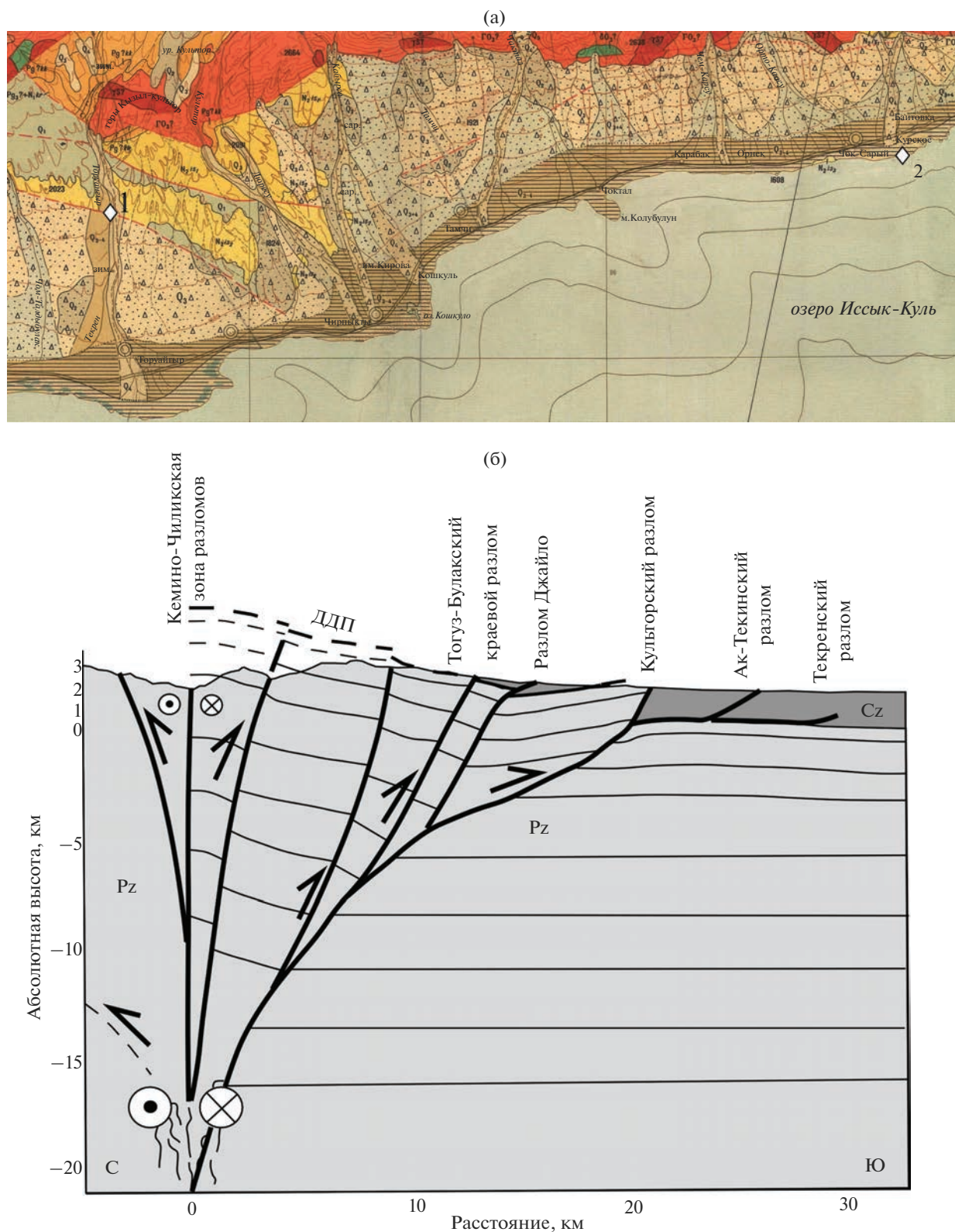


Рис. 2. Фрагмент геологической карты 1 : 200 000 Северо-Западного Прииссыккуля (по [Помазков, 1962] с дополнениями) и сбалансированный разрез по долине реки Торуйгыр.

а — карта (оттенками красного цвета и зеленым цветом показаны палеозойские породы, оранжевый и желтый цвет — палеогеновые и неогеновые отложения соответственно, оттенками серого показаны четвертичные отложения, ромбиками — места наших исследований): 1 — Ак-Текинский разлом, секущий долину реки Торуйгыр, 2 — затопленная крепость эмира Тимура; б — сбалансированный разрез по долине р. Торуйгыр, построенный по [Selander, 2008] с изменениями, показаны только главные структуры.

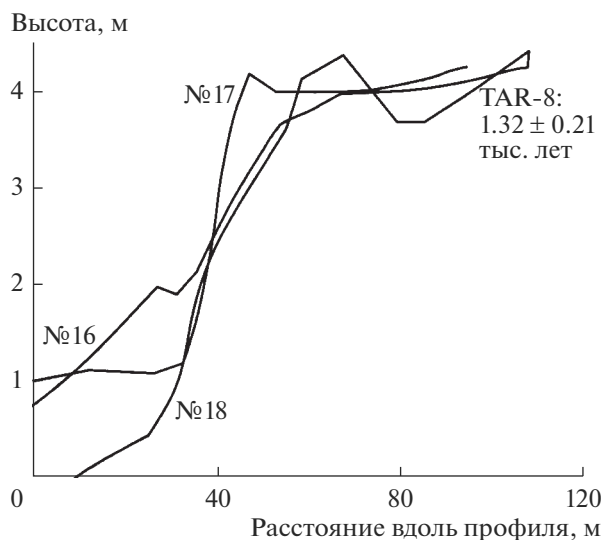


Рис. 3. Сводка нивелирных профилей вдоль голоценовой террасы реки Торуйгыр через Ак-Текинский адырный разлом [Корженков и др., 2007].

делен инфракрасным люминесцентным методом как 1.32 ± 0.21 тыс. лет [Корженков и др., 2007]. Данный возраст означает, что до периода $1320 \pm \pm 210$ лет тому назад отложения вздернутой голоценовой террасы были еще пойменными образованиями. В VII веке н.э. (± 2 века), по-видимому,

произошло очередное сильное землетрясение в зоне Ак-Текинского адырного разлома. Пойменные отложения в висячем крыле разлома были вздернуты на высоту в несколько метров и никогда больше не заливались водами реки Торуйгыр. В разделе “Люминесцентное датирование” [Корженков и др., 2007] мы сообщали, что приводимые датировки являются минимальными определенными возрастами. С учетом погрешности метода это означает, что возраст последнего землетрясения, скорее всего, даже не VII, а возможно VI или даже V век нашей эры. В таком случае, не маркирует ли описываемый сейсмоуступ эпицентральною зону сильного землетрясения, произошедшего в Северо-Западном Прииссыккулье предположительно в 500 г. н.э. (см. рис. 1), о котором у нас имеются очень скудные данные [Джанузаков и др., 2003]?

Как видно из рис. 4, отложения террасы Q_{IV}^I (где были пройдены профили 17, 18) разорваны двумя разрывами. Оба разрыва достигают поверхности террасы. Эти факты означают, что за максимальное смещение на 4.25 м по Ак-Текинскому разлому ответственные два сейсмических события, т.е. в среднем 2.12 м за одно землетрясение. Эти цифры очень резонные: например, во время Суусамырского землетрясения (1992 г., $M = 7.3$) в Северном Тянь-Шане образовались два сейсмоуступа максимальной высотой 2.7 и 1.8 м [Богачкин и др., 1997].

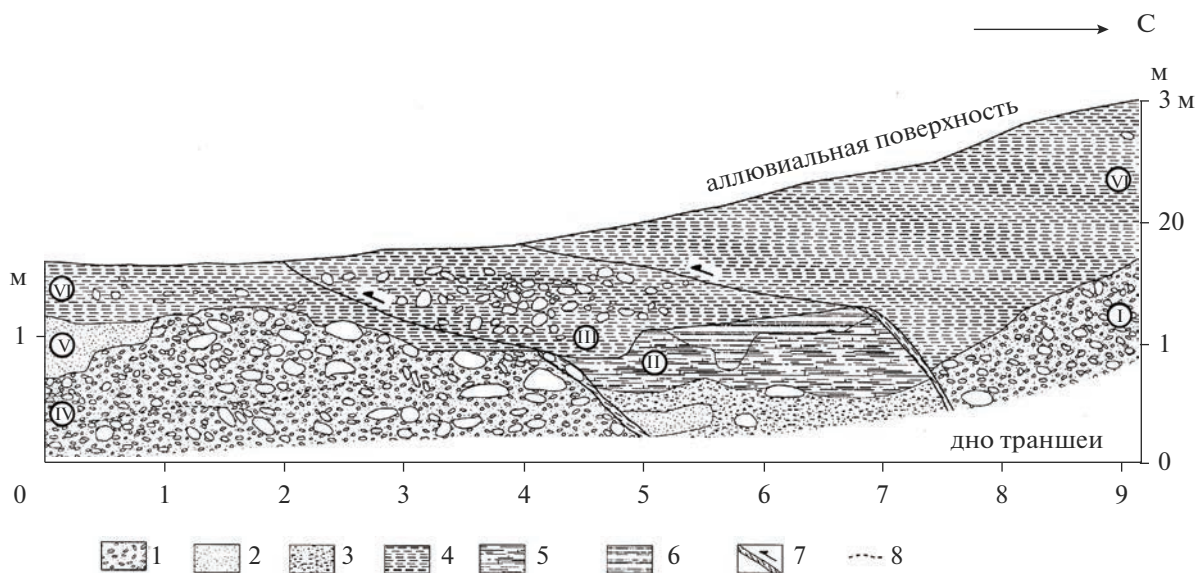


Рис. 4. Детальное изображение зоны Ак-Текинского разлома, вычерченное Б. Щасный (по [Корженков и др., 2007] с изменениями).

1 — галечник; 2 — песок; 3 — суглинок; 4, 5 — глина (4 — коричневая, 5 — белая); 6 — органический материал; 7 — зона разрыва; 8 — ожеженные пропластки породы. I—VI — стратиграфические единицы: I — очень плотный, сцементированный галечник, II — нерегулярное чередование песка, суглинка и глины с включением органического материала. III — глина с большим включением галечного материала — так называемый “коллювиальный клин”, IV — рыхлый галечник, V — линза песка, VI — плотная глина с современной почвой, венчающей слой.

Самый молодой образец из долины Тору-Айгыра был отобран из отложений поднятой высокой поймы (ТАР-8). Он показывает возраст 1.32 ± 0.21 тыс. лет и определяет последнюю геологически зарегистрированную тектоническую подвижку адыров Ак-Теке. Разрыв в отложениях высокой поймы долины р. Тору-Айгыр (см. рис. 4), вдоль линии южного крыла Актекинской антиклинальной складки, указывает на сейсмическую подвижку в историческое время и предполагает, что тектоническая активность вдоль Ак-Текинского разлома продолжается и по сегодняшний день.

Исследования подводных построек у села Курское. Подводные постройки близ с. Курское (см. рис. 2) были известны давно. Так, военный губернатор Семиреченской области генерал-майор Г.А. Колпаковский, посетивший эти места в 1869 г., писал, что "... в одной сажени от берега, на глубине около одного аршина видны следы построек из обожженного кирпича. Трудно понять, какое назначение имели эти постройки, потому что стены, сложенные из кирпича, не замыкают какого-либо пространства, а идут рядами параллельно одна другой на одинаковом, около одного аршина, расстоянии. Теперь видно три стены, идущие в почти перпендикулярном от берега направлении на такое расстояние, что глубина озера не позволяет проследить за ними" [Колпаковский, 1870]. Военный губернатор указывал также на большое количество кирпича, разбросанного вокруг этих стен. У самого же берега под водой лежала каменная баба — балбал.

Академик В.В. Бартольд, будучи еще молодым сотрудником Санкт-Петербургского университета, при посещении Иссык-Кульской котловины в 1894 г. вышеупомянутых построек уже не обнаружил [Бартольд, 1897]. За прошедшие 25 лет имела место значительная регрессия уровня озера — на 4.5 м. В связи с этим часть построек оказалась на берегу и была разобрана местными жителями для своих хозяйственных нужд. Будущий известный востоковед и российский академик обнаружил там лишь кирпичи, лежащие вдоль берега. Тем не менее, ссылаясь на данные Г.А. Колпаковского, В.В. Бартольд высказал предположение, что затопленные озером руины — это остатки крепости, которая давно была известна по некоторым письменным источникам. Так, арабские авторы Ибн-Арабшах в XV в. и Мухаммед-Хайдар в XVI в. [Бартольд, 1897] писали о существовании в северной части акватории озера Иссык-Куль какого-то большого острова с многочисленными укреплениями и жилыми домами. Эти сооружения использовал в XIV в. завоеватель Востока Тимур, который, по одним сведениям, держал на острове в заключении своих пленников, по другим — сам отдыхал здесь после бурных кровавых походов.

Иссык-Кульским археологическим отрядом под руководством Д.Ф. Винника [Винник, 1961] был выявлен значительный песчаный береговой вал — прежний берег озера. Вал вытянут в субширотном направлении и проходит в 400 м севернее нынешней береговой линии. Высота его у пансионата Чайка — 5–8 м, к западу береговой вал постепенно снижается. Ширина вала доходит до 100 и более метров. На его поверхности изредка встречаются фрагменты керамики. Сотрудниками археологического отряда была отрисована длинная (до 1000 м) субмеридиональная подводная отмель (рис. 5), ширина которой у берега составляет 215 м. К югу она сужается, а затем опять расширяется. В связи со значительным 2-метровым падением уровня озера за прошедшие 60 лет, в настоящее время отмель превратилась в длинный полуостров, названный "Змеиным".

Во время работ Иссык-Кульского археологического отряда в 1959 г. [Винник, 1961] на отмели хорошо был виден СВ угол стены, большая же ее часть была перекрыта песком и галькой. Наверх каменной стены выходили концы бревенчатого настила, состоящего из 18 жердей. Длина его составляла 5.2 м, ширина 3.3 м (рис. 6). Толщина каждой жерди 7–15 см. Жерди настила были покрыты толстым слоем коряжника.

Не всплывают жерди потому, что еще до погружения на них был насыпан толстый слой земли и камней. Радиоуглеродным методом было получено более 20 датировок по абсолютному возрасту жердей (работы совместной подводной археологической экспедиции Кыргызско-Российского славянского университета и Географического общества США). Все они укладываются в один возрастной ранг: конец XIV — начало XV в. (устное сообщение В.В. Плоских — соруководителя совместной археологической экспедиции).

Трудно себе представить, что подобные значительные фортификационные (судя по многометровой толщине каменных стен, не типичных для Прииссыккуля) сооружения возводились в воде. Скорее всего, "произошла катастрофа" [Винник, 1961], и все постройки в данном месте оказались под водой. Слой рыхлого грунта и камней постепенно размывался и жерди покрывались слоем коряжника, цементирующего их.

Обследование развалин у села Курское подводными археологами [Винник, 1961] показало, что подводная отмель, на которой они находятся, в средние века была сушей. В.В. Бартольд [1897] и П.П. Иванов [1957] высказывали предположение о том, что этот остров оказался под водой в результате катастрофического землетрясения. Иссык-Кульским отрядом было произведено разведочное обследование дна озера во многих местах вдоль северного побережья. Однако, в других местах такого обилия остатков средневековых по-

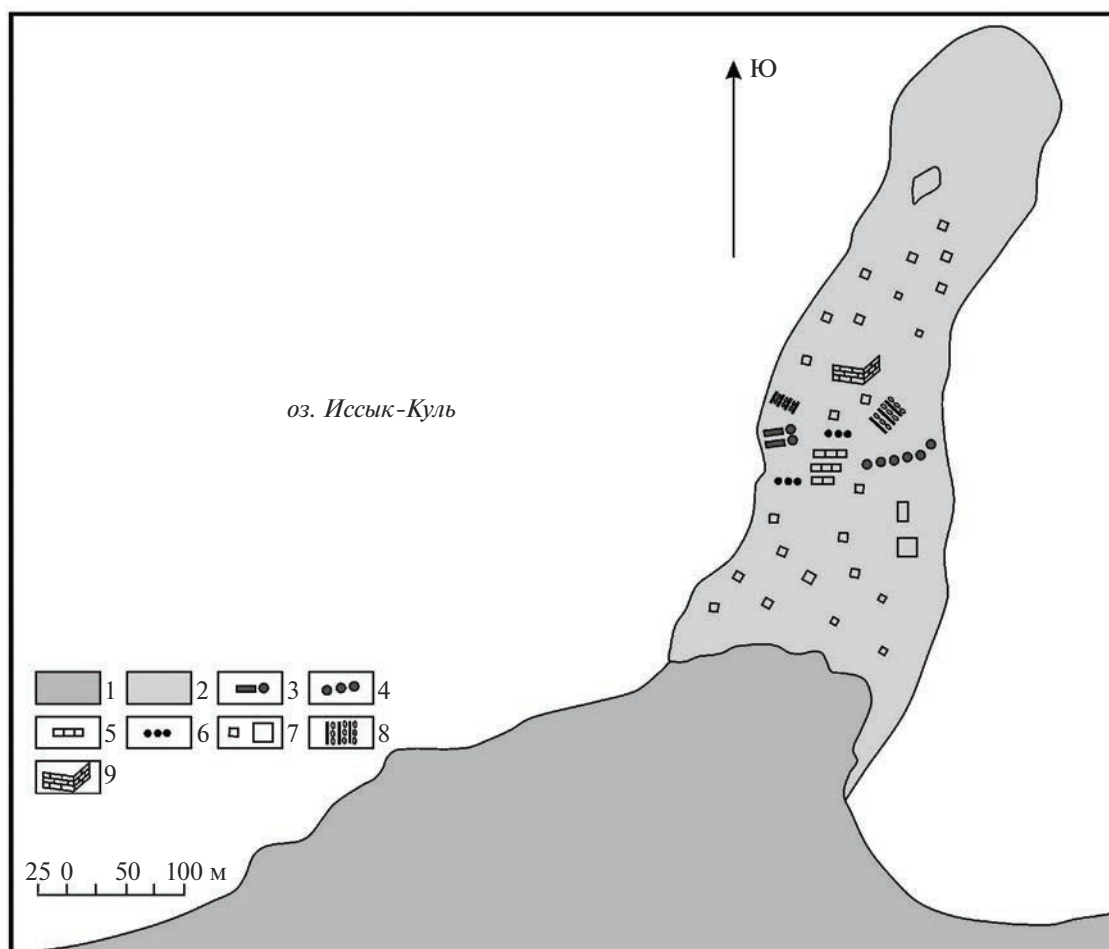


Рис. 5. План подводной отмели, существовавшей в 1959 г. у современного пансионата Чайка (по данным [Винник, 1961] с изменениями).

1 — берег, 2 — подводная отмель, 3 — бревенчатые настилы, 4 — изгородь, 5 — остатки стен, 6 — фундаменты стен, 7 — группы разбросанных кирпичей, 8 — каменные вымостки, 9 — постройка.

строек, как это было зафиксировано в районе села Курское, им обнаружить не удалось. Таким образом, работы отряда подтверждают точку зрения В.В. Бартольда и П.П. Иванова.

П.П. Иванов [1957] совершенно справедливо указывает, что опускание Змеиного полуострова было катастрофическим — во время одного из сильных землетрясений. Он соглашается с В.В. Бартольдом [1897] и Л.С. Бергом [1904], которые указывали, что опускания дна было быстрым, иначе жители успели бы унести с собой многочисленную утварь и ценные вещи, находимые в настоящее время под водой и выбрасываемые на берег. Под водой, а также на берегу находят и большое количество человеческих скелетов и костей.

Археолог приводит материалы об опусканиях береговой полосы во время сильных землетрясений конца XIX—начала XX вв. Так, при Верненском землетрясении 1887 г. на северном берегу озера, около станции Чолпон-Ата “близстоящий

берег Иссык-Куля, на протяжении сотен сажен, опустился ниже своего прежнего уровня и погрузился под воду” [Туркестанские ведомости, 1887; Берг, 1904]. При Чиликском землетрясении 1889 г. также было отмечено, что в некоторых местах берег понизился и уменьшился, а уровень воды повысился [Зеланд, 1891; Бартольд, 1897; Берг, 1904 и др.]. В подтверждение вышесказанного свидетельствуют уже упоминавшиеся факты значительных опусканий береговой зоны, имевших место при Кебинской катастрофе 1911 г. ($M = 7.9$, $I = X-XI$ баллов) [Богданович и др., 1914].

Выше приведены случаи опускания береговой полосы при удаленных землетрясениях. Что же будет с побережьем озера, если сильное землетрясение произойдет на расстоянии лишь в 5–7 км к северу от береговой линии?! Таким образом, опускание Змеиного полуострова/острова под воду можно считать доказанным. Когда же произошло это событие?



Рис. 6. Фотография 2014 г. восточной стены на отмели близ современного пансионата Чайка, обнаруженной отрядом Д.Ф. Винника в 1959 г. [1961]. Вид на северо-восток. Видна 2-метровая веревочная разметка современного археологического раскопа совместной экспедиции Кыргызско-Российского славянского университета и Американского географического общества.

Мы уже указывали, что имеется значительное количество радиоуглеродных датировок, полученных командой Американского географического общества по бревенчатым настилам на Змеином полуострове. Все они укладываются во временной интервал конец XIV—начало XV веков н.э. Таким образом, землетрясение произошло позднее. Литературные и архивные материалы по археологии Иссык-Кульской впадины [Иванов, 1957; Биосферная ..., 2002] указывают на 2 периода заселения городов в котловине X—XII и XIII—XIV (изредка до XV) веков н.э. В XVII—XVIII в. здесь проходят *калмыки*, а с конца XVIII в. начинается современная *киргизская* история заселения этого края. “Немым” остается лишь XVI в. Эра *моголов* уже закончилась, а *калмыки* еще не пришли. Ни до, ни после этого времени в скудной исторической литературе по исследованному региону информации о сильных землетрясениях не встречается. Можно предположить, что сильное землетрясение, произошедшее в конце XV или

начале XVI вв. н.э. (или их серия), поставило “жирный крест” на остатках земледельческой цивилизации Прииссыккуля. Оно полностью разрушило политическую, административную и военную структуру региона, что позволило племенам *калмыков* пройти описываемый регион как нож через масло, практически не встречая серьезного сопротивления местных жителей.

ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МЕЖДУРЕЧЬЕ ЧОЛПОН-АТА–КОРУМДЫ

В целом можно говорить об общей – северной асимметрии (вергентности) Культорской новейшей мегантиклинали: ее северное крыло более короткое и оборванное по зоне Чилико-Кеминских разломов, в то время как южное – более длинное и пологое сохранившее значительные фрагменты доороженного пенеблена. На пенеблене, выработанном на палеозойских породах, конформно залегает

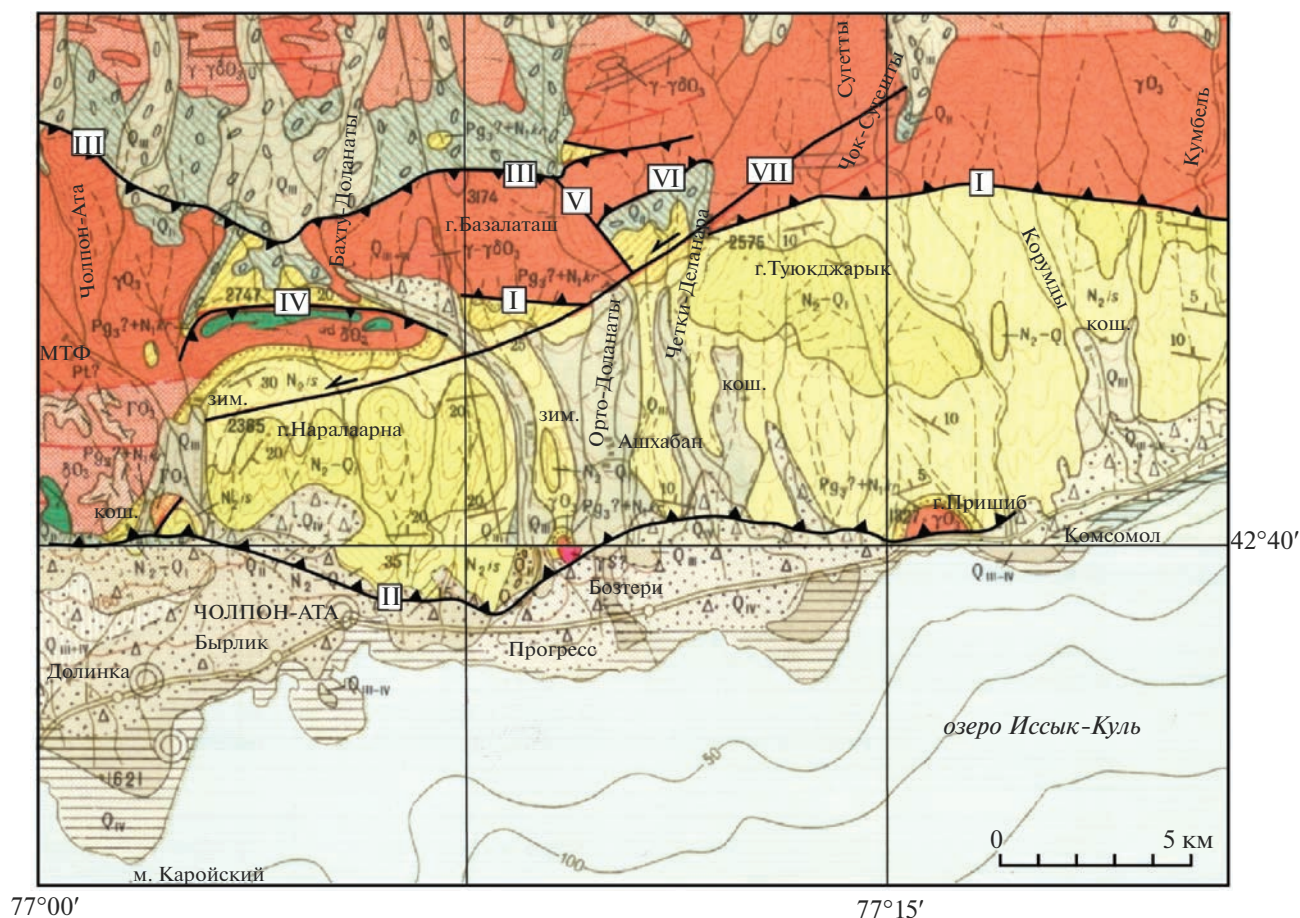


Рис. 7. Фрагменты двух геологических карт 1 : 200 000 (по [Турчинский, 1970; Захаров, Чабдаров, 1975] с дополнениями и изменениями).

Оттенками красного цвета показаны палеозойские гранитоиды, желтого — неогеновые породы, серого — четвертичные отложения. Черные линии — активные разломы, берг-штрихи показывают направление падения сместителя, стрелка — латеральное смещение по разлому.

I–VII — названия разломов: I — краевой Культорский взбросо-надвиг, II — адырный Культорский взбросо-надвиг, III — Бозалаташский подвиг, IV — Акалаташский подвиг, V — Западно-Тегерекский взбросо-сдвиг, VI — Северо-Тегерекский взбросо-сдвиг, VII — Южно-Тегерекский сдвиг.

толща кайнозойских накоплений. Однако это лишь общая картина, оба крыла мегантиклинали разбиты большим количеством разнотипных дизъюнктивов, часто косо секущих субширотную мегантиклиналь (рис. 7). Косые разломы свидетельствуют о значительной сдвиговой компоненте тектонических движений, сформировавших Культорскую мегантиклиналь. В общем названную мегаскладку в разрезе можно представить как “цветочную” структуру, тектонический шов — “стебель” которой глубоко погружается в земную кору и от которого в обе стороны к поверхности земли расходятся “лепестки” — разломы.

Главными разломами исследованной территории являются Культорские краевой и адырный разломы (I и II, см. рис. 7). Это классические разломы, по первому из которых происходит надвигание к югу палеозойских пород (преимуще-

ственно гранитоидов) на кайнозойские отложения Иссyk-Кульской впадины. Культорский адырный разлом это надвиг отложений палеоген—неогена также к югу на четвертичные накопления котловины. Падение обоих сместителей северное. Однако здесь не все так просто. Между описываемыми дизъюнктивами имеются другие разрывы, которые интерпретируются как обратные надвиги или подвиги, плоскость которых падает на юг (Бозалаташский — III и Акалаташский — IV). Есть и разрывы со значительной сдвиговой компонентой, это — Тегерекские разломы (V, VI, VII, см. рис. 7), которые образуют любопытный двухсторонний рамповый грабен (рис. 8). Несомненно, что эти подвиги и сдвиги являются ярким свидетельством интенсивного субмеридионального неотектонического сжатия, кото-

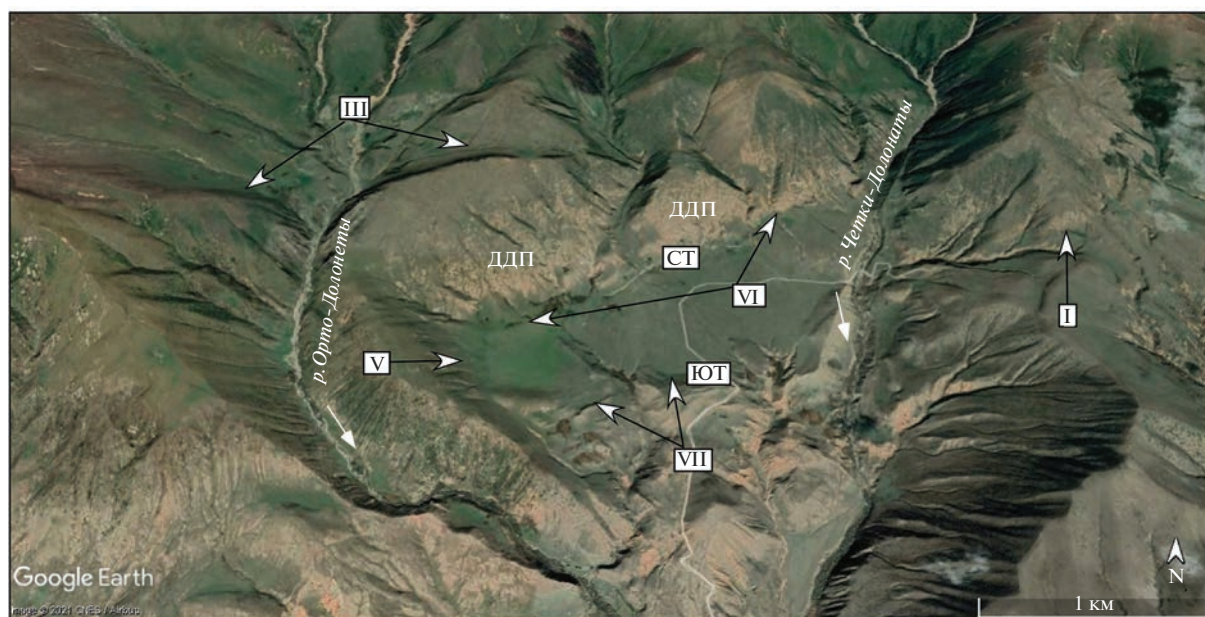


Рис. 8. Космический снимок с указанием разломов, создавших Тегерекский рамповый грабен в междуречье Орто-Долонаты и Четки-Долонаты [Корженкова и др., 2022]. I, III, V–VII – разломы: I – Культорский краевой, III – Бозалаташский, V – Западно-Тегерекский, VI – Северо-Тегерекский, VII – Южно-Тегерекский. СТ, ЮТ – наши палеосейсмологические траншеи (СТ – северная, ЮТ – южная); ДДП – сохранившиеся фрагменты древней денудационной поверхности на южном крыле Бозалаташской горст-антиклинали.

рое кроме надвигообразования приводит и к транспрессии.

Сейсмичность Тегерекского рампового грабена. Очень интересным структурным объектом, вдоль которого отмечается современная сейсмичность, является Тегерекский рамповый грабен (см. рис. 8) [Корженкова и др., 2022]. В его южной части подвижки происходят по Южно-Тегерекскому адырному поддвигу: нижняя часть склоны движется к северу – против сил гравитации. Здесь сформировался небольшой загораживающий (барьерный) хребет, рост которого виден не только по перепаду в рельефе, но и по вертикальной деформации русла древнего арыка. Арык был выкопан для орошения сельскохозяйственных угодий к югу от хребта: ирригационный канал огибал это препятствие с востока. Однако, в связи с сейсмогенной подвижкой, нижняя часть арыка была вздернута, и вода не смогла больше течь вниз. Люди вырыли еще один арык выше упомянутого, но и “новый” арык сейчас сух.

Нами была пройдена траншея вкострости простирающаяся Южно-Тегерекского разлома (рис. 9). GPS-координаты ее северного окончания: $h = 2292$ м над у.м., $N = 42^{\circ}44'04.5''$, $E = 77^{\circ}10'58.7''$, точность определения координат ± 4 м. Азимут простирающейся траншеи – 3° , максимальная глубина – 4.5 м, ширина – 1.5 м, длина – 12 м. В стенках траншеи выявлены рыхлые, разные по генезису и

гранулометрии четвертичные отложения (сверху вниз):

- 1) темно-коричневая современная суглинистая гумусированная почва мощностью до 60 см,
- 2) коричневая супесь с прослоями крупнозернистого песка максимальной мощностью до 120 см,
- 3) темно-коричневая суглинистая гумусированная палеопочва мощностью до 40 см,
- 4) серовато-коричневые дресвяно-щебнистые отложения мощностью до 50 см,
- 5) красноватая супесь с прослоями крупнозернистого песка мощностью до 35 см,
- 6) светло-коричневая супесь с прослоями песка мощностью до 95 см,
- 7) светло-коричневый–коричневый суглинок мощностью до 70 см, встречающийся иногда в виде линз в супеси (6),
- 8) серые дресвяно-галечные отложения с обломками (до 20 см) коренных палеозойских пород средней окатанности. Видимая мощность до 120 см.

Описанный разрез дислоцирован тремя разрывами-взбросами, самый древний из которых – южный (1, см. рис. 9). Он рвет слои, начиная от дресвяно-гравийных отложений (8) до палеопочвы (3). Это взбросовая структура с углом наклона на юг до 50° . Здесь можно определить вертикальную подвижку по разрыву, например, по смещению

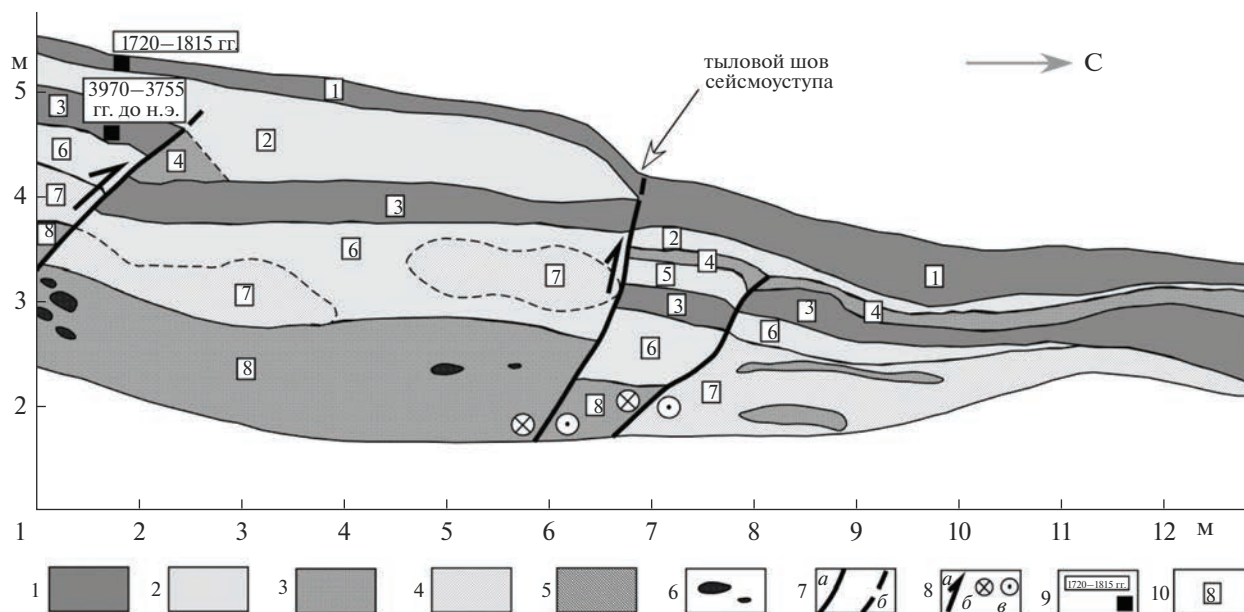


Рис. 9. Документация западной стенки южной траншеи в Тегерском грабене, пройденной через Южно-Тегерский подвиг [Корженкова и др., 2022].

1 – современные и палеопочвы, 2 – супеси, 3 – щебень и гравий, 4 – лессовидный суглинок, 5 – паттумы (“мусорные” отложения, пролювий), 6 – валуны и глыбы, 7 – разрывы (а – установленные, б – предполагаемые), 8 – знаки смещений по разрыву (а – вертикальное, б – от зрителя, в – к зрителю), 9 – места отбора проб для радиоуглеродного анализа, 10 – номер слоя, выявленный в траншее и описанный в тексте статьи.

упомянутой палеопочвы, составляющему 70 см. Хотя нижележащие слои смещены на другую – меньшую: 50, 60 см величину, что, скорее всего, также является свидетельством наличия сдвиговой компоненты подвижки по описываемому дизъюнктиву. Важно отметить наличие коллювиального клина в лежащем крыле северного разрыва, представленного в нижней части дресвяно-щебнистыми отложениями (4), перекрываемые супесью (2).

Следующая по возрасту заложения – южная разрывная плоскость взбросового типа (III, см. рис. 9). Она смещает слои от дресвяно-гравийных отложений (8) до лессовидного суглинка (4). Этот взброс имеет падение на юг под углом около 60° . Важно отметить, что мощности и положение смещаемых южной плоскостью слоев рыхлых отложений отличаются по обе стороны от разрыва, что, скорее всего, говорит о значительной сдвиговой составляющей подвижек по данному нарушению. Это же обстоятельство не позволяет определить вертикальную составляющую подвижки по рассматриваемому взбросу.

Самый молодой в описываемом разрезе палеосейсмологической траншеи – средний разрыв (II, см. рис. 9). По нему дислоцированы все отложения, выявленные в горной выработке. Кроме того, к этому дизъюнктиву приурочен перегиб в рельефе склона загораживающего хребта – молодой сейсмоуступ высотой 60 см. В своей верхней

части средний разрыв имеет небольшой наклон на юг (80°), выполаживающийся к низу до 65° . Это также взброс, хотя вертикальную подвижку по нему трудно вычислить в связи с разной мощностью и положением слоев по обе стороны от дизъюнктива, что является очередным свидетельством сдвиговых подвижек по каждому из разрывов зоны Южно-Тегерского адырного разлома. Важно отметить увеличение мощности слоя современной почвы в лежащем крыле среднего разрыва (коллювиальный клин?), хотя здесь может иметь место сдвигание слоев современной и палеопочвы, разделенных слоем супеси в висячем крыле.

Еще с советских времен исследователи указывали на значительные фрагменты доорогенного пенеплена, сохранившегося на южных крыльях антиклинальных складок основания, в том числе на новейшем поднятии Культорской мегантиклинали [Уткина, 1978]. Последователям С.С. Шульца [Шульц, 1948] совершенно очевидно, что складчатые деформации фундамента имеют здесь северную вергентность: их северные крылья короткие, крутые и разорванные по разломам, а южные – длинные и пологие маркируются доорогенной денудационной поверхностью. Здесь могут быть разрывы, но незначительные. Так считалось ранее, это были пионерские мелкомасштабные работы.

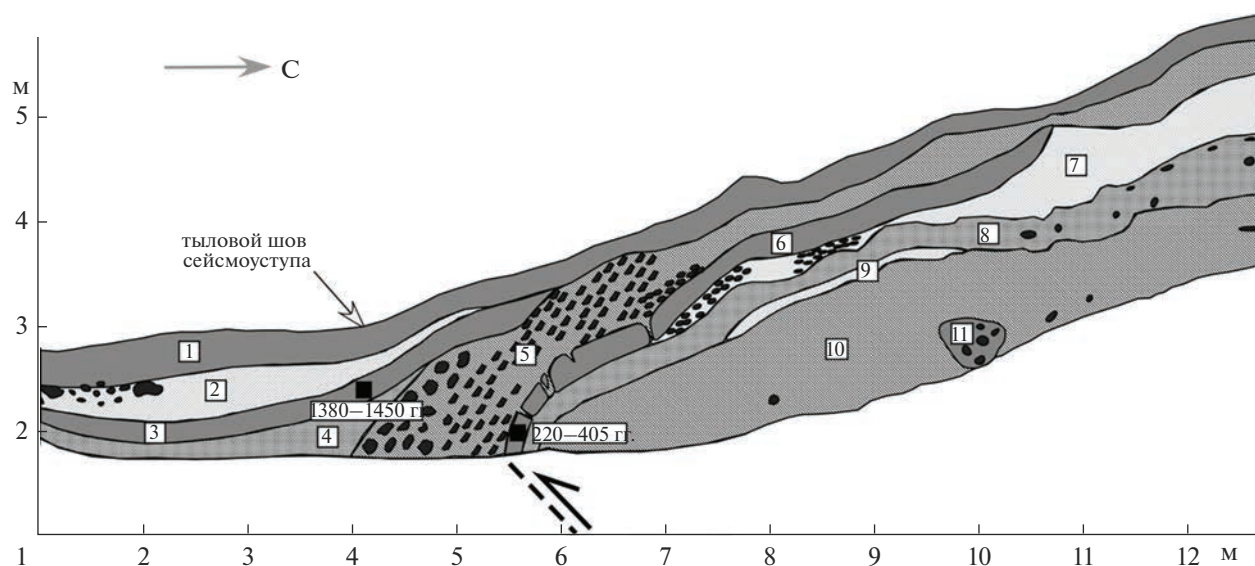


Рис. 10. Документация западной стенки траншеи, пройденной через Северо-Тегерекский адырный разлом, по [Корженкова и др., 2022]. Флексурная деформация палеопочвы (6) свидетельствует о “слепом” характере верхней части разломной зоны.

Условные обозначения см. рис. 9.

Использование структурно-геоморфологического метода показало частое наличие сейсмоактивного разлома на границе сопряжения поднятия (хребет) и впадины, в том числе и на пологом длинном крыле положительных пликативных структур. Так, опытному взгляду геоморфолога и палеосейсмолога по южному подножию Бозалаташской антиклинали в Тегерекском рамповом грабене видна вытянутая линия заболоченных понижений, сменяющихся выше уступами. При этом видно также, что это не единая — одиночная линия разрыва, а несколько параллельных линий — уступов, то есть эти формы рельефа трассируют зону разрывов. Наиболее хорошо это выражено на участке, где из Бозалаташского поднятия воды безымянного ручья выходят в Тегерекский грабен. Здесь в всячем крыле разлома виден набор — лестница флювиогляциальных и аллювиальных террас, вздернутых по дизъюнктиву на различную высоту. Измерения высот и горизонтальных смещений разновозрастных террас в этом месте показали, что горизонтальная компонента подвижек по разлому в 3 раза больше вертикальной.

Вкрест простирания Северо-Тегерекского разлома нами была вырыта палеосейсмологическая траншея (рис. 10). GPS-координаты южной части горной выработки: $h = 2357$ м, $N = 42^\circ 44' 36.3''$, $E = 77^\circ 10' 53.1''$, точность определения координат ± 4 м. Азимут простирания траншеи — 150° , максимальная глубина — 2 м, средняя ширина — 1.5 м. Была задокументирована западная стенка выработки. Траншея пройдена вдоль вздернутого пролювиального конуса выноса, где мы рассчитыва-

ли увидеть многочисленные напластования, деформированные в разной степени в зависимости от их возраста. Состав отложений в горной выработке напоминал тот, что был встречен нами в южной траншее, разве что гранулометрический состав отложений стал более грубым.

Кровля разреза — это современная серая супесчаная горная почва (1) мощностью до 45 см. Она залегает на массивном слое суглинков того же цвета (2) толщиной 40 см, в котором встречаются прослои супесей и песков, а также полуокатанные обломки коренных — палеозойских пород размером до 30 см. Ниже описанного слоя залегает палеопочва (3) мощностью 20 см коричнево-серого цвета на супесчаном субстрате. Этот слой органики подстилается серыми дресвяными отложениями (4) видимой мощностью до 40 см. Еще ниже по разрезу располагается пролювиальный слой паттумов (“мусорная толща”) (5), гранулометрический размер слагающих отложений которого резко возрастает с севера на юг — от крупнозернистых песков до щебнисто-гравийный обломков мощностью до 120 см. Происхождение этих отложений связывается с селом. Под этими отложениями установлена еще одна серовато-коричневая палеопочва (6) на суглинистом субстрате мощностью до 30 см. Ниже ее залегает слой супесей (7) мощностью до 70 см, который южнее замещается линзами щебня и гравия. Еще ниже расположены дресвяные отложения (8), напоминающие разрушенный в крошку крупнозернистый гранит, мощностью до 60 см. В северной части слоя встречаются щебнистые обломки. Ни-

же располагается маломощная — до 10 см линза суглинков (9). Далее вниз до днища траншеи наблюдается слой серых паттумов (10) — пролювиальных отложений мощностью до 110 см, включающий отдельные полуокатанные обломки коренных пород, а также овоид гумусового материала неясного генезиса (11 — палеопочва?) размером 40×60 см с большим количеством полуокатанных галек.

В стенке северной траншеи (см. рис. 10) отсутствуют разрывные нарушения, кроме отдельных нитевидных трещин без смещения или с незначительным смещением. Тем не менее, здесь установлен ряд сейсмогенных пликативных деформаций: сейсмогенный разрыв не дошел до поверхности, но был близок к ней. Наиболее эффектно выглядит изгиб нижней палеопочвы (6): в северной части слой имеет наклон $15\text{--}20^\circ$, в то время как на юге палеопочва приобретает субвертикальное залегание и разбивается на отдельные блоки. Аналогичный, но меньший по амплитуде тектонический изгиб имеет и средняя палеопочва (3): в своей северной части наклон слоя 30° , а в южной $3\text{--}5^\circ$. Современная почва (1) также деформирована: в северной части ее наклон составляет $10\text{--}15^\circ$, в то время как в северной — $2\text{--}3^\circ$. Именно в современной почве хорошо выражен тыловой шов современного сейсмоуступа. Необходимо отметить и образование так называемых коллювиальных клиньев у подножия палео-уступов: ими являются слои 4, 5 после первого сейсмического события и слой 2 после второго землетрясения. Коллювиальный клин после третьего — последнего сейсмического события пока только формируется: он виден в увеличении мощности слоя современной почвы в южном направлении.

По всем рассмотренным дизъюнктивам имеются доказательства неоднократных и частых сейсмогенных подвижек. Об этом свидетельствуют, прежде всего, данные структурной геоморфологии: практически в каждой зоне разломов имеется один-два или целая лестница сейсмоуступов. Наиболее нагляден в этом отношении Северо-Тегерекский разлом, вдоль которого в висячем крыле наблюдаются несколько вздернутых голоценовых и позднеплейстоценовых аллювиально-пролювиальных и флювиогляциальных поверхностей. Долговременный режим проявления сильных землетрясений вдоль адырных разломов подтверждается также палеосейсмологическими данными — документацией траншей, пройденных вкрест простирающихся дизъюнктивов. Обе пройденные и проанализированные нами траншеи через Южно-Тегерекский и Северо-Тегерекский адырные разломы “показали” проявление по крайней мере 3 сильных сейсмических событий по каждому дизъюнктиву (см. рис. 9, 10).

Для датирования этих сейсмических событий нами были отобраны пробы в стенках упомянутых траншей (см. рис. 9, 10). Для радиоуглеродного анализа отбирались пробы палеопочв (TGR-1-3) и в том числе из основания современной почвы (TGR-4). После обработки были получены следующие результаты (табл. 1).

Полученные радиоуглеродные датировки позволяют восстановить картину подвижек по разломным зонам, ограничивающим Тегерекский рамповый грабен, во времени и пространстве. Начнем с Южно-Тегерекского адырного разлома (см. рис. 9). Наиболее древней разрывной плоскостью, выявленной в стенке траншеи, является II-я. Его надвиговый (поддвиговый) характер здесь не вызывает сомнения: взбрасываются все слои в южном крыле дизъюнктива. Этот разрыв также смещает палеопочву (3) по вертикали на величину 70 см. Мощный слой (2) в северном крыле разрыва II возможно является коллювиальным клином древнего сейсмоуступа. Максимальный возраст первого сейсмического события определяется по абсолютной датировке пробы Vs-3100 (3970—3755 гг. до н.э.).

Разрыв III (см. рис. 9) активизировался во вторую очередь. Этот дизъюнктив деформирует и загущает в слое (4) серовато-коричневых дресвяно-щебнистых отложений. Важно, что разрывная плоскость смещает палеопочву (3), возраст которой составляет 3970—3755 гг. до н.э. (проба Vs-3100). Следовательно подвижка по данному дизъюнктиву имела место после перекрытия слоя палеопочвы в IV тысячелетии до н.э. Не очень понятна кинематика движений по разрыву III. Судя по наклону его плоскости на юг, это должен быть обратный надвиг — поддвиг, как и его “собратя” — разрывы I и II. Однако в стенке траншеи мы видим устойчивое опускание слоев в южном крыле разрыва III, что может рассматриваться в качестве сброса. Мы бы не стали давать однозначный ответ на вопрос направления вертикальной компоненты тектонической подвижки по дизъюнктиву III, так как выше нами было указано на значительную латеральную компоненту тектонических движений по Тегерекским разломам, которая может превышать вертикальную в 3 раза. Таким образом, несколько смещений по разрыву III могут развести в стороны на значительное расстояние смежные когда-то участки одного слоя на разных крыльях разлома и привести кажущемуся эффекту сбрасывания южного крыла.

Последняя подвижка по произошла по I разрыву, относящемуся к Южно-Тегерекскому разлому (см. рис. 9). Его плоскость смещения внедряется в современную почву. Ее мощный слой в северном — лежащем в крыле дизъюнктива возможно является коллювиальным клином последнего сейсмического события. Кроме того, к разрыву I приурочен и тыловой шов современного сейсмо-

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования проб из палеосейсмологических траншей, пройденных через зону Культорского разлома

№ пробы	Индекс лаборатории	Полевой номер пробы	^{14}C возраст, годы ($\pm 1\sigma$)	Калиброванный возраст*, годы для 68.2 и 95.4% вероятностей
1	FTMC-AR90-1	KDB-1	1890 ± 40	68.2% вероятность <u>60–170 AD (62.9%)*</u> 190–210 AD (5.2%) 95.4% вероятность 20–230 AD (95.4%)
2	FTMC-AR90-2	KDB-2	472 ± 45	68.2% вероятность <u>1410–1460 AD (68.2%)*</u> 95.4% вероятность 1320–1350 AD (3.8%) 1390–1520 AD (89.8%) 1600–1620 AD (1.9%)
3	FTMC-AR90-3	KDB-3	1688 ± 40	68.2% вероятность 260–280 AD (7.4%) <u>320–410 AD (60.8%)*</u> 95.4% вероятность 240–430 AD (95.4%)
4	FTMC-AR90-4	GRG-1	2117 ± 50	68.2% вероятность <u>210–50 BC (68.2%)*</u> 95.4% вероятность 360–280 BC (13.2%) 240–1 BC (82.2%)
5	FTMC-AR90-5	GRG-2	837 ± 40	68.2% вероятность <u>1160–1250 AD (68.2%)*</u> 95.4% вероятность 1050–1090 AD (5.3%) 1120–1140 AD (0.6%) 1150–1270 AD (89.5%)
6	FTMC-AR90-6	GRG-3	1495 ± 40	68.2% вероятность <u>530–620 AD (68.2%)*</u> 95.4% вероятность 430–500 AD (15.2%) 520–650 AD (80.2%)
7	FTMC-FC63-1	TGR-1	1764 ± 40	68.2% вероятность 240–265 гг. (16.0%) 275–350 гг. (52.3%) 95.4% вероятность <u>220–405 гг. (95.4%)*</u>
8	Vs-3101	TGR-2	540 ± 50	68.2% вероятность 1325–1355 гг. (23.9%) 1390–1435 гг. (44.4%) 95.4% вероятность 1300–1370 гг. (39.1%) <u>1380–1450 гг. (56.4%)*</u>

Таблица 1. Окончание

№ пробы	Индекс лаборатории	Полевой номер пробы	^{14}C возраст, годы ($\pm 1\sigma$)	Калиброванный возраст*, годы для 68.2 и 95.4% вероятностей
9	Vs-3100	TGR-3	5066 ± 50	68.2% вероятность 3950–3895 гг. до н.э. (25.7%) 3880–3800 гг. до н.э. (42.5%) 95.4% вероятность 3970–3755 гг. до н.э. (91.9%) 3745–3710 гг. до н.э. (3.6%)
10	Vs-3102	TGR-4	230 ± 50	68.2% вероятность 1635–1685 гг. (27.8%) 1735–1805 гг. (33.6%) 1925–... гг. (6.9%) 95.4% вероятность 1510–1595 гг. (12.2%) 1615–1700 гг. (32.3%) 1720–1815 гг. (37.5%) 1835–1885 гг. (3.7%) 1910 AD–... (9.7%)

Примечание. Оценка возраста выполнена в Радиоуглеродной лаборатории ГНИ “Исследовательский центр природы”, Вильнюс, Литва; способ определения — ^{14}C : LSC; дата проведения анализа — 23.12.2021–30.01.2022; дата составления протокола — 31.01.2022; * — программное обеспечение для калибровки — OxCal 4.4 [Bronk, 2008]; ** — калибровочная кривая — IntCal2020 [Reimer et al., 2013].

уступа 60 см высоты. Мы предполагаем, что минимальным возрастом этого события является возраст нашей пробы Vs-3102 (1720–1815 гг.), когда после образования сейсмоуступа наступила стабилизация склона в висячем крыле разрыва и началось формирование современной горной почвы.

Несмотря на то, что в северной траншее, прошедшей через зону Северо-Тегерекского адырного разлома (см. рис. 10), не выявлены сейсмогенные разрывы, флексурная деформация слоев палеопочв и современной почвы свидетельствует о близости дизъюнктива и “слепом” характере подвижки по разлому. Тем не менее, используя радиоуглеродные датировки, можно расшифровать историю сильных сейсмических событий, имевших место вдоль упомянутой разломной зоны.

Первое сейсмическое событие произошло в интервале 3970–3755 гг. до н.э. и было приурочено к Южно-Тегерекскому разлому. Это событие выразилось образованием сейсмоуступа и разрыва почвенного покрова, датированного пробой Vs-3100. Палеопочва (6, см. рис. 10) в зоне Северо-Тегерекского разлома, разумеется, образовывалась в спокойных тектонических условиях. Время ее сильной деформации и захоронения отвечает возрасту нашей пробы FTMC-FC63-1: 220–405 гг. или возрасту второго выявленного нами землетрясения в Тегерекском рамповом грабене. Вторая палеопочва (3, см. рис. 10) имеет возраст и время ее захоронения 1380–1450 гг. (проба Vs-3101). Это также и возраст третьего сей-

смического события. Слой палеопочвы (3) сохранился лишь в лежащем крыле дизъюнктива, захороненный массивным слоем суглинков, в котором встречаются прослой супесей и песков (2). В висячем крыле эта палеопочва не сохранилась, будучи размытая эрозионными агентами. Современная горная почва облекает сейсмоуступ высотой в 2.0–2.2 м. Судя по его прекрасной морфологической выраженности, возраст последнего сейсмического события составляет всего лишь две–три сотни лет назад.

Таким образом, во второй половине голоцена установлено 3 сильных морфогенетических события по Южно-Тегерекскому разлому и 3 сильных землетрясения по Северо-Тегерекскому разлому. Максимальные возрасты первых трех событий: 3970–3755 гг. до н.э., 220–405 гг. и 1380–1450 гг. Минимальный возраст последнего события составляет 1720–1815 гг. Осталось неясным: происходила ли сейсмическая активизация одновременно на обоих бортах Тегерекского рампового грабена или разломы проявляли свою активность независимо друг от друга.

ДАТИРОВКА ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВОСТОЧНОМ ОКОНЧАНИИ КУЛЬТОРСКОГО АДЫРНОГО РАЗЛОМА

В связи с продолжающимся сокращением земной коры между Евразийской и Индийской литосферными плитами бывшие участки осадконакопления Иссык-Кульской впадины ныне вовле-

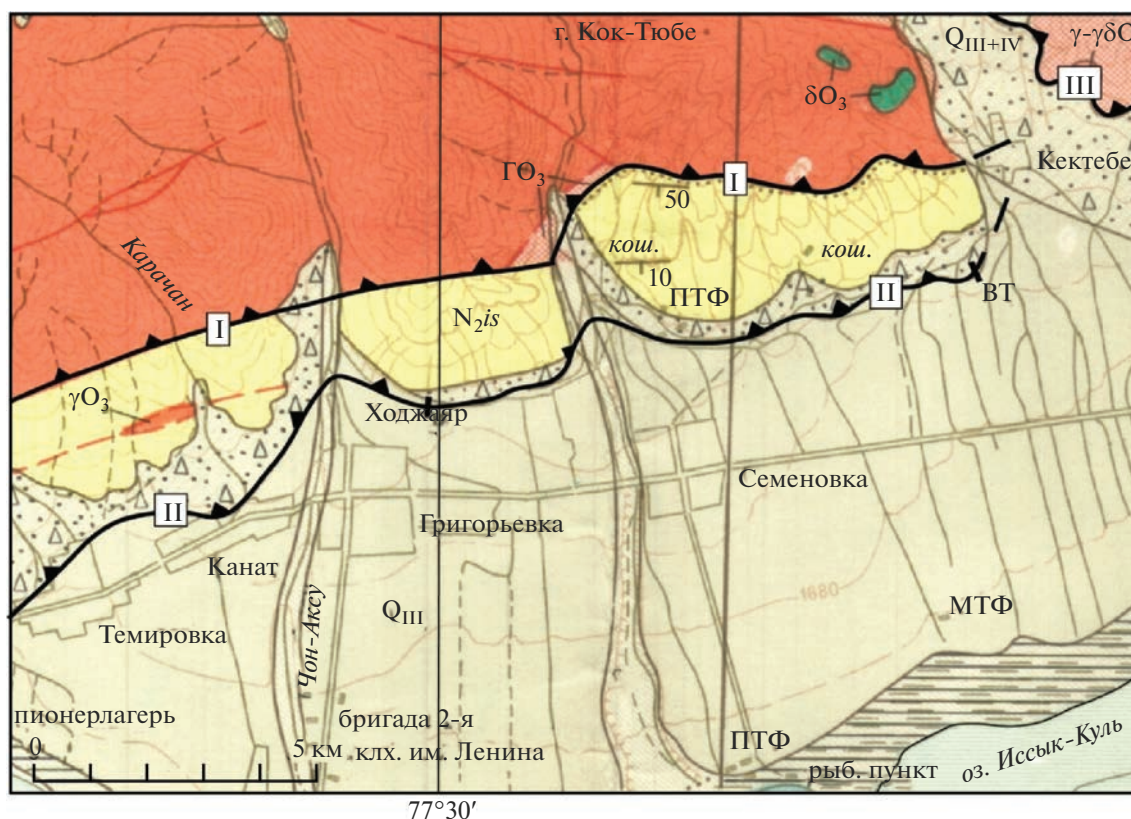


Рис. 11. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 200000 (по [Захаров, Чабдаров, 1975] с дополнениями и изменениями).

Красным цветом показаны ордовикские гранитоиды, желтым — неогеновые отложения, серым — четвертичные образования. Черные жирные линии — главные активные взбросо-надвиги: I — Культорский краевой разлом, II — Культорский адырный разлом, III — Аксуйский краевой разлом. Берг-штрихи указывают направления падения плоскостей разломов. Места наших палеосейсмологических исследований: ЗТ — западная траншея, ВТ — восточная траншея.

каются в поднятие, формируя предгорья — адыры вдоль горных фронтов, обрамляющих Исык-Кульскую котловину [Корженков, 2000, 2006]. Не является исключением и территория к югу от Культорского краевого разлома. Здесь в поднятие вовлечены отложения позднекайнозойской молассы, которая заполняла Исык-Кульскую впадину с начала процесса горообразования (рис. 11). В эрозионных обнажениях вдоль речных долин, спускающихся с хребта Кунгей Ала-Тоо и прорезающих адыры можно наблюдать дислоцированные неогеновые песчаники, аргиллиты и мелко-обломочные конгломераты и брекчии [Фортуна, 1993]. Их выход на дневную поверхность объясняется не только латеральным давлением надвигающегося к югу хребта, сложенного палеозойскими скальными образованиями, но и задирием неогеновых отложений по зоне Культорского адырного разлома, расположенного к югу от краевого дизъюнктива.

Для количественной оценки повторяемости сильных землетрясений необходимы данные по абсолютному датированию деформированных осад-

ков, получаемые из палеосейсмологических траншей, пройденных вкрест простирания разломных зон. Мы прошли две такие траншеи.

Первая или восточная траншея пройдена через самую южную плоскость адырного разлома в полукилометре западнее р. Тегерменты (в полукилометре западнее окраины села Кёк-Дёбе) (рис. 12). Азимут простирания траншеи — 121° . Координаты северного конца горной выработки по GPS-приемнику: $h = 1717$ м, $N = 42^\circ 45' 47.7''$, $E = 77^\circ 37' 06.7''$, точность определения координат ± 4 м. Длина траншеи составила 16 м, максимальная глубина — 2.5 м, ширина — до 2 м.

Строение восточной, субмеридиональной по простиранию траншеи оказалось сравнительно простым. И в висячих, и в лежачих крыльях разрыва основным типом отложений оказался массивный лессовидный суглинок без какой-либо видимой слоистости (см. рис. 12). Его видимая мощность в обеих крыльях разрыва достигает 2 м. Зона сейсмогенного разрыва, выраженного очень пологим надвигом, мощностью в первые десятки сантиметров выполнена перемешанным гравием

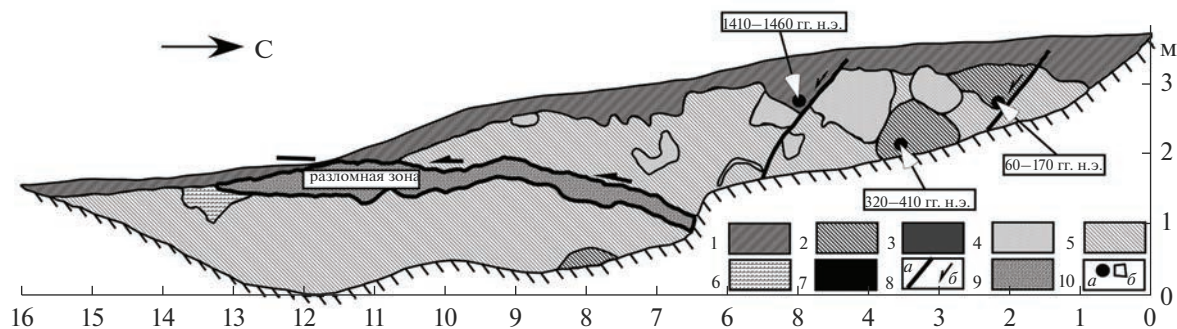


Рис. 12. Палеосейсмологическая траншея, пройденная через самый южный сейсмоуступ Культорского адырного разлома, западнее села Кёк-Дёбе [Корженков и др., 2020]. Разрез западной стенки.

1 – современная почва, 2 – красноватая палеопочва, 3 – каштановая палеопочва, 4 – супеси, 5 – лессовидные суглинки, 6 – щебне-дресвяные отложения, 7 – черная палеопочва, 8 – сейсмогенные разрывы (а – плоскости, б – направление смещения), 9 – рыхлые отложения (гранулы, дресва), заполняющие разломную зону, 10 – места отбора проб (а – на радиоуглеродный анализ, б – керамика). Место траншеи см. рис. 11.

и дресвой с заполнителем из крупнозернистого песка. Странно было видеть эти сравнительно грубозернистые отложения, зажатые лессовидным суглинком. По-видимому, он был “затащен” по разлому из более древних отложений, слагающих адырные поднятия, возможно из перетертых позднечетвертичных флювиогляциальных отложений. Трудно определить общую величину вертикального смещения по надвигу, так как у нас нет каких-то реперных отметок для проведения этой оценки. Однако у нас имеется вертикальная компонента сейсмоустапа – 1.25 м и углы наклона надвиговой плоскости: 20° в месте выхода плоскости разлома над дном траншеи и 0° в ее южной – козырьковой части.

Интересным представляется строение висячего крыла разломной зоны. С первого взгляда в стенке траншеи видны странные округлые, овоидные тела различных цветов и состава (см. рис. 12). Это прежде всего красноватые куски палеопочвы, оторванные от своего первоначального местоположения и вовлеченные в надвиговое движение. По всей видимости округлая форма этих блоков палеопочвы, а также изолированных овоидов светло-серых супесей объясняется неоднократным перемещением всего материала в висячем крыле, что привело к вращательным движениям и окатыванию изначально неровных фрагментов отложений.

Видны вторичные сбросовые плоскости в тылу надвига (см. рис. 12). Смещения по этим плоскостям величиною до 1 м привели к образованию “карманов”, в которых оказались отложения красноватой палео-почвы и современной серо-коричневой суглинистой почвы. Углы наклонов этих сбросовых плоскостей составляет 55° – 60° .

Лежачее крыло сейсмоустапа гораздо более простое по своему строению. Оно сложено упомянутым выше массивным желтоватым лессо-

видным суглинком. В его нижней части (над дном траншеи) видна верхняя часть окатыша из красной палеопочвы и линза, сложенная галечными слойками – галька в серой супеси, перед фронтом надвига (см. рис. 12). Описанная линза, по всей видимости, – это отложения небольшого временного водотока, протекавшего параллельно фронту адыров до образования изученного сейсмоустапа.

Вторая, западная палеосейсмологическая траншея, пройдена нами через самый южный сейсмоуступ зоны Культорского адырного разлома к востоку от р. Чон-Аксуу. GPS-координаты ее северного окончания: $h = 1773$ м, $N = 42^\circ 44' 2.7''$, $E = 77^\circ 29' 48.5''$, точность определения координат ± 5 м. Траншея имеет простираение 4° , ее длина – 21 м, глубина – до 2.5 м (рис. 13). Эта траншея имеет схожести и отличия от описанной выше траншеи. Здесь также в строении обоих крыльев разломной зоны принимает участие желтоватый массивный лессовидный суглинок, не имеющий какой-то видимой стратификации. Здесь также присутствуют окатыши из рыхлых пород или их фрагменты, но уже в обоих крыльях надвига; также имеются фрагменты красноватой палео-почвы, однако вместо светло-серой супеси, отмеченной в стенках восточной траншеи, здесь появляются овоиды каштановой палеопочвы. Новыми являются вытянутые линзы черной палеопочвы в нижней части разреза траншеи. Здесь же появляются также небольшие полуокатанные обломки палеозойских пород и фрагменты керамики.

Сейсмоуступ небольшой, его высота составляет всего 0.5 м. Возможно, что его размер несколько уменьшен в широкой корытообразной долине сухого ручья (сая) из-за эрозионной деятельности. Тем не менее, уступ хорошо выражен в рельефе (см. рис. 13). Плоскость разрыва, создавшего сейсмогенную форму рельефа, имеет угол в 25° в

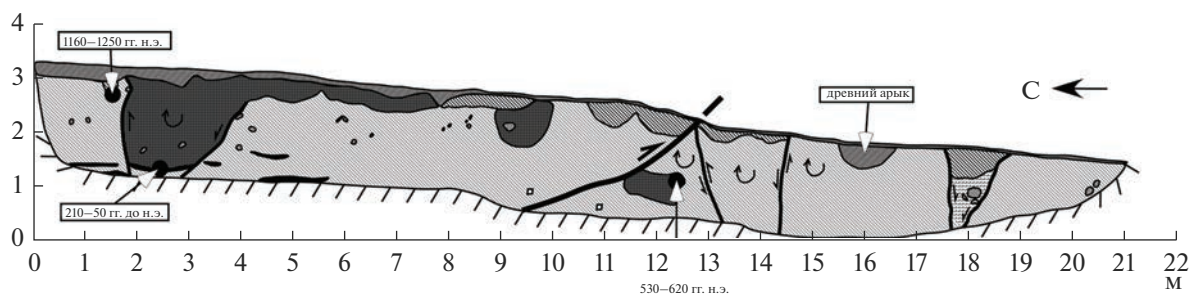


Рис. 13. Палеосейсмологическая траншея, пройденная через самый южный из сейсмоуступов Культорского адырного разлома к востоку от р. Чон-Аксу (по [Корженков и др., 2020] с изменениями). Документация восточной стенки. Условные обозначения см. рис. 12.

своей нижней видимой части. Кверху наклон плоскости возрастает до 40° (см. рис. 13). В этой траншее также невозможно оценить амплитуду подвижки по надвигу из-за отсутствия надежного репера, смещенного во время землетрясения. Надвиговые смещение по главной плоскости разлома подтверждается заворачиванием (волочением) вверх южной части слоя черной почвы.

Условия сжатия, возникшие при землетрясении во фронте сейсмоуступа, также привели к तोрошению блоков грунта в лежащем крыле разломной зоны. Из-за сильных колебаний грунта здесь образовались взброс и взрез (см. рис. 13), которые разделили крыло на блоки, южные крылья которых вследствие давления с севера поднялись вверх на величину от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. Подобные систематические смещение привели к небольшому вращению всех образовавшихся блоков против часовой стрелки. Кроме описанных структур в лежащем крыле разлома имеется и грабен, выполненный серыми галечными отложениями аллювиального генезиса. Сверху эти отложения перекрыты палеопочвой красного цвета (см. рис. 13).

В тыловой части висячего крыла также образовались условия растяжения, приведшие к образованию грабенообразного кармана, заполненного палеопочвой. Продолжившееся движение всей надвиговой части, направленное в сторону оси Иссык-Кульской котловины, привело к вращению блока каштановой палео-почвы.

После документации стенок траншей мы приступили к поискам органических остатков, которые бы позволили нам продатировать отложения, описанные в стенках горных выработок. К сожалению, массивный лесс не содержит каких-либо органических остатков. С целью датирования нам пришлось отобрать значительное количество почвенного материала.

Наиболее информативной в этом смысле оказалась восточная траншея. Мы писали уже о карманах, образовавшихся в тылу зоны надвига (см. рис. 12). В один из таких карманов при землетря-

сении угодило значительное количество современной почвы. Радиоуглеродное датирование пробы современной темно-коричневой суглинистой почвы с глубины 80 см, дало калиброванную дату 1410–1460 гг. н.э. (FTMC-AR90-2) (см. табл. 1). По-видимому, это и есть минимальный возраст образования сейсмоуступа. Возраст этой пробы совпадает с оценкой сильного землетрясения, выявленного нами ранее, следы которого были найдены в западной части зоны Культорского разлома [Корженков и др., 2016a].

В восточной стенке мы отобрали две пробы на определения абсолютного возраста из красноватой палеопочвы, которые дали калиброванные даты 60–170 гг. н.э. (FTMC-AR90-1) и 320–410 гг. н.э. (FTMC-AR90-3) (см. табл. 1). Первая проба отобрана в кармане возле сбросовой плоскости. По аналогии с предыдущим случаем, мы предполагаем, что возраст палеопочвы отражает минимальный возраст палеоземлетрясения – 60–170 гг. н.э. Присутствие в разрезе блоков красноватой почвы говорит о том, что и после указанного древнего землетрясения имели место последующие сейсмические подвижки, которые дефрагментировали слой красноватой палеопочвы. Это событие произошло позднее 320–410 гг. н.э.

Западная траншея дает нам калиброванный возраст отложения черной палеопочвы 210–50 гг. до н.э. (FTMC-AR90-4). Выше черной почвы в лежащем крыле лежит блок каштановой палеопочвы, возраст которой 530–620 гг. н.э. (FTMC-AR90-6). В висячем крыле каштановая палеопочва выполняет грабен. Поэтому ее возраст может быть минимальным возрастом одного из исторических землетрясений. Еще одна датировка пробы из этой траншеи, отобранная в красноватой палеопочве, имеет калиброванный возраст 1160–1250 гг. н.э. (FTMC-AR90-5). Этот фрагмент красноватой почвы также лежит в “кармане” и мог быть захоронен во время сильного землетрясения прошлого.

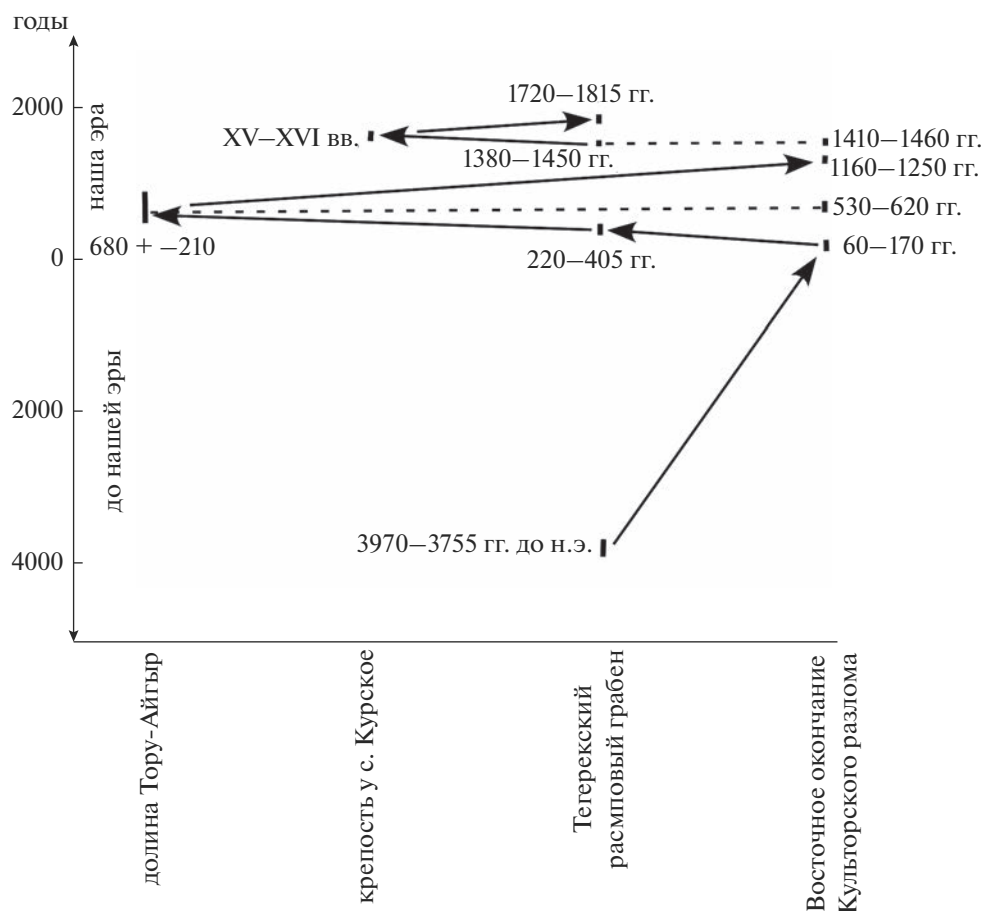


Рис. 14. Схематическая корреляция сильных землетрясений вдоль зоны Культорского разлома в Северном Прииссык-кулье по данным работ [Корженков и др., 2007, 2016, 2020; Корженкова и др., 2022].

Итак, у нас имеются радиоуглеродные датировки, которые могут быть минимальными возрастными сильных землетрясений по Культорскому адырному разлому: 60–170 гг. н.э., 530–620 гг. н.э., 1160–1250 гг. н.э., 1410–1460 гг. н.э. Временная разница между датами (повторяемость сильных землетрясения по разлому) составляет 200–600 лет. Эти данные хорошо согласуются с материалами по повторяемости сильных сейсмических событий по Аксуйскому краевому разлому [Корженков и др., 2018], также отделяющему Иссык-Кульскую котловину от хребта Кунгей Ала-Тоо и подставляющему Культорский разлом к востоку. Вопрос может вызвать отсутствие одновозрастных датировок в траншеях, находящихся на расстоянии 20 км друг от друга. Здесь может быть два объяснения.

1) Органические остатки, которые могли быть использованы для датирования тех или иных землетрясений, сохранились в одной траншее, но уничтожены эрозионными агентами в другой.

2) Траншеи прошли различные сегменты (участки) Культорского разлома, ведущие себя

по-разному в тектоническом и сейсмологическом отношении. Тут также нет ничего удивительного: объединенная 200-км зона Чилико-Кеминского и Аксуйского разломов, активизировавшихся во время землетрясения 1911 г. ($M_s = 8.2$, $I_0 = X-XI$), по характеру своего структурного проявления была разделена нами на 14 участков (сегментов) [Agrow-Smith et al., 2016].

РЕЖИМ СИЛЬНЫХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВДОЛЬ ЗОНЫ КУЛЬТОРСКОГО РАЗЛОМА

Итак, нами были изучены 4 участка сейсмодислокаций на западном окончании, в северо-западной части, в северо-восточной части и на восточном окончании Культорского разлома. Все эти участки относятся к зоне влияния Культорского краевого разлома, ограничивающего Иссык-Кульскую впадину от хребта Кунгей Ала-Тоо. Необходимо отметить, что в условиях горного рельефа и интенсивных эрозионных процессов найти подходящий материал для радиоуглеродного анализа (кость, дерево, уголь, почву, бога-

тую гумусом) в естественном обнажении или палеосейсмологической траншее весьма не просто. Именно поэтому свodka по обширным территориям с использованием данных по абсолютному возрасту является событием для геологической общественности, к материалам этой сводки часто прибегает большое количество специалистов.

Мы свели имеющиеся у нас 10 радиоуглеродных и 1 люминесцентную датировки в таблицу (см. табл. 1) и рассчитали по ним возрасты сейсмических событий в голоцене, которые вынесли на график (рис. 14). Всего нам удалось выявить 7 сильных землетрясений.

Первое сейсмическое событие произошло в 3970–3755 гг. до н.э. по Южно-Тегерекскому разлому, выражением чего стало образование сейсмоуступа и разрыва почвенного покрова, датированного пробой Vs-3100 [Корженкова и др., 2022].

В стенке палеосейсмологической траншеи, пройденной близ села Кёк-Дёбе [Корженков и др., 2020], в кармане возле сбросовой плоскости из красноватой палеопочвы была отобрана проба на определения абсолютного возраста, которая дала калиброванную дату 60–170 гг. н.э. (FTMC-AR90-1) (см. табл. 1). Поэтому, мы предполагаем, что возраст палеопочвы отражает минимальный возраст 2-го палеоземлетрясения – 60–170 гг. н.э.

Палеопочва (6, см. рис. 10) над Северо-Тегерекским разломом разумеется образовывалась в спокойных тектонических условиях [Корженкова и др., 2022]. Время ее сильной деформации и захоронения – возраст нашей пробы FTMC-FC63-1: 220–405 гг. Это и есть возраст третьего, выявленного нами землетрясения по зоне Культорского разлома.

В стенке траншеи близ села Семеновка в лежащем крыле разрыва расположен блок каштановой палеопочвы, возраст которой 530–620 гг. н.э. (FTMC-AR90-6) [Корженков и др., 2020]. Эта палеопочва выполняет грабен, поэтому ее возраст является минимальным возрастом 4-го исторического землетрясения. Возможно, что длина разрыва от описываемого землетрясения была весьма значительной (80 км). Об этом свидетельствует люминесцентная датировка TAR-8, проба для которой отобрана на западном окончании зоны Культорского разлома. Здесь, сейсмические подвижки по Южно-Актекинскому адырному разлому сместили голоценовую террасу на высоту 2.50–4.25 м. Возраст этой террасы висячем крыле разлома был определен инфракрасным люминесцентным методом как 1.32 ± 0.21 тыс. лет [Корженков и др., 2007]. Последний возраст означает, что до периода 1320 ± 210 лет тому назад отложения вздернутой голоценовой террасы были еще пойменными образованиями. В VII веке н.э. (± 2 века) произошло очередное сильное зем-

летрясение в зоне Южно-Актекинського адырного разлома. Пойменные отложения висячем крыле разлома были вздернуты на высоту в несколько метров и никогда больше уже не заливались водами р. Тору-Айгыр.

Еще одна датировка из траншеи близ села Семеновка – из пробы, отобранной в красноватой палеопочве, имеет калиброванный возраст 1160–1250 гг. н.э. (FTMC-AR90-5) [Корженков и др., 2020]. Этот фрагмент красноватой почвы также лежит в “кармане” и был захоронен во время 5-го сильного землетрясения.

Мы писали о “карманах”, образовавшихся в тылу зоны надвига в траншее близ села Кёк-Дёбе (см. рис. 12) [Корженков и др., 2020]. В один из таких карманов при землетрясении угодило значительное количество современной почвы. Радиоуглеродное датирование пробы современной темно-коричневой суглинистой почвы с глубины 80 см, дало калиброванную дату 1410–1460 гг. н.э. (FTMC-AR90-2) (см. табл. 1). Это и есть минимальный возраст образования сейсмоуступа и 6-го сильного землетрясения вдоль зоны Культорского разлома. Важно отметить, что вторая палеопочва (3, см. рис. 10) в северной траншее в Тегерекском грабене имеет аналогичный возраст в пределах ошибки радиоуглеродного метода: время ее захоронения – 1380–1450 гг. (проба Vs-3101) [Корженкова и др., 2022]. Это также и возраст 6-го сейсмического события. Слой палеопочвы (3) сохранился лишь в лежащем крыле разлома, погребенный подмассивным слоем суглинков с прослоями супесей и песков (2). Висячем крыле эта палеопочва не сохранилась, будучи размытая эрозийными агентами. Кроме того, возраст 6-го сейсмического события совпадает с радиоуглеродными датировками (конец XIV–начало XV вв.), которые были получены американским и киргизскими археологами для затопленной водами Иссык-Куля средневековой крепости эмира Тимура на п-ове Змеиный [Корженков и др., 2016], расположенной к западу от исследованного нами региона. Если это так, то длина сейсмогенного разрыва также была весьма протяженной – 70 км.

Последняя подвижка по Южно-Тегерекскому разлому [Корженкова и др., 2022] произошла по I разрыву (см. рис. 9): его плоскость внедряется в современную почву и ее мощный слой в северном – лежащем крыле дизъюнктива является колювильным клином последнего – 7-го сейсмического события. Кроме того к разрыву I приурочен и тыловой шов современного сейсмоуступа 60 см высоты. Мы предполагаем, что минимальным возрастом этого события является возраст нашей пробы Vs-3102 (1720–1815 гг.), когда после образования сейсмоуступа наступила стабилизация склона висячем крыле разрыва и началось формирование современной горной почвы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью структурно-геоморфологических и палеосейсмологических методов были исследованы морфоструктуры северного склона хребта Кунгей Ала-Тоо и его южные предгорья (адыры). Анализ данных радиоизотопного датирования (радиоуглеродного и инфракрасного люминесцентного) в пройденных горных выработках показывает миграцию сильной сейсмической активности вдоль зоны Культорского разлома (Северное Прииссыккулье). Было подтверждено, что современная сильная сейсмическая активность сосредотачивается в адырной зоне и приурочена к адырным разломам. В голоцене вдоль разломной зоны произошло, по крайней мере, семь морфогенетических землетрясений. В нашей эре повторяемость морфогенетических землетрясений составляла 200–300 лет. При этом в VII и XV веках вдоль Культорского дизъюнктива, по всей видимости, имели место сильнейшие сейсмические катастрофы с $M \sim 7.5$ ($I_0 = X$ баллов), во время которых сейсмические очаги выходили на поверхность, образуя сейсмоуступы длиной 70–80 км. Последующие палеосейсмологические исследования в Иссык-Кульской котловине дополняют и уточняют вышеизложенную схему миграции сильной сейсмичности на севере впадины.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.Р. Агатову, Д. Баумана, Е.В. Девя, А.С. Кичуткина, Д.В. Лужанского, Ц. Лю, Э. Мамырова, М.Ю. Меньшикова, И.Э. Поволоцкую, Н. Порат, Е.А. Рогожину, С.Н. Родину, А.Ю. Старикову, И.В. Турову, М.Т. Усманову, Т.А. Чаримову, Д. Шена, Б. Шасный, А.С. Юдахина за помощь во время полевых и камеральных работ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проводились в рамках государственной программы исследований лаборатории № 304 Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН на 2019–2021 гг. “Уточнение оценки сейсмической опасности для тектонически активных Крымско-Кавказского и Тянь-Шаньского горных поясов и относительно стабильных территорий Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита по палеосейсмологическим и геодинамическим данным”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдрахматов К.Е., Стром А.Л., Дельво Д., Хавенит Х.В., Виттори Е. Временная кластеризация сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013. № 1. С. 3–9.

Бартольд В.В. Отчет о поездке в Среднюю Азию с научной целью в 1893–1894 годах. СПб., 1897.

Берг Л.С. Озеро Иссык-Куль // Землеведение. 1904. Т. 11. Кн. 1–2.

Биосферная территория Иссык-Куль: Культурно-исторические памятники. Бишкек, 2002. 80 с.

Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Э., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. Структура очага Сусамырского землетрясения 1992 г. на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Физика Земли. 1997. № 11. С. 3–18.

Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1911 г. (4 января 1911 г.). СПб., 1914. 256 с. (Тр. Геол. комитета. Нов. сер. Вып. 89).

Винник Д.Ф. Работы Иссык-Кульского археологического отряда в 1959 г. // Изв. АН КиргССР. Сер. общественных наук. 1961. Т. III. Вып. 3. С. 83–102.

Деев Е.В., Корженков А.М. Палеосейсмологические исследования в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г. в Северном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 421–430.

Джанузаков К., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясев Б., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии. Бишкек: Илим, 2003. 216 с.

Захаров И.Л., Чабдаров Н.М. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист К-43-XII. М.: Госгеолтехиздат, 1975.

Зеланд Н. С берегов Иссык-Куля // Туркестан. ведомости. 1891. № 35–36.

Иванов П.П. Материалы по археологии котловины Иссык-Куля // Тр. Института истории АН КиргССР. Вып. III. Фрунзе, 1957.

Колпаковский А. О древних постройках, найденных на озере Иссык-Куль // Изв. РГО. 1870. Т. VI. Отд. 2.

Корженков А.М. Особенности строения и формирования морфоструктур Северо-Восточного Тянь-Шаня / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе: Изд-во ФПТИ, 1988. 21 с.

Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // Изв. РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 48–55.

Корженков А.М. Тектоника кайнозоя и сейсмичность северо-западной части Иссык-Кульской впадины (Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 971–982.

Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек: Илим, 2006. 290 с.

Корженков А.М., Поволоцкая И.Э., Мамыров Э. Морфологическое выражение четвертичной деформации в северо-западных предгорьях Иссык-Кульской впадины Тянь-Шаня // Геотектоника. 2007. № 6. С. 53–72.

Корженков А.М., Абдиева С.В., Вахрамеева П.С., Джумабаева А.Б., Мамыров Э., Морозова Е.А., Орлова Л.А., Фортуна А.Б. Сильные исторические землетрясения на северо-западе Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 9. С. 1276–1286.

Корженков А.М., Абдиева С.В., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А., Юдахин А.С. Сейсмически мобилизованные

- морены в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. С. 1871–1881.
- Корженков А.М., Деев Е.В., Лужанский Д.В., Абдиева С.В., Агатова А.Р., Мажейка И.В., Меньшиков М., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Родкин М.В., Сорокин А.А., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А., Шен Д., Юдахин А.С. Сильное средневековое землетрясение в Северном Прииссыккулье (Тянь-Шань): Результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 4. С. 43–63.
- Корженков А.М., Абдиева С.В., Агатова А.Р., Арроусмит Р., Бауман Д., Вахрамеева А.С., Гладков А.С., Гуральник Б., Деев Е.В., Джумабаева А.Б., Казмер М., Керимбаева Д.П.С., Кольченко В., Кросби К., Лобова (Казанцева) Е.Ю., Лужанский Д.В., Мажейка И.В., Мамыров Э., Меньшиков М.Ю., Морозова Е.А., Муралиев А.М., Нурманбетов К., Орлова Л.А., Павлис Т.Л., Поволоцкая И.Э., Порат Н., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Родкин М.В., Сорокин А.А., Табалдиев К., Турова И.В., Усманов С.Ф., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А., Шен Д., Юдахин А.С. Сильные исторические и палеоземлетрясения Прииссыккуля и их положение в структуре Северного Тянь-Шаня / Отв. ред. А.В. Николаев. М.: ИФЗ РАН, 2018. 174 с.
- Корженков А.М., Абдиева С.В., Гладков А.С., Деев Е.В., Лю Ц., Мажейка И.В., Рогожин Е.А., Родкин М.В., Сорокин А.А., Турова И.В., Фортуна А.Б. Палеосейсмичность вдоль адырных разломов (на примере Коконадыр-Тегерекского разлома в Юго-Западном Прииссыккулье, Тянь-Шань) // Вулканонология и сейсмология. 2019. № 5. С. 36–53.
- Корженков А.М., Стрельников А.А., Деев Е.В., Корженкова Л.А., Лю Ц., Мажейка И.В., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Турова И.В., Усманова М.Т., Фортуна А.Б. Адырные разломы – генераторы сильных землетрясений в Иссык-Кульской котловине (на примере зоны Культорского разлома) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 2. С. 19–40.
- Корженкова Л.А., Корженков А.М., Стрельников А.А., Старикова А.Ю., Кичуткин А.С., Макеев В.М., Мажейка И.В., Фортуна А.Б. Сильные землетрясения на южном склоне хр. Кунгей-Ала-Тоо Северного Тянь-Шаня и их структурное положение в земной коре // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 1.
- Поволоцкая И.Э., Корженков А., Мамыров Э.М. Следы сильных землетрясений в озерных осадках Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2006. № 10. С. 1024–1035.
- Помазков К.Д. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Сер. Северо-Тянь-Шаньская. 1968. Лист К-43-XVII.
- Турчинский В.П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Сер. Северо-Тянь-Шаньская. Лист К-43-XVIII. Л.: Картофабрика ВАГТ, 1970. 1 л.
- Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 57–71.
- Солоненко В.П. Палеосейсмология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.
- Туркестанские ведомости. 1887. № 31.
- Утиров Ч.У. Сейсмодислокации // Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань) / Под ред. К.Е. Калмурзаева. Фрунзе: Илим, 1978. С. 91–111.
- Утиров Ч.У. Сейсмодислокации и палеосейсмодислокации // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины / Под ред. К.Е. Абдрахматова. Бишкек: Илим, 1993. С. 113–125.
- Уткина Н.Г. Основные черты геоморфологического строения области // Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань) / Под ред. К.Е. Калмурзаева. Фрунзе: Илим, 1978. С. 52–57.
- Фортуна А.Б. Мезозойские и палеоген-неогеновые отложения // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины / Под ред. К.Е. Абдрахматова. Бишкек: Илим, 1993. С. 11–15.
- Чедия О.К., Корженков А.М. О долговременном сохранении в рельефе следов древних сейсмических катастроф (на примере Чилико-Кеминской сейсмогенерирующей зоны Северного Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1997. № 3. С. 88–98.
- Чедия О.К., Трофимов А.К. Новейшая тектоника // Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань) / Отв. ред. К.Е. Калмурзаев. Фрунзе: Илим, 1978. С. 66–76.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиз, 1948. 222 с.
- Archaeoseismology / Eds S. Stiros, R.E. Jones. British School at Athens; Fitch Laboratory Occasional Papers, 1996. 268 p.
- Arrowsmith J.R., Crosby C.J., Korzhenkov A.M., Mamyrov E., Povolotskaya I., Guralnik B., Landgraf A. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon–Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan / Eds A. Landgraf, S. Kuebler, E. Hintersberger, S. Stein // Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazards in Slowly Deforming Regions // Geological Society, London, Special Publications. 2016. V. 432. 21 p.
- Bowman D., Korjenkov A.M., Porat N. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan // Sedimentary Geology. 2004a. V. 163. P. 211–228.
- Bowman D., Korjenkov A., Porat N., Czassny B. Morphological response through competing of thrusting and erosion, at basin foothills, the northern Tien Shan, Kyrgyzstan // Geomorphology. 2004b. V. 63. P. 1–24.
- Bronk R.C. Deposition models for chronological records // Quaternary Science Reviews. 2008. V. 27(1–2). P. 42–60.
- Deev E., Korzhenkov A., Turova I., Pavlis T.L., Luzhanskii D., Majeika J., Abdieva S., Yudakhin A. Large ancient earthquakes in the Western Issyk-Kul basin (Kyrgyzstan, Northern Tien Shan) // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 166. P. 48–65.
- Korjenkov A.M., Arrowsmith J.R., Crosby C., Mamyrov E., Orlova L.A., Povolotskaya I.E., Tabaldiev K. Seismogenic destruction of the Kamenka medieval fortress, Northern Issyk-Kul region, Tien Shan (Kyrgyzstan) // J. Seismol. 2006a. № 10. P. 431–442.
- Korjenkov A.M., Kovalenko V.A., Usmanov S.F. Long-term preservation of paleoseismic deformations as a tool for revealing of ancient seismic catastrophes (on example of Chon-Kemin Valley, Kyrgyzstan) / Ed. M.F. Buchroithner // Proceedings of the 7th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography. Bishkek, Kyrgyzstan, July 2002. Dresden: Kartographische Bausteine, Band 23, 2004. P. 137–153.

Korjenkov A.M., Michajljow W., Wetzel H.-U., Abdybashev U., Povolotskaya I.E. Field excursion guidebook: International training course "Seismology and seismic hazard assessment". Bischkek, Potsdam: GFZ-ZAIAG, 2006b. 112 p. Paleoseismology / Ed. J. McCalpin (2nd edition) // International Geophysics. V. 95. N. Y.: Academic Press, 2009. 629 p. ISBN: 9780123735768

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflidason H., Hajdas I.,

HatleC., Heaton T.J., Hoffman D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 62. № 4. P. 725–757.

Selander J. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: example of the Kungey and Zailiskey ranges, northern Tien Shan // M.S. Thesis. North Carolina: University, Chapel Hill, 2008. 73 p.

Regime of Strong Holocene Earthquakes of the Kultor Fault Zone in the Northern Issyk-Kul Lake Region (Tien Shan) According to Radiocarbon Dating Data

L. A. Korzhenkova^{1, *}, A. M. Korzhenkov^{2, **}, V. M. Makeev^{1, ***}, J. V. Mazeika^{3, ****}, M. V. Rodkin^{4, *****}, A. A. Strelnikov^{2, *****}, and A. B. Fortuna^{5, *****}

¹Institute of Geoecology RAS, Ulansky lane, 13, bld. 2, Moscow, 101000 Russia

²Shmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

³State Research Institute "Center of Nature Research", Akademijos str., 2, Vilnius, LT-08412 Lithuania

⁴Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia

⁵Institute of Seismology NAS KR, Asanbay Micro-region 52/1, Bishkek, 720060 Kyrgyzstan

*e-mail: korjenkova2404@mail.ru

**e-mail: korzhenkov@ifz.ru

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

****e-mail: mazeika@geo.lt

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

*****e-mail: aas@ifz.ru

*****e-mail: alla-fortuna0@rambler.ru

Morphostructures of the northern slope of the Kungey Ala-Too Range and its southern foothills (adyrs) were studied with use of tectonic geomorphology and paleoseismology methods. Radioisotope (radiocarbon and luminescence) dating data analysis in dug trenches demonstrates the lateral migration of the strong seismic activity along the Kultor Fault zone (northern Issyk-Kul Lake region). It was confirmed that the strong recent seismic activity is concentrated in the adyr zone and located along adyr faults. At least 7 morphogenic earthquakes occurred along the fault zone during Holocene. During common era the reoccurrence of morphogenic earthquakes was 200–300 years. The strongest seismic catastrophes with $M \sim 7.5$ ($I_0 = X$) have been apparently occurred in VII and XV centuries along the disjunctive. During this event the seismic sources reached the surface forming the fault scarps with lengths up to 70–80 km.

Keywords: palaeo-seismicity, adyr faults, fault scarps, trenches, "blind" faults, radioisotope dating, Kultor fault, Issyk-Kul depression, Kungey Ala-Too Range, the Tien Shan

УДК 552.11

КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ ВНЕШНИХ ОСТРОВОВ ФИНСКОГО ЗАЛИВА – ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМАГМАТЫ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

© 2023 г. Е. Н. Терехов^{a, e, *}, А. Б. Макеев^{b, **}, С. Г. Скублов^{c, d, ***},
О. И. Окина^{a, ****}, Ю. А. Максимова^{a, *****}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

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

^cИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^dСанкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

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

*e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

**e-mail: abmakeev@mail.ru

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

****e-mail: okina@br.ru

*****e-mail: yu.a.krasilnikova@mail.ru

Поступила в редакцию 16.02.2023 г.

После доработки 24.05.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

В статье представлены новые петрогеохимические данные пород из района Внешних островов Финского залива. Ранее кварцевые порфиры о. Гогланд рассматривались как эталон вулканических комагматов гранитов рапакиви Выборгского массива. На о. Соммерс выделено две эффузивных толщи. “Южная” сложенная кварцевыми порфирами, с изотопным возрастом 1.66 млрд лет, поэтому их можно рассматривать как самые ранние проявления рифейской магматической активности в этом районе. В составе “Северной” толщи, кроме кварцевых порфиров, присутствуют трахибазальты, андезибазальты, дациты, а ее изотопный возраст 1.59–1.57 млрд лет, что не соответствует значениям, рядом расположенного Выборгского массива 1.65–1.63 млрд лет. Поэтому, несмотря на близость составов кварцевых порфиров и гранитов рапакиви, вулканы не являются продуктами дифференциации исходной для гранитов магмы, а образовались независимо от них из однотипного источника, но в несколько другой структурной обстановке, позволяющей свободное их поступление на поверхность Земли.

Ключевые слова: Балтийский щит, рифей, острова Финского залива, Выборгский массив, кварцевый порфир, граниты рапакиви, комагматы

DOI: 10.31857/S020303062370030X, **EDN:** UKKBVQ

ВВЕДЕНИЕ

В южной части Балтийского щита (Фенноскандинавского), в окрестностях Финского залива известно около 20 массивов гранитов рапакиви — это одна из крупнейших мировых провинций анорогенного магматизма (рис. 1). Их размер меняется от гигантских батолитов в поперечнике 300 и 200 км (Рижский и Выборгский) до небольших штоков в первые сотни метров. Время их формирования укладывается в интервал 1.65–1.50 млрд лет, при этом, выделяется два возрастных пика становления этих интрузий (1.65–1.62 и 1.59–1.54 млрд лет), но какой-то структурной закономерности, объясняющей появление разновозрастных интрузий, не известно [Rämö et al.,

2014]. В ассоциации с гранитами рапакиви находятся основные породы: анортозиты и габбро [Ларин, 2011]. Характерной чертой этого типа магматизма в регионе, является почти полное отсутствие эффузивных пород. До недавнего времени предполагалось только одно проявление вулканических комагматов гранитов рапакиви — а именно кварцевых порфиров острова Гогланд в составе раннерифейской хогландской серии [Левковский, 1964; Богданов и др., 1999; Rämö et al., 2007; Беляев, 2013]. Предположение [Laitakari et al., 1996] о возможном наличии аналогичных образований на о. Соммерс было подтверждено в нашей работе, в которой показано, что кварцевые порфиры, развитые на этом острове, слагают две раз-

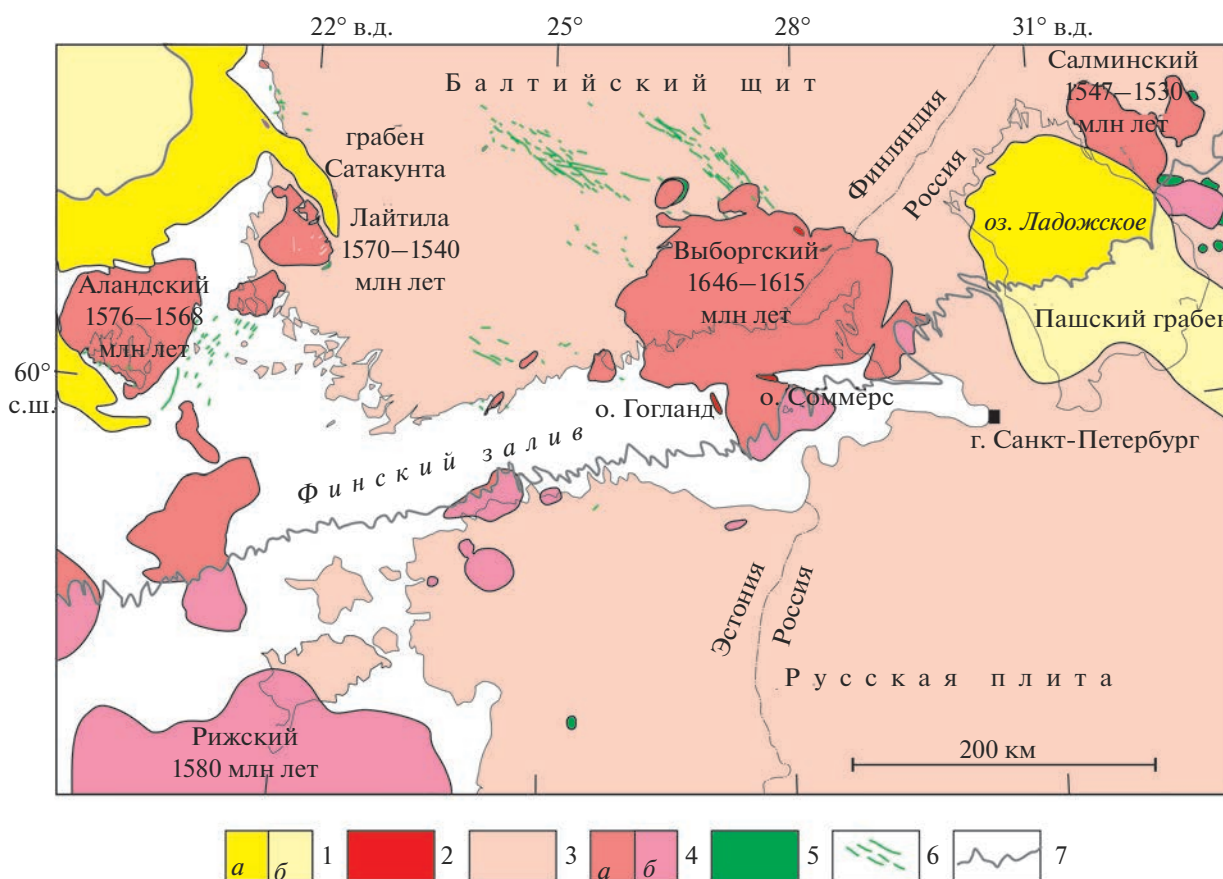


Рис. 1. Геологическая карта района Финского залива с данными изотопного возраста пород.

1 – рифейские отложения (а), они же под венд-палеозойским чехлом (б); 2 – хогландская серия (кварцевые порфиры); 3 – раннедокембрийский фундамент; 4 – граниты рапакиви (а), они же под венд-палеозойским чехлом (б); 5 – мафиты (габбро и анортозиты) в ассоциации с гранитами рапакиви; 6 – дайковые рои; 7 – подошва венд-палеозойского чехла.

новозрастные толщи (1.66 и 1.59–1.57 млрд лет) [Терехов и др., 2022]. Данные датировки не отвечают возрасту становления рядом расположенного Выборгского массива, но попадают в интервал времени формирования гранитов рапакиви района Финского залива. Кварцевые порфиры в виде даек, мощностью от первых метров до 20 м, прорывают породы массивов гранитов рапакиви: Выборгском, Аландском и Салминском. Судя по геологическим взаимоотношениям, они внедрялись в хрупкие породы [Коньшев и др., 2020], а по изотопным датировкам они формировались ближе к заключительным фазам образования этих массивов. С некоторой долей условности, из-за погрешностей определения возраста, предполагается, что перед началом формирования даек кварцевых порфиров существовал амагматический период, когда не происходило становление гранитов рапакиви очередной фазы [Heinonen et al., 2017]. По составу кварцевые порфиры близки амфибол-биотитовым разностям гранитов рапаки-

ви, которые рассматриваются как наиболее примитивные расплавы, еще не подвергшиеся процессам кристаллизационной дифференциации [Свириденко, 2017], поэтому, считается, что они образовались из магмы, родоначальной для оводных гранитов рапакиви Выборгского массива [Беляев, 2013].

Полученные древние датировки кварцевых порфиров с о. Соммерс – 1663 ± 8 млн лет [Терехов и др., 2022] свидетельствуют, что кварцевые порфиры могут отражать и самые ранние (начальные) этапы эволюции магматических процессов, приведших к формированию гранитов рапакиви, когда динамический и термальный режим поверхностных слоев позволял расплавам выйти к поверхности. При этом возникает вопрос: а являются ли кварцевые порфиры комагматами гранитов рапакиви?

Хорошо обнаженные выходы кварцевых порфиров на о. Гогланд, которые составляют большую часть раннерифейской хогландской серии, де-

тельно описаны в работах [Богданов и др., 1999; Беляев, 2013; Pokki et al., 2013]. Тогда как об аналогичных породах на о. Соммерс имеются только короткое упоминание в работе [Laitakari et al., 1996] и статья [Терехов и др., 2022]. Поэтому цель данной работы представить результаты комплексного изучения вулканитов островов Соммерс и Гогланд.

МЕТОДИКА

Петрогенные элементы определялись в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы “Bruker AXS” (Германия), а редкие элементы определялись там же методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра “Элемент 2” (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия). Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартного образца сланца SBC-1 (USGS, США) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более чем на 10–15 отн. %. Более подробно методика определения описана в работе [Okina et al., 2016].

Изучение состава минералов и структуры эффузивных пород проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с AZtec — энергодисперсионной приставкой в ИГЕМ РАН.

Для определения U—Th—Pb-возраста представительной выборки циркона из проб Тс-6, Тс-8 и Тс-9 использовалась масс-спектрометрия вторичных ионов SIMS SRHIMP-II. Все изотопные исследования выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ; методика работ и приборное обеспечение изложены в материале [Обзор ..., 2015], а результаты изотопных исследований представлены в работе [Терехов и др., 2022].

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ВАЖНЕЙШИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ РИФЕЙСКОГО ПЕРИОДА

Геологическая карта района восточной части Финского залива представлена на рис. 2, на котором приведены наиболее важные U—Pb датировки циркона. Этот район известен наличием раннерифейских отложений, которые не выделяются в других частях Балтийского щита. Нижняя граница раннего рифея в регионе проводится по подошве хогландской серии, на о. Гогланд. Здесь, на свекофеннском фундаменте, в основании рифейского разреза залегают кварцевые конгломераты мощностью до 20 м (рис. 3). По составу конгломерат о. Гогланд на 95% представлен кварцем аренитовой природы (вторичные кварциты или кора выветривания) и находится в явном диссонансе с подстилающими гранито-гнейсами, амфиболитами, сланцами свекофеннского комплекса. Кварце-

вые аренитовые породы и кварцевые порфиры 1638 ± 3 млн лет [Harju et al., 2010] встречаются и в мегаксенолите Тааликкала на северном фланге Выборгского батолита [Simonen, 1987], а также в виде ксенолитов в долеритовых дайках роя Хаме (1.65 млрд лет), который пересекает свекофеннские метаморфические породы [Laitakari et al., 1996] (см. рис. 1). Это, вероятно, остатки кварц-аренитовых покровных толщ кратона, которые предшествовали заложению гранитов рапакиви (1.65 млрд лет) и связанных с ними мафических пород: лейкогаббро и дайковых долеритов [Pokki et al., 2013].

По данным [Pokki et al., 2013] самый молодой возраст детритового циркона в цементе конгломератов о. Гогланд составляет 1.65 млрд лет, источником этого циркона являлись уже образованные и эксгумированные породы Выборгского плутона. Но по нашим данным источником этой фракции циркона могли быть кислые эффузивы о. Соммерс с возрастом 1.66 млрд лет. Выше конгломератов залегает маломощный горизонт (3 м) риолитов, а над ним два прерывистых горизонта плагиоклаз-порфириновых базальтов. (~15 и 25 м). Последние, разделены пластом толщиной 2 м, сложенным алевролитом и силицитом, которые по простирацию замещают друг друга. Для двух фракций циркона из нижней риолитовой толщи, получен возраст 1633 ± 2 млн лет [Ramo et al., 2007], хотя ранее из этого же горизонта, также по циркону, был получен более древний возраст 1640 ± 11 млн лет [Богданов и др., 1999]. Большая часть разреза серии (>150 м), сложена кварцевыми порфирами с возрастом 1638 ± 4 млн лет [Левченко и др., 1998]. С учетом этих данных вулканическая последовательность о. Гогланд была сформирована ~1635 млн лет назад.

На о. Соммерс обнажаются только магматические породы преимущественно кислого состава. Южная часть острова (рис. 4) сложена кварцевыми порфирами (геохронологическая проба Тс-6 и геохимические Тс-1, Тс-2, Тс-3, Тс-6), которые слагают слабо выраженные пласты с пологим падением на ССВ. Петрогеохимические разности кварцевых порфиров по простирацию и в разрезе постепенно сменяются друг другом. Структурные линии, видимые на космическом снимке, не являются элементами коренной геологии, а отражают разные уровни береговых валов. В северной части основного поля распространения кварцевых порфиров встречен горизонт лавобрекчий (проба Тс-4). Он разделяет лавовые толщи или маркирует разлом между южной и северной частями острова, в которых развиты породы, различающиеся по петрогеохимическим характеристикам. Аналогичные брекчии известны на о. Гогланд (пробы Гт-45/1 и Гт-45/2).

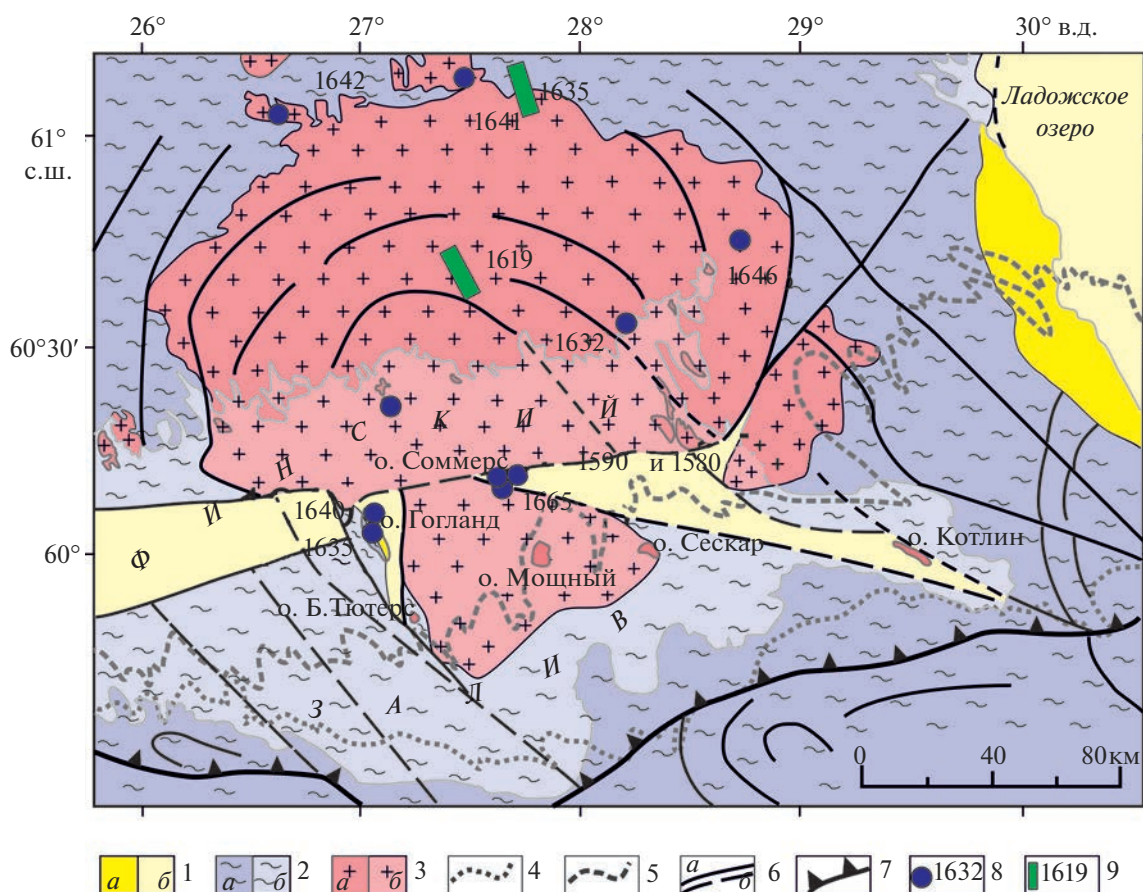


Рис. 2. Структурное положение раннерифейских образований в восточной части Финского залива. Составлена на основе геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 с авторскими добавлениями.

1 – раннерифейские отложения на суше (а) и в акватории (б); 2 – раннепротерозойские свекофенские образования на суше (а) и в акватории (б); 3 – граниты рапакиви Выборгского массива на суше (а) и в акватории (б); 4 – нижняя граница палеозойских отложений; 5 – нижняя граница вендских отложений; 6 – структурные элементы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 – Балтийско-Ладожский глинт; 8 – изотопный возраст гранитов рапакиви и их эффузивных аналогов в млн лет, по [Богданов и др., 1999; Rämö et al., 2014; Терехов и др., 2022]; 9 – дайковые рои кварцевых порфиров и их возраст в млн лет, по [Heinone et al., 2017].

Более молодые, но также раннерифейские образования, слагают низы разреза Пашского грабена, приуроченного к акватории Ладожского озера (см. рис. 1). Возраст отложений, заполняющих этот грабен, ограничен временными рамками от самого молодого детритового циркона из Салминского массива (1.55 млрд лет), выявленных в песчаниках приозерской свиты, до этапа становления Валаамского силла (1.47 млрд лет), уже внедренного в раннерифейские отложения [Купцова и др., 2011].

Южнее о. Соммерс на о. Мощный обнаружены валуны кварцевых галечников и песчаников. Это позволяет предполагать близость их коренного залегания в этом районе. По внешнему виду (красноцветному облику) они отличны от раннерифейских валунных конгломератов о. Гогланд и вероятно могут присутствовать в предполагаемой [Государственная геологическая карта, 2001] ри-

фейской структуре субширотного простираения, показанной на рис. 2 к востоку от о. Соммерс.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ВУЛКАНИТОВ ОСТРОВОВ ГОГЛАНД И СОММЕРС

Кварц-полевошпатовые порфиры о. Гогланд

Порода имеет серовато-розовый цвет и порфировую структуру. Вкрапленники представлены овоидами (“глазками”) кварца, кристаллами калиевого полевого шпата (КПШ), амёбовидными выделениями плагиоклаза (анортотклаза) и слюды. Основная раскристаллизованная масса имеет фельзитовую структуру, встречается небольшое количество стекла. Кварц в виде округлых зерен размером 1–3 мм, иногда с заливами и крупными включениями основной массы (рис. 5б–5г). Зерна плагиоклаза, размером 2–5 мм, составляют

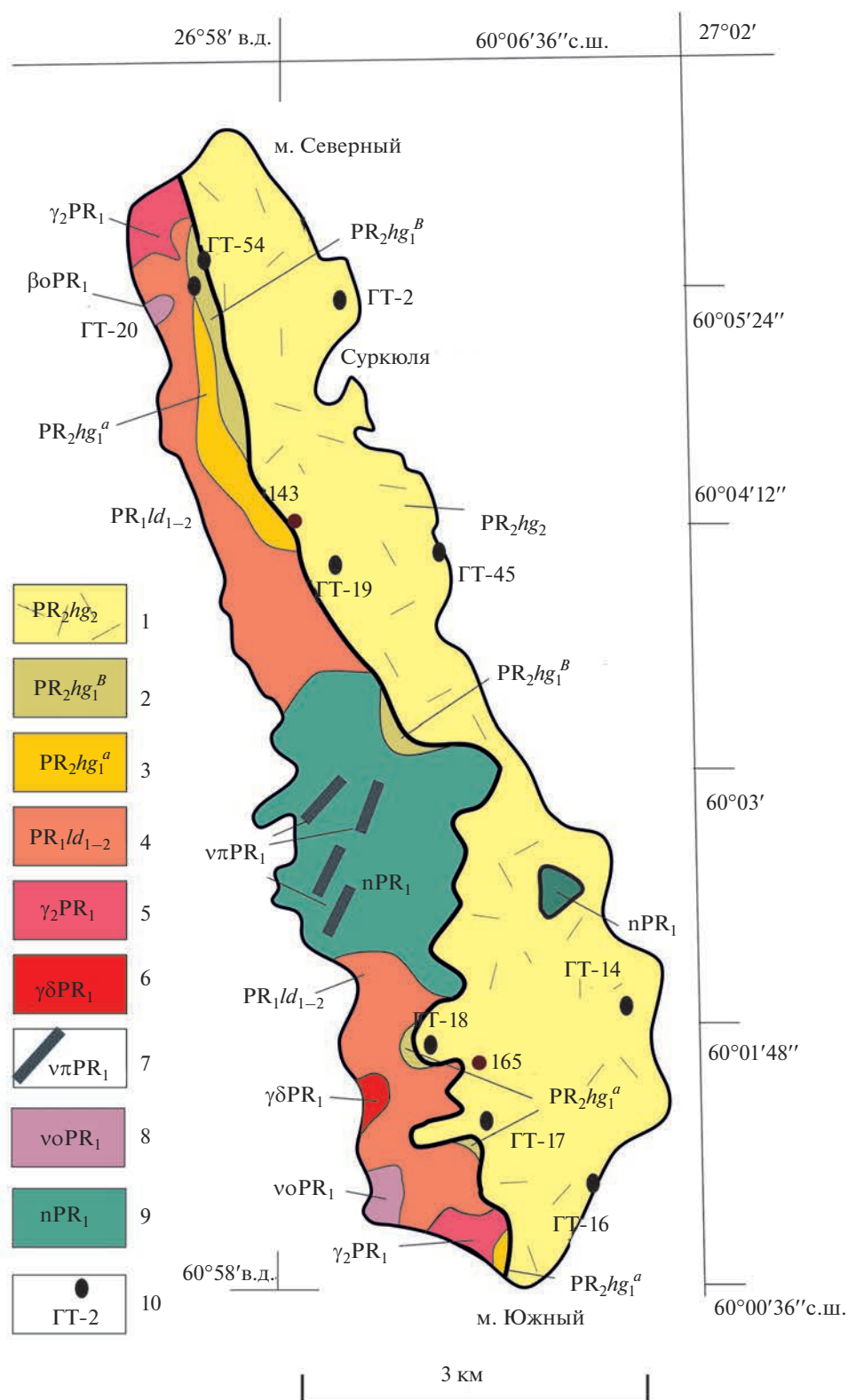


Рис. 3. Геологическая карта о. Гогланд.

1–3 – хогландская серия (ранний рифей): 1 – кварцевые порфиры (PR_2hg_2), 2 – базальты ($PR_2hg_1^B$), 3 – конгломераты ($PR_2hg_1^a$); 4 – ладожская серия (PR_1ld_{1-2}); 5 – граниты (γ_2PR_1); 6 – гранодиориты ($\gamma\delta PR_1$); 7 – дайки основного состава; 8 – ультрамафиты ($voPR_1$); 9 – нориты (nPR_1); 10 – места отбора проб.

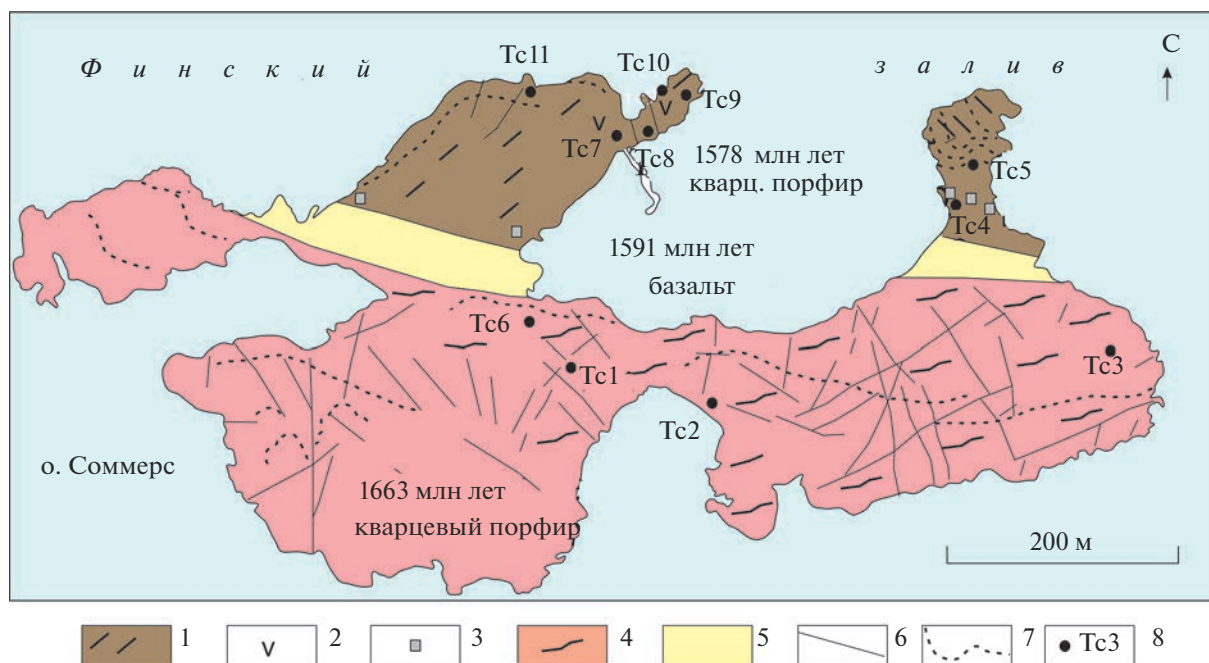


Рис. 4. Геологическая карта о. Соммерс с данными изотопного возраста пород.

1–3 – северная толща (1 – кварцевые порфиры, 2 – базальты, 3 – лавобрекчии); 4 – кварцевые порфиры южной толщи; 5 – четвертичные отложения; 6 – разломы; 7 – предполагаемые границы пластов; 8 – места отбора проб.

10–25%, большей частью они замещены агрегатом сосюрита (см. рис. 5б), КПШ образует кристаллы размером 0.5–2.5 мм (см. рис. 5а). Характерным является кокардовая структура, обусловленная наличием тонких оболочек (30–100 мкм) из серицита и микрозернистого кварца вокруг зерен кварца и кристаллов КПШ (см. рис. 5а–5в). Слюда размером 0.2–4 мм присутствует от 0.1 до 5% (см. рис. 5д); она иногда замещается хлоритом. Редко встречаются мелкие (до 1 мм) зерна кислого плагиоклаза с тонкой полисинтетической двойниковой структурой. В основной массе всегда присутствует тонкая магнетитовая пыль, а также крупные выделения рудных минералов (магнетит, ильменит) размером 1–3 мм в количестве менее 2%. Вкрапленники плагиоклаза и кварца часто имеют заливы (cavities) и крупные включения микрокристаллической основной массы (см. рис. 5б–5г). По данным А.М. Беляева [2017]: “Такие заливы, как правило, образуются при растворении вкрапленников под действием неравновесного с ними расплава и обрастают снаружи зональным калиевым полевым шпатом или кварцем. То есть происходила декомпрессия расплава, при которой возможно оплавление интрателлурических вкрапленников кварца и ортоклаза и полевого шпата. Таким образом, кристаллы КПШ и кварца в риолитах могли представлять собой либо интрателлурические вкрапленники, образовавшиеся на глубине до излияния магмы, либо ксенокристы – нерасплавленные минералы исходного

протолита, из которого выплавлялась рапакиви-гранитная магма”. Из этого делается вывод о возможном генетическом родстве риолитов о. Гогланд и комплементарных им первичных гранитов рапакиви.

Андезин-лабрадоровые базальты о. Гогланд

Порода темно-серого цвета со светло-серыми крупными вкрапленниками плагиоклаза андезин-лабрадорового состава (рис. 6). Зерна полевого шпата со спайностью и отчетливыми параллельными двойниками имеют размеры от $2 \times 8.3 \times 10$ до 1.5×14 мм, и составляют до 30–45% объема породы. Они замещены сосюритом на 20–30% (см. рис. 6). Стекло основной массы замещается агрегатом хлорита (до 5%). Присутствует магнетитовая пыль (1%), зерна и хорошо образованные кристаллы-ильменита размером 0.1–0.7 мм в количестве до 3–5%. В основной раскристаллизованной массе присутствуют та же минеральная ассоциация: *Pl, Crx, Chl, Mt, Ilm, TiMt*. Локально встречаются участки породы с содержанием рудного минерала до 7–15%, эту породу следует называть бедной железо-титановой рудой.

Кварц-полевошпатовые порфиры “южной” толщи о. Соммерс

Порфировая темно-серая порода с розовыми вкрапленниками КПШ величиной от 1 до 5 мм в

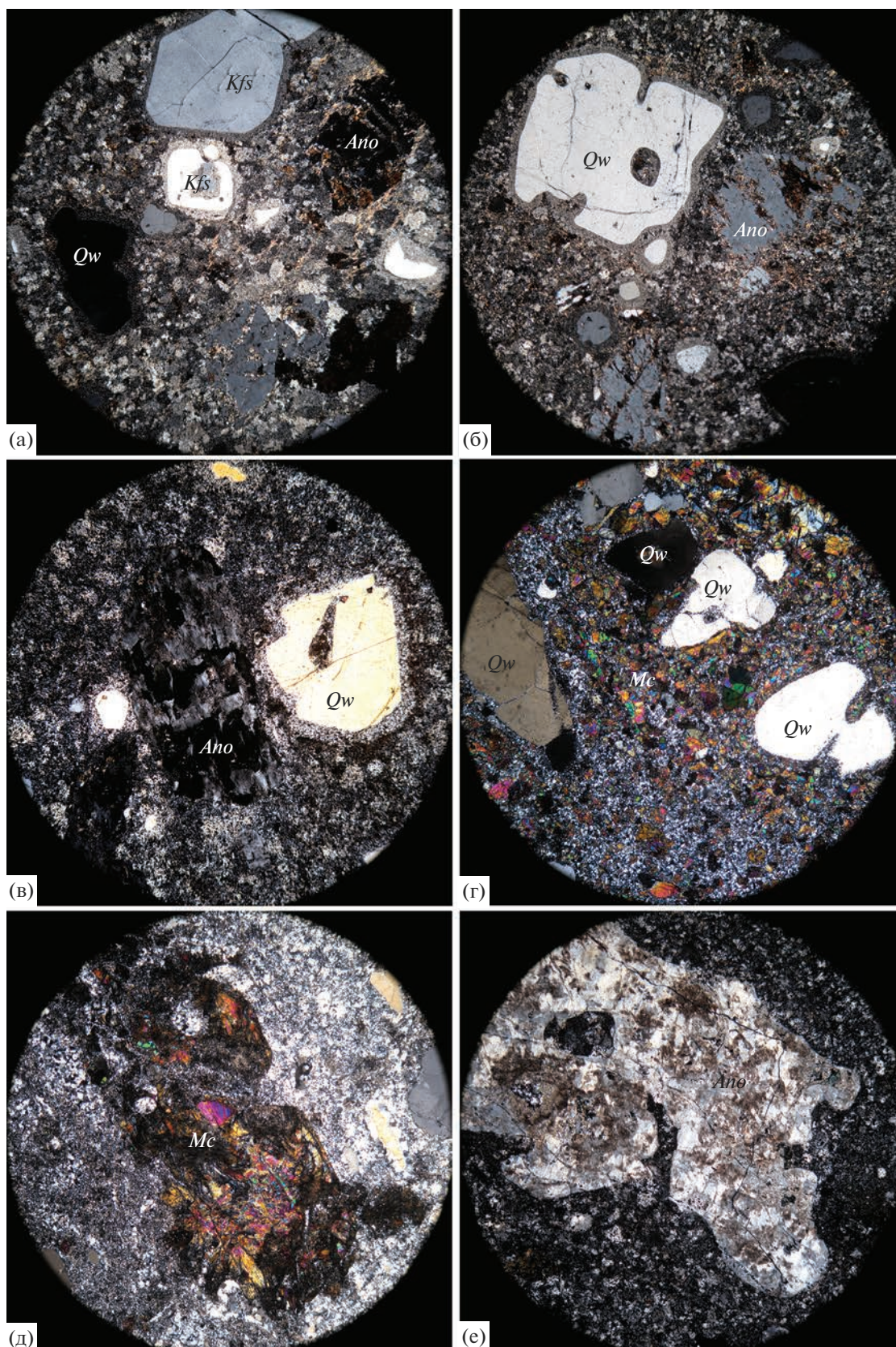


Рис. 5. Микрофотографии шлифов кварцевых порфиров о. Гогланд.

а, б – шлиф Гт-17; в – Гт-19; г, д – Гт-45; е – Гт-54/1. Увеличение 5, николи скрещены. *Ano* – анортотлаз, *Kfs* – КПШ, *Mc* – слюда, *Qw* – кварц. Диаметр поля зрения шлифа – 4 мм.

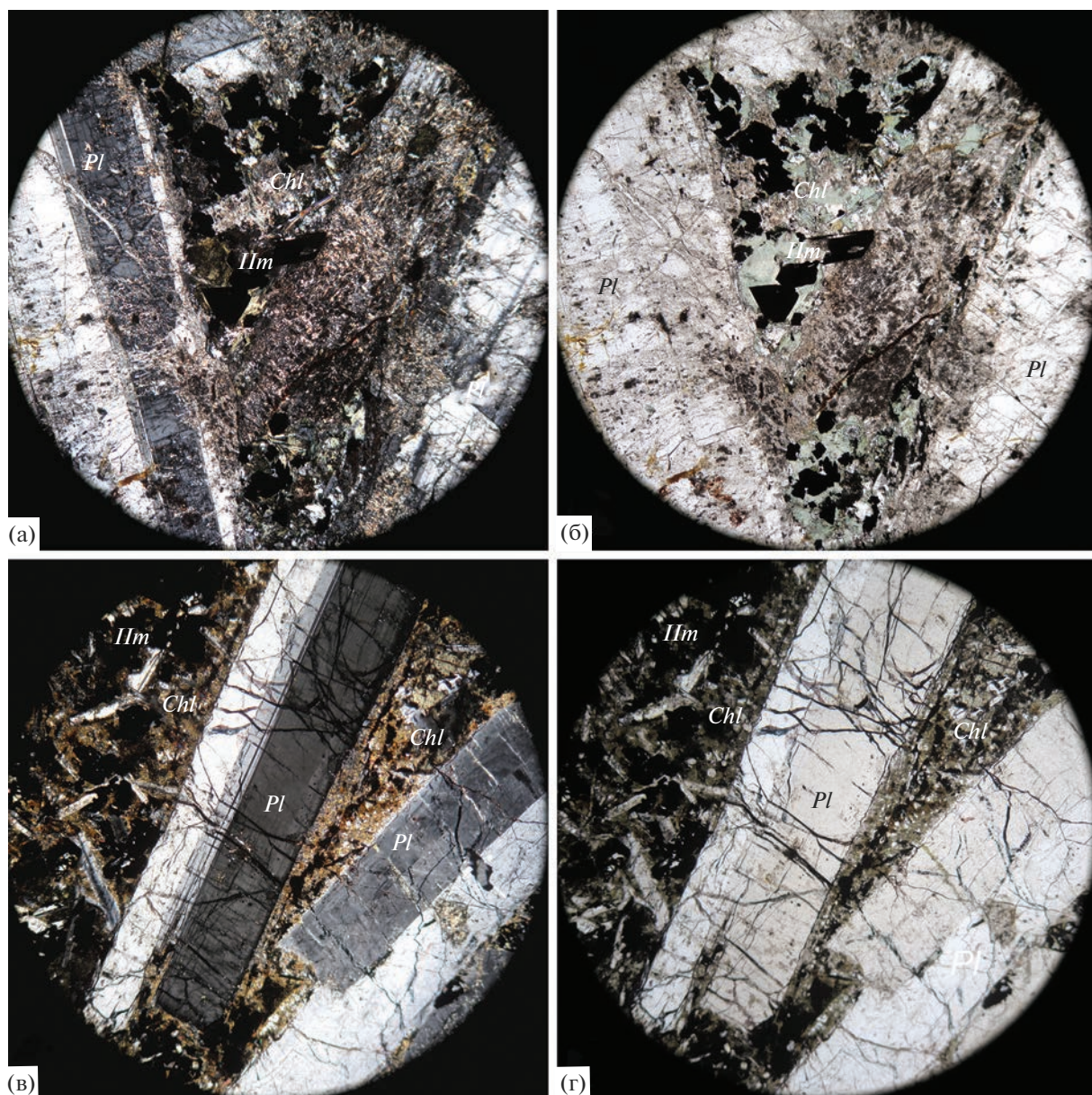


Рис. 6. Микрофотографии шлифов базальтов о. Гогланд. а, б – шлиф Гт-54-2 один вид (а – $\perp$, б – $\parallel$); в, г – шлиф Гт-54-3 один вид (в – $\perp$, г – $\parallel$). *Pl* – плагиоклаз, *Chl* – хлорит, *Ilm* – ильменит. Диаметр поля зрения шлифа – 4 мм.

полированных препаратах и до 20 мм в обнажениях. Преобладают вкрапленники КПШ, овальной и неправильной формы, а также встречаются единичные прямоугольные в сечении кристаллы и двойники, которые равномерно распределены в породе. Кроме КПШ, в породе присутствуют также вкрапленники плагиоклаза овальной формы, интенсивно замещенные агрегатом сосюрита и мелкозернистой массой серо-бурого цвета. Кварц составляет округлые зерна размером до 3 мм. Его количество не превышает 10%. Встречаются агрегаты мусковита и альбита неправильной формы. По спайности мусковита развиваются ламели биоти-

та, которые в свою очередь замещаются хлоритом (рис. 7).

Основная масса, темная в скрещенных николях и прозрачная в параллельных николях, полностью раскристаллизованная и имеет мелкозернистое строение. Она сложена КПШ, плагиоклазом, кварцем, мусковитом, альбитом и черными пылевидными зернами рудного минерала. Рудные минералы часто образуют каемки вокруг вкрапленников.

С помощью электронного микроскопа с энергодисперсионной приставкой диагностированы

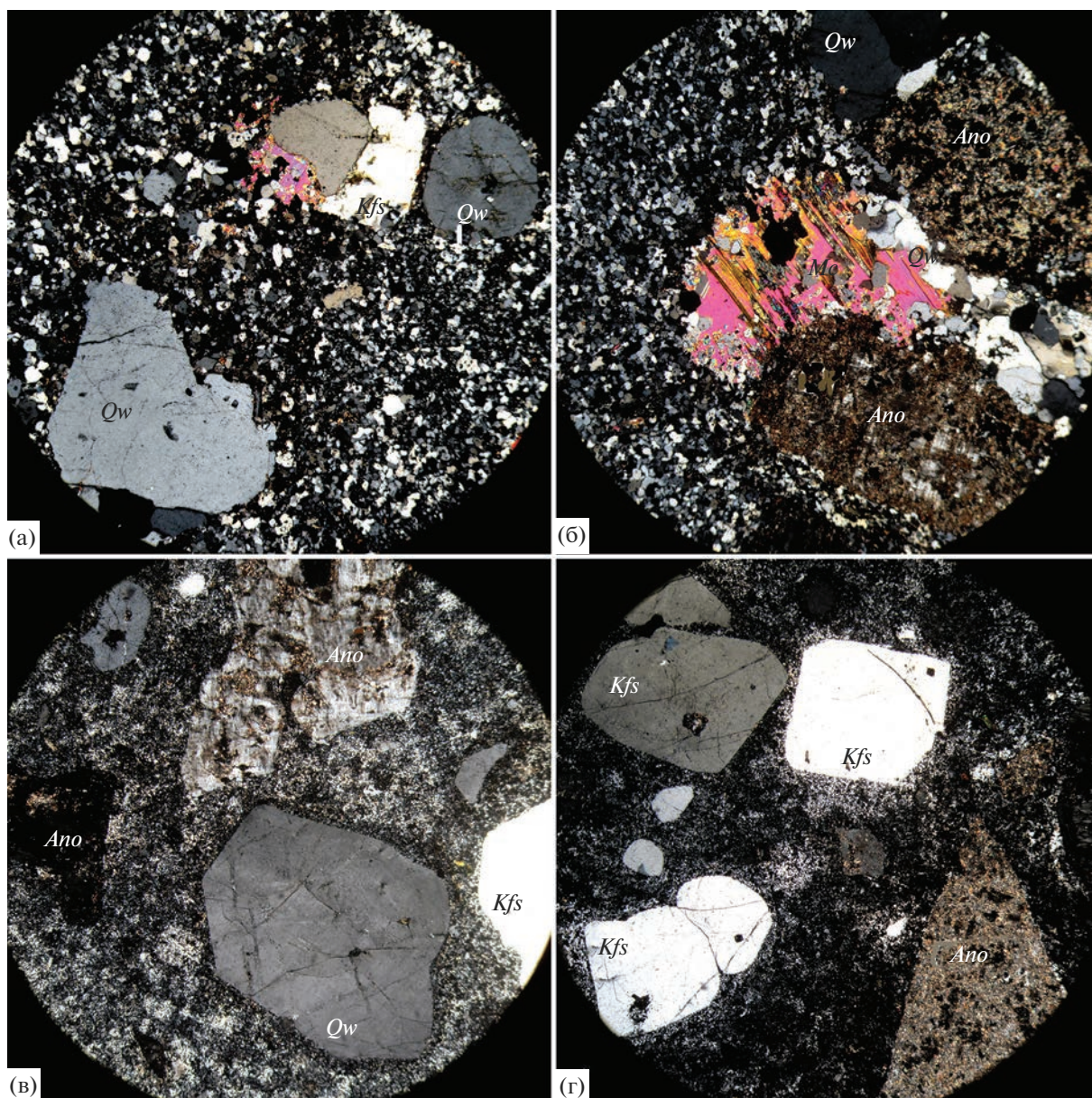


Рис. 7. Микрофотографии шлифов кварцевого порфира: Тс-1 (а, б), Тс-6 (в, г), увеличение $\times 5$, николи ?
Вкрапленники КПШ (Kfs), кварца (Qw), мусковита (Ms) с ламелями биотита, альбита, сосюритизированного анортоклаза (Ano), в основной массе кварц и черные рудные минералы: Mn-ильменит, Ti-магнетит, магнетит. Диаметр поля зрения шлифа — 4 мм.

порфировые вкрапленники: КПШ, плагиоклаза (анортоклаза), кварца, альбита и мелкие выделения (размером 10–100 мкм) акцессорных минералов (14 видов) и определен их состав: Mn-ильменит, магнетит, титаномагнетит, Cr-Nb-рутил, циркон, галенит, шеелит, флюорит, алмадин, хлорит-шамозит, эпидот, пироксеноид, фтор-карбонат РЗЭ — бастнезит, ортит (алланит). Плагиоклаз содержит 2.6–4.4 мас. % Na_2O , КПШ — 0.8–0.9 мас. % BaO , что характерно для ранних гранитов Выборгского массива [Беляев, 2017]. Набор крупных вкрапленников плагиоклаза

(анортоклаза), кварца, КПШ, мусковита отражает временную последовательность их выделения и может свидетельствовать о медленной кристаллизации кислой риолитовой лавы.

Кварц-полевошпатовые порфиры “северной” толщи о. Соммерс

Темно-серая порода с розовыми вкрапленниками КПШ размером от 1 до 6 мм. Вкрапленники КПШ представлены зернами овальной и неправильной формы, а также редкими кристаллами с

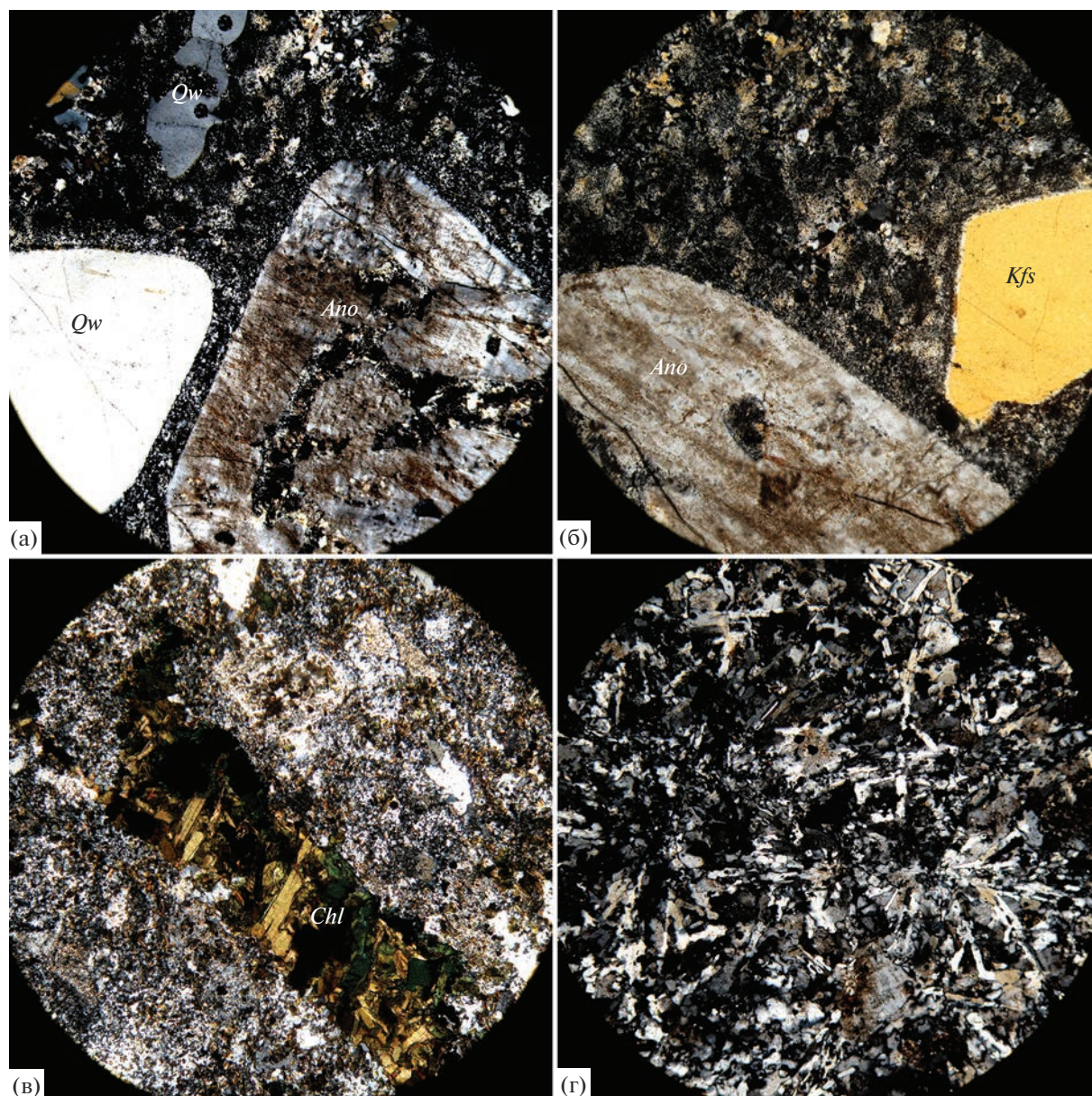


Рис. 8. Микрофотографии шлифов кварцевого порфира (проба Тс-9).

а, б — вкрапленники анортоклаза, кварца и КПШ, в — замещение биотита хлоритом, г — ветвящиеся кристаллики альбита в основной массе. Поле шлифа — 4 мм.

гранями, равномерно распределенными в породе (рис. 8а). Кроме КПШ, присутствуют лейсты плагиоклаза (см. рис. 8а, 8б) замещенные агрегатом соскюрита и мелкозернистой бурой массой. Кварц наблюдается в виде относительно крупных (до 3 мм) зерен овальной формы. Биотит замещен агрегатом хлорита-шамозита (см. рис. 8в). Основная мелкозернистая масса, темная в скрещенных николях и прозрачная в параллельных николях, полностью раскристаллизована (см. рис. 8в, 8г), она представлена удлинёнными скелетными кристаллами альбита, зернами кварца, КПШ, биотита, мусковита и пылевидными выделениями маг-

нетита, рутила и титаномагнетита), а также более крупными (1–5 мм) зернами ильменита. Рудная сыпь часто образует тонкие каемки вокруг вкрапленников.

Трахибазальты и андезибазальты “северной” толщи о. Соммерс

В трахибазальте (проба Тс-8) плагиоклаз преимущественно наблюдается в виде — двойников и сростков кристаллов удлинённой формы, реже встречаются кристаллы с четкой кристаллографической формой (рис. 9). Присутствуют также

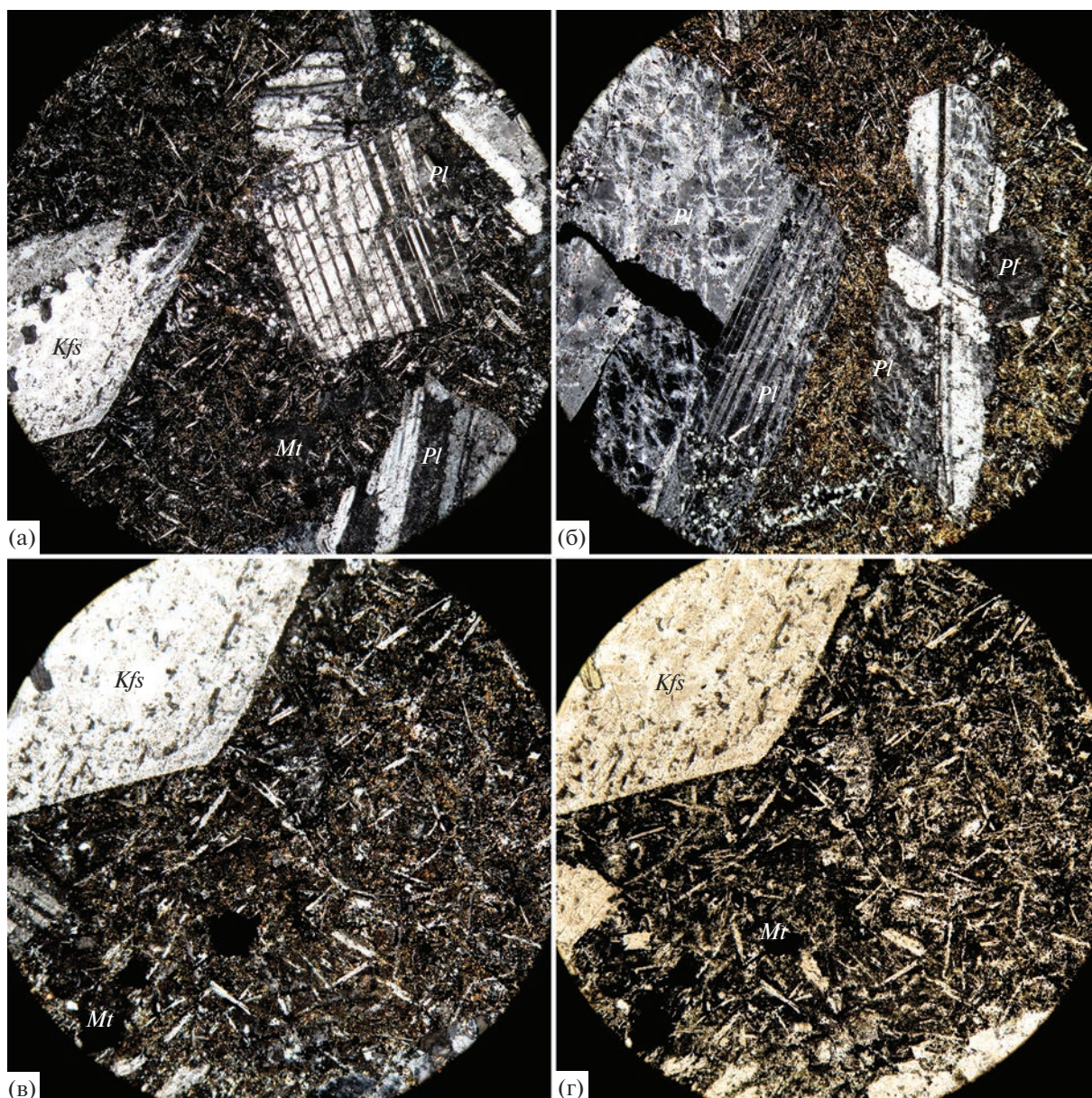


Рис. 9. Микрофотографии шлифов трахибазальта ТС-8, увеличение $\times 5$ (а, б, в — в $\perp$ николях, г — $\parallel$), двойники вкрапленников плагиоклаза андезин-лабрадорного состава (*Pl*), КПШ (*Kfs*) и мелкие игольчатые кристаллы плагиоклаза, желто-бурого хлорита-шамозита, магнетита (*Mt*) и кварца в основной массе.

крупные вкрапленники сосюритизированного КПШ. Основная мелкозернистая раскристаллизованная масса, темная в скрещенных и в параллельных николях сложена мелкими лейстами плагиоклаза-лабрадора, зернами КПШ, селадонита, кварца, равномерно распределенными в породе, а также редкими мелкими зернами рудного минерала (магнетита) величиной до 0.5 мм, и агрегатами хлорита зеленого и желто-бурого цвета. В трахибазальте диагностированы 7 минеральных видов: КПШ, плагиоклаз, селадонит, кварц, титанит, магнетит и хлорит-шамозит. Плагиоклаз по данным 22 микроанализов пре-

имущественно представлен андезином (№ 40–49, $n = 15$), а также лабрадором (№ 51–64, $n = 5$); единичные анализы отвечают олигоклазу (№ 29) и битовниту (№ 89). Присутствие в породе КПШ и селадонита — калиевых щелочных минералов подтверждает ее название — трахибазальт.

Андезибазальты (пробы Тс-7, Тс-10) — это порфировая темно-серая порода с крупными, светло-серыми вкрапленниками плагиоклаза размером от 1 до 10 мм. Плагиоклаз имеет свежий облик, он представлен двойниками и сростками зерен удлиненной формы, а также редкими кристаллами с

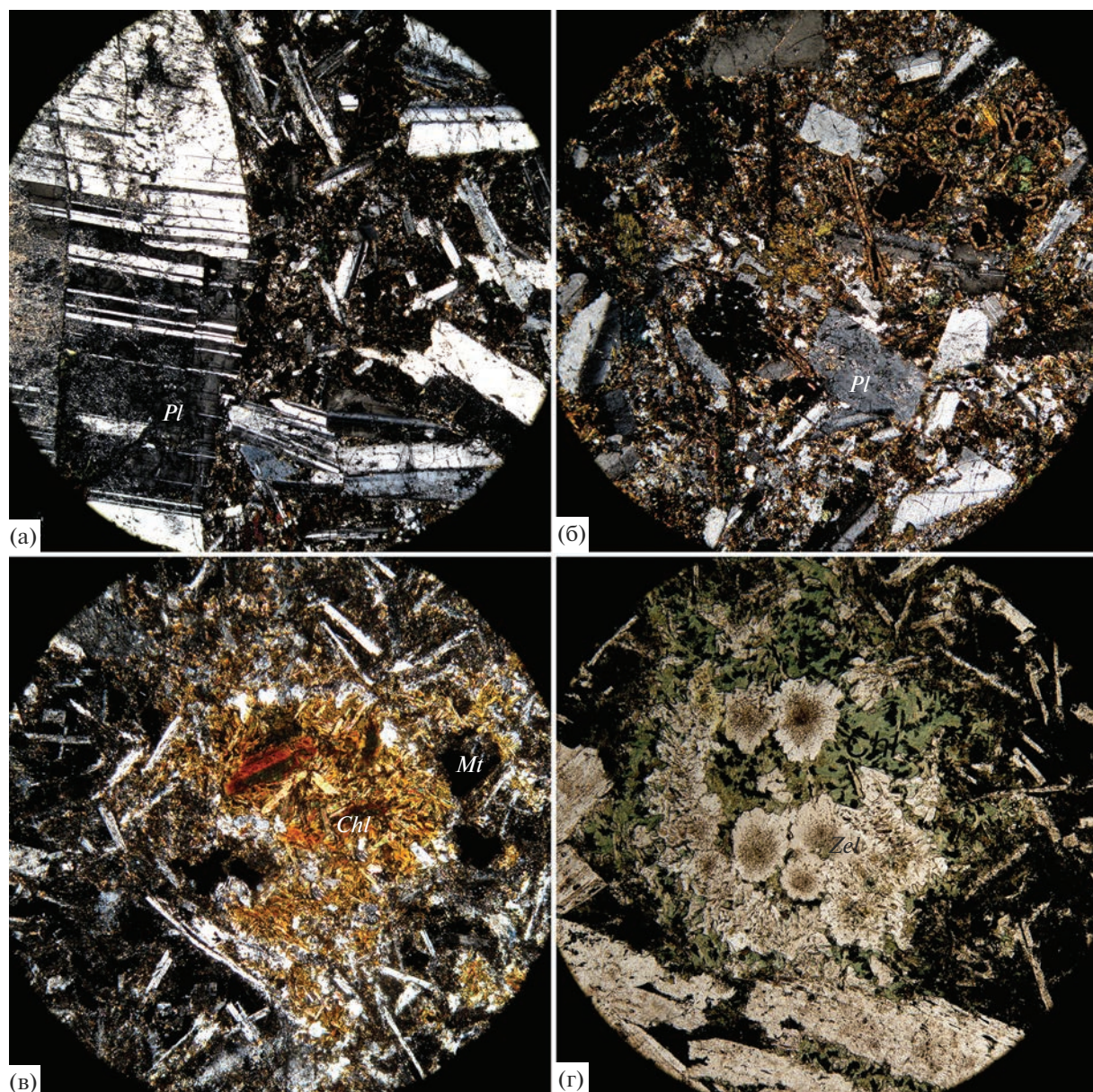


Рис. 10. Микрофотографии шлифа андезибазальта.

а, б — шлиф Тс-10, увеличение $\times 5$, николи $\perp$; в, г — шлиф Тс-7, увеличение $\times 10$, николи $\perp$ и II. Вкрапленники плагиоклаза в породе и основной массе, замещение стекла бурым хлоритом, черного стекла и флогопита желто-бурым хлоритом, пустоты в породе заполнены цеолитом и хлоритом.

четкой огранкой (рис. 10а, 10б). Основная мелкозернистая масса, темная в скрещенных и параллельных николях, частично раскристаллизованная. Она сложена более мелкими лейстами: удлиненными кристаллами плагиоклаза, непрозрачным черным и бурым стеклом, черными рудными минералами, много зеленого и желто-бурого хлорита, который замещает слюду — флогопит (см. рис. 10в). В пустотах размещаются вторичные минералы: белый в виде цветочных бутонов цеолит вместе с зелеными пятнистыми выделениями хлорита (см. рис. 10г). Замещение вкрапленников вторичны-

ми минералами (биотита — хлоритом, анортоклаза — соссюритовой массой) и то, что основная масса насыщена пылевидными выделениями Fe-Ti оксидов — все это свидетельства прошедшего метаморфизма зеленосланцевой фации, а присутствие многочисленных кристаллов флюорита свидетельствует об участии гидротермальных процессов в преобразовании породы.

Таким образом, в пределах о. Соммерс выделяется две толщи, сложенные кварцевыми порфирами, которые различаются, как мы увидим ниже, по петрогеохимическим особенностям. Про-

странственно сближенные с ними андезибазальты и трахибазальты подчеркивают характерное совместное нахождение основных и кислых пород, что является типичным для гранит-рапакиви-анортозитовой формации [Ларин, 2011].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

Содержания петрогенных окислов, редких и редкоземельных элементов в вулканитах островов Готланд и Соммерс представлены в табл. 1 и 2. Большая часть фигуративных точек анализов кварцевых порфиров в координатах SiO_2 – $\Sigma(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ на диаграмме TAS располагается в полях риолитов и риодацитов. Пять анализов отвечают базальту и андезибазальту, и один дациту (проба Тс-11). Необходимо отметить, что дацит о. Соммерс представляет собою редкое явление для изученной ассоциации.

Кварцевые порфиры о. Готланд и о. Соммерс весьма близки по содержаниям петрогенных окислов, включая щелочи, и концентрации Ва, Rb, Sr (см. табл. 1, 2). И в тоже время они близки к овоидным амфибол-биотитовым гранитам рапакиви Выборгского массива. Часть пород на о. Готланд подверглась кислотному выщелачиванию (окварцеванию), что привело к резкому истощению щелочами (пробы Гт-16/1, Гт-16/3, Гт-45/1, Гт-45/2). Среди кварцевых порфиров выделяются пробы Тс-5 и Тс-9. Первая имеет более низкие содержания $\text{SiO}_2 < 70$, а вторая – самые низкие содержания Ва и высокие U и Th соответственно 10 и 41 г/т. Обе эти пробы взяты из северной толщи о. Соммерс. Обращает на себя внимание также низкие содержания Sr в кварцевых порфирах, что характерно и для гранитов рапакиви. При этом для Выборгского и Салминского массивов установлено закономерное уменьшение содержания Sr (от 200 до 10 г/т) и Ва (от 1500 до 100 г/т), и увеличение Rb (от 200 до 900 г/т) от ранних фаз к поздним. Все образцы кварцевых порфиров имеют близкие содержания Sr и Rb, равные с концентрациями гранитов начальной стадии формирования этих массивов, что указывает на однородный и не дифференцированный источник этих магматитов.

По данным отношений индикаторных элементов: Ce/U (68–111), Nb/U (11–13), Rb/Sr (0.13–0.16) Th/Ta (4.2–4.6), La/Yb (12), Th/Yb (1), Nb/Yb (42) все исследованные мафитовые породы не являются океаническими или островодужными базальтами, а из-за низких соотношениях Ti/Y (300–315) и высоких Zr/Y (8) они могут быть отнесены к типичным внутриплитным базальтам.

Цемент лавобрекчии (проба Тс-4) представляет собою мелкозернистый кварцит, его состав отвечает окварцованному порфиру, с высокими со-

держаниями SiO_2 . Этот цемент лавобрекчии возможно является осадочной породой, благодаря этому можно утверждать, что кварцевые порфиры образовывались на поверхности и составляли часть осадочно-вулканогенного разреза троговой структуры, протягивающейся от о. Соммерс на восток (см. рис. 2).

На петро- и геохимических диаграммах (рис. 11а–11г) кварцевые порфиры располагаются в поле гранитов А-типа и проявляют значительное сходство с гранитами рапакиви Выборгского и Салминского массивов.

На дискриминационных тектономагматических диаграммах Пирса фигуративные точки составов кварцевых порфиров расположены в поле внутриплитных гранитов и расходятся в пределах контура, ограничивающего распространение анорогенных гранитов рапакиви Выборгского массива (см. рис. 11). При этом, кварцевые порфиры “южной” толщи о. Соммерс занимают более компактное поле, чем северной толщи. В южной части острова развита монотонная толща кварцевых порфиров (риолитов). В северной части острова кварцевые порфиры по составу являются риодацитами.

Кварцевые порфиры обоих островов характеризуются однотипным характером спектров REE, нормированных к хондриту, со значительным превышением LREE над HREE ($(\text{La/Yb})_n = 10–11$) и четко выраженной отрицательной Eu аномалией (рис. 12а, д). В одной пробе кварцевых порфиров Тс-5 и дацита Тс-11, отобранных из “северной” толщи установлен редуцированный характер отрицательной Eu аномалии. В брекчии и лавобрекчии кварцевых порфиров заметно снижается содержание LREE ($(\text{La/Yb})_n = 3–5$), и отрицательная Eu аномалия имеет слабо выраженный характер. Выше рассмотренные особенности спектров REE обусловлены, прежде всего, различным содержанием минеральной фазы – плагиоклаза, для которого характерным является значительное превышение LREE над HREE и различной степенью фракционирования его. Судя по отсутствию Се-аномалии породы не претерпели метасоматических преобразований. В процессе окварцевания кварцевых порфиров также не было привноса дополнительных агентов, кроме SiO_2 . Для вулканитов основного состава обоих островов установлены близкие, нормированные спектры REE, а именно умеренное превышение LREE над HREE ($(\text{La/Yb})_n = 8$) и отсутствие отрицательной Eu аномалии. Сравнительный анализ нормированных спектров вулканитов и гранитов рапакиви позволяет сделать вывод, что наиболее близкими к последним являются именно кварцевые порфиры.

Принципиальная близость составов кварцевых порфиров и гранитов рапакиви свидетельствует о едином магматическом источнике и их

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) кварцевых порфиров о. Гогланд и ассоциируемых с ними силицитов и базальтов

Компонент	Образец											
	Гт-2/1	Гт-14	Гт-16/1	Гт-16/3	Гт-16/4	Гт-17	Гт-18	Гт-19	Гт-45/1	Гт-45/2	Гт-54/2	Гт-54/3
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	72.7	73.3	87.96	79.68	71.41	74.1	73.1	70.1	72.2	79.3	49.9	47.9
TiO ₂	0.30	0.30	0.03	0.25	0.30	0.28	0.28	0.45	0.25	0.31	2.50	2.81
Al ₂ O ₃	12.15	12.2	6.39	10.57	12.78	11.6	12.1	13.3	9.33	9.58	17.1	15.0
Fe ₂ O ₃	3.96	1.68	0.95	2.25	2.86	1.50	1.37	3.12	5.38	0.70	7.30	12.4
FeO	0.69	1.82	0.43	1.76	1.45	2.11	2.26	1.35	0.96	2.54	3.78	3.26
MnO	0.05	0.05	0.01	0.04	0.04	0.07	0.06	0.07	0.26	0.07	0.15	0.14
MgO	0.20	0.19	0.87	0.32	0.48	0.42	0.18	0.52	0.38	0.44	2.88	4.84
CaO	1.11	1.34	0.29	0.19	0.69	1.11	1.37	2.96	10.7	1.52	6.94	7.58
Na ₂ O	1.11	1.06	0.07	0.10	2.60	0.21	2.02	0.53	0.14	3.85	3.92	1.65
K ₂ O	6.64	6.15	1.27	3.04	5.64	6.36	5.74	5.27	0.04	0.22	2.69	2.51
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.11	0.01	0.01	0.64	0.68
П.п.п	0.64	1.36	1.54	1.39	1.26	1.50	0.95	1.78	<0.1	0.98	1.56	0.66
Сумма	99.60	99.45	99.83	99.60	99.54	99.38	99.44	99.56	99.65	99.47	99.31	99.4
Li	12.6	23	10.2	60	14.7	28	11.2	24	2.9	21	32	34
Be	3.7	3.2	1.83	2.6	4.1	2.8	3.8	2.7	2.10	4.10	2.1	2.4
Sc	8.8	7.6	2.9	7.0	8.4	7.0	7.3	9.9	10.0	7.4	24	30
V	1.94	<2	<2	0.7	2.4	<2	<2	6.9	0.96	1.46	97	203
Cr	58	9.55	13	32	30	26	22	11.6	30	26	22	53
Co	1.23	0.91	0.73	1.15	1.83	1.27	1.25	2.3	0.65	0.98	30	38
Ni	4.5	8.0	7.3	1.78	11.7	24	13.5	4.7	6.5	5.4	17.3	30
Cu	24	4.0	9.1	8.5	17	8.9	11.5	11.4	<3	8.1	8.7	17.9
Ga	25	22	7.0	20	23	21	23	21	25	19.9	23	25
Rb	259	240	41	169	255	292	233	220	2.0	140	100	49
Sr	122	155	12.5	11.6	145	188	193	177	273	98	430	471
Y	77	71	36	69	68	64	70	51	36	47	37	41
Zr	625	528	212	593	630	590	618	681	435	451	288	285
Nb	35	30	8.6	29	35	29	30	27	13.9	26	22	22
Mo	7.0	3.5	0.71	3.5	2.4	3.2	3.1	1.07	2.4	2.2	1.42	1.97
Sn	3.6	3.4	0.98	3.1	3.8	3.2	3.3	2.3	6.1	2.0	1.84	1.69
Sb	1.04	0.98	1.91	1.09	0.75	1.23	0.37	5.5	8.5	3.8	6.7	3.0
Cs	4.3	7.9	2.6	14.2	4.8	6.0	3.1	7.1	0.13	4.2	2.8	5.0
Ba	1485	1756	630	610	1572	1895	1584	1239	22	1043	1360	659
La	134	125	78	97	112	102	120	100	78	58	32	36
Ce	266	259	137	181	229	209	245	188	152	173	73	79
Pr	32	31	20	24	27	25	29	21	18.8	14.5	9.6	10.4
Nd	118	102	72	87	98	84	96	73	69	55	41	43
Sm	22	21	13.4	16.8	18.7	16.6	19.6	13.9	11.9	10.3	8.9	9.2
Eu	3.0	2.5	1.13	2.1	2.6	2.1	2.4	2.8	2.1	2.5	2.9	2.8
Gd	17.4	17.2	9.6	14.9	16.8	13.6	16.1	13.8	9.9	9.3	8.5	9.1
Tb	2.3	2.5	1.38	2.2	2.3	2.1	2.4	1.67	1.38	1.46	1.27	1.38
Dy	16.0	14.8	8.0	13.7	13.8	12.9	14.2	10.2	7.6	9.0	7.5	8.0

Таблица 1. Окончание

Компонент	Образец											
	ГТ-2/1	ГТ-14	ГТ-16/1	ГТ-16/3	ГТ-16/4	ГТ-17	ГТ-18	ГТ-19	ГТ-45/1	ГТ-45/2	ГТ-54/2	ГТ-54/3
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ho	3.4	3.1	1.62	2.9	2.8	2.7	3.0	1.91	1.45	1.80	1.45	1.59
Er	9.5	8.3	4.6	9.0	7.8	7.8	8.3	5.5	4.1	5.3	4.1	4.5
Tm	1.35	1.20	0.68	1.35	1.19	1.16	1.20	0.77	0.60	0.77	0.59	0.63
Yb	8.5	7.6	4.3	8.9	7.7	7.4	7.8	5.0	3.9	5.0	3.8	4.0
Lu	1.26	1.12	0.63	1.31	1.13	1.09	1.17	0.77	0.59	0.74	0.58	0.60
Hf	15.1	12.2	4.3	14.2	13.7	13.4	14.1	13.3	9.8	11.6	6.8	6.5
W	1.27	1.94	0.52	2.8	1.87	1.67	1.63	2.0	0.67	1.18	1.05	0.72
Tl	0.85	1.20	0.33	0.89	1.26	2.1	1.10	0.87	0.01	0.79	0.43	0.21
Pb	37.18	44	10.4	11.2	27	52	41	24	15.1	26	8.2	9.7
Th	27	27	14.4	31	27	25	26	14.9	11.7	22	4.2	4.6
U	3.9	4.6	1.40	5.6	3.9	4.3	4.5	3.8	0.82	1.51	2.4	1.69
Ta	2.2	1.96	0.67	2.0	2.2	1.93	2.1	1.42	—	—	—	—
K ₂ O/Na ₂ O	6	5.8	18	30	2.2	30	2.8	9.9	0.3	0.05	0.69	1.5
(La/Yb) _n	10.4	10.9	11.9	7.35	9.7	9.1	10.4	13	13	7.7	5.7	6.1
Eu/Eu*	0.45	0.39	0.3	0.39	0.44	0.41	0.4	0.6	0.57	0.75	1	0.95

Примечание. 1, 2, 4, 5–8 – кварцевые порфиры; 3 – силицит; 9, 10 – лавобрекчии; 11, 12 – порфириты. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН методами XRF и ICP-MS.

формировании в анорогенной (внутриплитной) геодинамической обстановке. Однако структурный контроль формирования эффузивные пород

должен быть отличным от гранитов рапакиви. Этот вопрос мы обсудим в заключительном разделе.

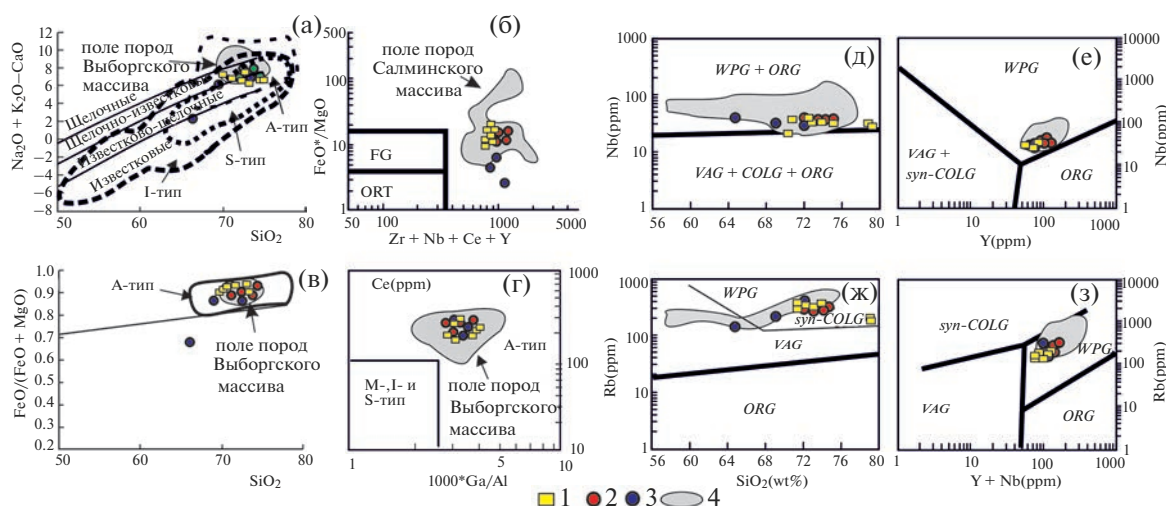


Рис. 11. Диаграммы (а – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$; б – $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$; в – $\Sigma\text{FeO}/(\Sigma\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, по [Frost et al., 2001]; г – $\text{Ce} - \text{Ga}/\text{Al}$, по [Whalen et al., 1987]) для кварцевых порфиров о. Гогланд и о. Соммерс и дискриминационные тектономагматические диаграммы (д – $\text{Nb} - \text{SiO}_2$; е – $\text{Nb} - \text{Y}$; ж – $\text{Rb} - \text{SiO}_2$; з – $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ по [Pearse et al., 1984]).

1 – о. Гогланд; 2, 3 – о. Соммерс (2 – южная толща, 3 – северная толща); 4 – поле гранитов рапакиви юго-восточной Фенноскандинавии, по [Rämö, 1991]. Поля гранитов: ORT – орогенные недифференцированные граниты М-, I- и S-типов; FG – фракционированные орогенные граниты; VAG – граниты островных дуг; Syn-COLG – синколлизионные граниты; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических хребтов.

Таблица 2. Содержание петрогенных окислов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) кварцевых порфиров о. Соммерс и ассоциируемых с ними базальтов

Компо- ненты	Образцы										
	Тс-1	Тс-2	Тс-3	Тс-4	Тс-5	Тс-6	Тс-7	Тс-8	Тс-9	Тс-10	Тс-11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	75.20	71.99	73.43	81.52	68.99	74.24	55.33	50.95	72.54	54.84	64.52
TiO ₂	0.25	0.29	0.27	0.76	0.54	0.27	2.47	2.62	0.36	2.27	0.61
Al ₂ O ₃	11.64	12.14	12.08	5.13	13.27	11.82	12.97	15.00	12.38	13.90	15.90
Fe ₂ O ₃	3.24	4.97	4.28	5.83	5.76	4.24	13.75	14.49	4.18	13.02	5.58
MnO	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.13	0.14	0.03	0.14	0.11
MgO	0.16	0.48	0.32	1.23	0.75	0.30	3.06	2.44	0.55	2.70	3.31
CaO	1.35	1.43	0.95	3.01	2.26	1.52	5.07	7.41	0.93	7.49	2.55
Na ₂ O	1.30	1.95	2.19	1.06	1.92	1.19	3.34	3.14	2.26	2.25	1.87
K ₂ O	6.14	5.94	5.77	0.68	5.80	5.83	2.41	2.20	5.41	2.04	3.54
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.06	0.22	0.16	0.04	0.72	0.77	0.12	0.72	0.16
П.п.п	0.65	0.70	0.61	0.51	0.49	0.50	0.74	0.83	1.24	0.64	1.86
Сумма	100.0	100.1	100.0	100.1	100.0	100.0	99.99	99.99	100.0	100.1	100.1
Li	22	17.1	25	16.0	51	23	43	59	34	59	66
Be	4.7	4.4	4.5	0.96	4.2	3.8	2.0	3.2	6.4	2.9	3.9
Sc	7.9	9.4	8.3	8.4	10.9	8.6	26	26	7.1	24	11.9
V	1.58	3.4	1.28	57	12.8	1.78	171	165	4.6	146	21
Cr	72	72	60	120	54	63	27	20	35	28	35
Co	1.49	1.75	1.41	8.8	4.1	1.26	28	26	2.7	25	3.6
Ni	<9	9.5	<9	16.0	<9	<9	10.5	<9	<9	9.6	<9
Cu	13.2	17.4	14.2	174	9.3	9.2	8.5	11.2	11.1	5.0	6.2
Ga	24	24	23	10.5	25	21	25	28	27	24	30
Rb	249	274	250	25	228	260	81	120	321	81	151
Sr	173	168	162	182	335	162	642	763	101	562	408
Y	80	82	84	22	60	85	47	53	76	45	70
Zr	586	653	575	493	753	589	375	403	473	365	867
Nb	36	37	36	10.6	31	36	19.0	20	28	19.1	38
Mo	9.0	7.1	5.5	11.6	6.3	7.9	2.4	1.69	4.7	2.8	4.2
Sn	3.8	4.2	3.8	1.60	3.1	3.9	1.93	1.99	4.5	4.7	4.3
Sb	0.27	0.39	0.46	0.88	0.50	0.28	1.28	1.18	0.16	0.29	0.26
Cs	5.5	5.5	3.8	0.62	6.1	2.9	8.3	16.1	7.5	7.4	10.7
Ba	1685	1475	1476	474	2280	1648	1241	868	644	1156	910
La	128	128	135	26	96	134	56	59	130	51	119
Ce	262	260	247	52	195	269	124	127	246	108	245
Pr	31	31	32	6.2	23	32	15.2	16.0	28	13.5	29
Nd	114	113	116	24	84	116	61	65	98	55	104
Sm	20	20.0	21	4.6	14.9	21	12.3	12.9	17.5	10.6	17.7
Eu	2.8	2.8	2.8	0.99	3.5	2.9	3.2	3.4	1.56	2.9	3.9
Gd	17.3	17.8	17.9	4.3	12.9	17.7	11.5	13.0	14.9	10.1	15.1
Tb	2.6	2.6	2.6	0.64	1.89	2.7	1.65	1.78	2.3	1.48	2.2
Dy	14.7	15.1	15.4	3.9	11.0	15.9	9.2	10.0	13.9	8.7	12.5
Ho	3.0	3.0	3.1	0.79	2.2	3.1	1.78	2.0	2.8	1.66	2.5

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	Образцы										
	Тс-1	Тс-2	Тс-3	Тс-4	Тс-5	Тс-6	Тс-7	Тс-8	Тс-9	Тс-10	Тс-11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Er	8.7	8.7	8.8	2.4	6.2	9.0	5.2	5.4	8.0	4.7	6.9
Tm	1.23	1.27	1.30	0.36	0.89	1.30	0.74	0.78	1.22	0.66	0.99
Yb	8.1	8.1	7.9	2.4	5.6	8.2	4.5	4.9	7.9	4.2	6.5
Lu	1.21	1.27	1.28	0.41	0.88	1.31	0.72	0.75	1.21	0.63	1.03
Hf	14.0	15.2	13.9	11.4	15.9	14.0	8.1	8.7	12.4	7.5	17.9
W	1.83	1.04	1.59	0.77	1.09	1.40	1.30	2.7	2.4	1.59	0.75
Tl	1.27	1.19	1.16	0.17	1.03	1.20	0.89	1.12	1.66	0.64	0.92
Pb	42	33	28	14.7	31	41	15.0	16.5	27	11.7	17.9
Th	27	27	26	6.0	13.2	27	4.7	5.3	41	4.3	15.7
U	3.9	9.3	4.0	1.75	2.9	4.3	1.56	1.86	10.0	0.97	1.61
Ta	1.9	2.0	2.0	0.56	1.6	2.0	1.1	1.1	2.1	0.92	1.8
(La/Yb) _n	10.5	10.5	11	7	11.7	11	8.5	8.1	11	8.1	120
Eu*/Eu	0.44	0.44	0.43	0.68	0.75	0.46	0.8	0.79	0.29	0.84	0.71

Примечание. 1, 2, 3, 5, 6, 9 – кварцевые порфиры; 4 – лавобрекчия; 7, 8, 10 – базальты и андезибазальт; 11 – риодацит. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН методами XRF и ICP-MS.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ

Определение изотопного возраста вулканитов ранее было выполнено на основе локального U-Pb анализа циркона из вулканитов о. Соммерс методом SIMS-SHRIMP-II [Терехов и др., 2022]. Для циркона из кварцевых порфиров (проба Тс-6) установлен конкордантный возраст 1663 ± 8 млн лет,

что на 30 млн лет древнее, чем для аналогичных пород о. Гогланд. Для циркона из кварц-полевошпатовых порфиров (проба Тс-9) получен дискордантный возраст по 10 аналитическим точкам 1578 ± 5 млн лет, нижнее пересечение соответствует современным потерям Pb. И, наконец, для циркона из кварц-полевошпатовых порфиров (проба Тс-8) был установлен конкордантный воз-

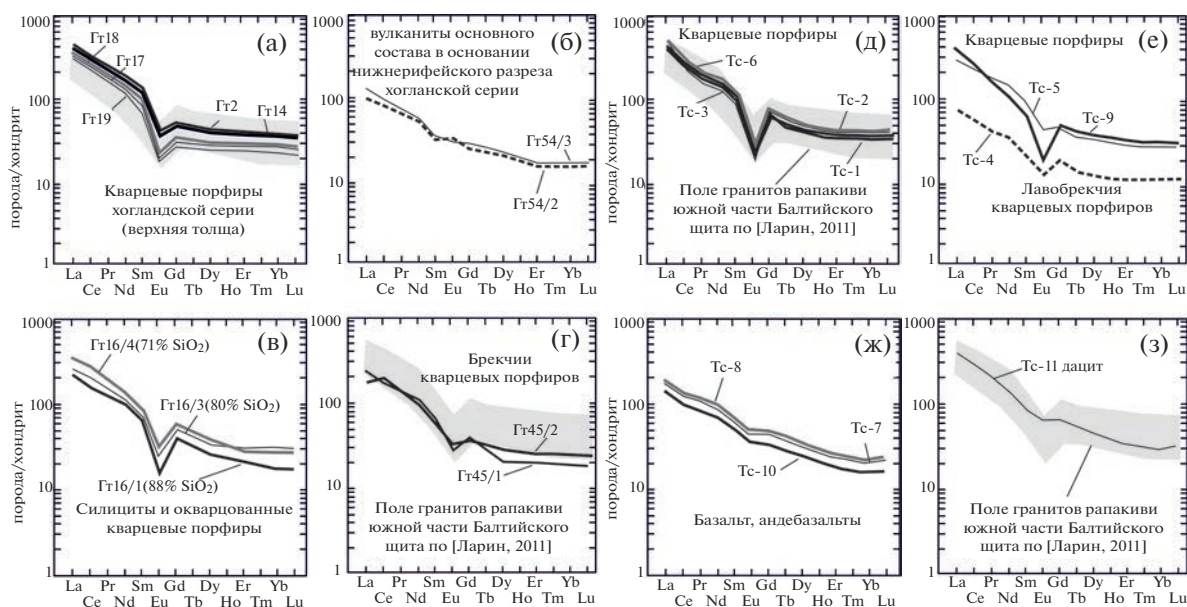


Рис. 12. Нормированные по хондриту [Salters, Stracke, 2004] графики распределения РЗЭ в породах хогландской серии о. Гогланд (а-г) и о. Соммерс: “южной” (д) и “северной” толщи (е, ж, з).

раст 1591 ± 14 млн лет. В этой же пробе были обнаружены зерна циркона ксеногенного типа с возрастом в интервале 1750–2000 млн лет, которые были захвачены, по-видимому, из пород фундамента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Граниты рапакиви — это граниты А-типа, которые характеризуются наличием в крупных батолитах разновидностей со структурами рапакиви [Ларин, 2011]. Ряд исследователей считают, что они образовались в обстановке континентального растяжения, но конкретные авторские модели формирования плитообразных тел мощностью от первых километров (Салминский массив) до 10 км (Выборгский массив), в которых наблюдается чередование овоидальных и безовоидальных гранитов, остаются весьма дискуссионными. Условия формирования гранитов рапакиви определяются двумя факторами: плавлением обезвоженных пород нижней коры или верхней мантии и условиями континентального рифтогенеза с развитием крутых разломов [Naapala, Ramo, 1992]. Другими исследователями предполагается, что как рифтогенез, так и формирование гранитов рапакиви контролировались глубинной ослабленной зоной, аналогичной “простому сколу” (simple shear по Б. Вернике [Wernicke et al., 1985] или пологим сбросом, когда деформации растяжения концентрируются в одной плоскости срыва, уходящей полого вниз и пересекающей всю кору, иногда вплоть до мантии [Балуев и др., 1997]). Д. Хаттен провел сравнение внутренних структур и внешнего обрамления массивов гранитов рапакиви со структурами в осадочных бассейнах растяжения и продемонстрировал формальное подобие этих структур. При этом формирование термического ореола и тектоническое расщепление, по его мнению, происходило синхронно с перемещением застывающего массива гранитов рапакиви вдоль пластической зоны растяжения [Hutton et al., 1990]. Надо отметить, что модель полого сброса удачно объясняет как пластинообразную форму крупных массивов гранитов рапакиви и парагенетическую связь с рифтовыми прогибами рифейского возраста, так и специфику их состава: наличие овоидальных структур и мафических минералов свидетелей ненормальной кристаллизации — индикаторов шоковой декомпрессии [Eklund, Shebanov, 1999].

Близость островов Гогланд и Соммерс к коренным выходам гранитов рапакиви и к предполагаемому подводному продолжению Выборгского массива позволяет геологическую ситуацию на этих островах рассматривать в ассоциации с этим массивом. Кварцевые порфиры этого региона исследователями традиционно рассматриваются как эффузивные комагматы гранитов рапакиви или как

поздние дайки тех же массивов [Беляев, 2013]. Анализ литературных данных показывает, что одной из возможных первопричин образования гранитоидных расплавов А-типа может быть подъем адвективным путем на высокие внутрикоровые уровни источников аномального тепла, связанных, в свою очередь, с подъемом высоконагретого мантийного материала в зонах растяжения земной коры, что устанавливается, в частности, в рифтовых зонах.

Изученные разности пород и в том числе проба Тс-6 с о. Соммерс по петрогеохимическим параметрам близки аналогичным образованиям о. Гогланд, отличаясь от них только более древним на 30 млн лет возрастом (1662 ± 7.5 млн лет). Время формирования гранитов рапакиви Финского залива укладывается в интервал 1650–1550 млн лет, а более древние возрасты кварцевых порфиров о. Соммерс можно интерпретировать как самые ранние проявления магматической активности в регионе. Граниты рапакиви вообще и массивы южного обрамления Балтийского щита, в частности, имеют мало эффузивных аналогов. Их объемное соотношение друг к другу 1 : 1000. Очевидно, что причина этого явления не только большая вязкость магмы из-за ее кислого состава и наличие ранних вкрапленников плагиоклаза и кварца, но и условия горизонтального сжатия, из-за чего магма не может преодолеть некий барьер. В структурной петрологии показано, что такие интрузивные формы как кольцевые интрузии, трубки взрыва и силлы образовались в обстановке горизонтального сжатия [Елисеев, 1957]. Наиболее распространенными массивами подобной формы являются постскладчатые интрузии, которые встречаются в областях, завершивших активную фазу складчатости от позднего архея до современного этапа. При этом парадоксальным образом выглядит ситуация, когда в региональном плане постскладчатый магматизм приурочен к этапу растяжения или коллапсу складчатых поясов, тогда как собственно магматические тела этого комплекса внедряются в обстановке приповерхностного локального сжатия. Несмотря на их различный возраст, приуроченность к разным геотектоническим регионам, все они характеризуются однотипными геохимическими характеристиками. Так, мафиты характеризуются высокой щелочностью, причем сосуществуют как калиевые, так и натриевые разности с большим диапазоном содержания главных и редких элементов. Они аномально обогащены: K_2O до 10, P_2O_5 до 5 мас. %, Ва до 20000, Sr до 15000, Zr до 1000 г/т, но обеднены Ti, Nb и Ta и в большей степени Cr, Ni и Co. Наиболее характерной особенностью этих пород является их обогащенность легкими REE (La/Yb)_n до 120–170. Причем породы с разным химическим составом, например граниты и мафиты, часто имеют почти одинаковые распределения REE

[Терехов, Балугев, 2012]. Важным условием формирования массивов и даек постскладчатого магматизма являлась обстановка приповерхностного горизонтального сжатия, препятствовавшая свободному выходу расплавов и флюидов, тогда как более глубокие части разреза литосферы испытывали растяжение, тоже самое можно утверждать и про граниты рапакиви. Так, формирование анортозит-рапакиви-гранитной формации связывается с дроблением раннедокембрийской коры при формировании рифейских рифтовых структур. При этом пластовая форма, а иногда и кольцевая форма этих интрузий, указывает на условия приповерхностного сжатия.

За последние 40 лет получен обширный банк изотопных U-Pb данных для Выборгского массива [Vaasjoki, 1996; Rämö et al., 2014 и ссылки в этих работах]. Эти данные предполагают возраст кристаллизации собственно гранитов в диапазоне 1650–1627 млн лет [Rämö et al., 2014]. U-Pb цирконный возраст (ID-TIMS) темного выборгита с о. Ристисаари (1627 ± 3 млн лет) является самым молодым изотопным возрастом, определенным до сих пор для пород Выборгского батолита. Это наиболее близко расположенная точка изотопного опробования по отношению к о. Соммерс. В сочетании с ранее существовавшими данными по U-Pb циркону, предполагается, что по мере роста Выборгского батолита общий очаг магматизма мог смещаться на юг, от 1.65–1.64 млрд лет на севере до 1.627 млрд лет на юге, но возраст даек кварцевых порфиров еще более молодой — 1.619 млн лет [Rämö et al., 2014]. “Молодой” возраст циркона из пробы Тс-9 — 1.578 млрд лет вполне вписывается в эту тенденцию омоложения.

До конца не выяснена взаимосвязь между гранитной и габбро-анортозитовой магмой в Выборгском и других массивах. Преобладает мнение, что основная магма более ранняя и ее термальное воздействие на кислую кору и способствовало формированию гранитного материала. Данные изотопных исследований указывают на более древний возраст габбро-анортозитов Салминского и Выборгского массивов [Ларин, 2011]. Геологические взаимоотношения базальтов и кварцевых порфиров на о. Гогланд также указывают на более древний возраст основных пород по сравнению с кислыми [Беляев, 2013]. Наши данные по пробам Тс-8 — трахибазальты (1591 ± 5 млн лет) и Тс-9 — полевошпат-кварцевые порфиры (риодациты) (1578 ± 14 млн лет) указывают на закономерную смену от основных пород к кислым. Если исходить из того, что эффузивные комагматы первоначально были расположены над будущим массивом, то по мере его роста структура, выполненная этими отложениями будет сдвигаться относительно центра массива, а вблизи нее будут появляться все более и более молодые граниты, что отразилось в появлении гранитов о. Ристисаари, с

возрастом 1627 ± 3 млн лет и порфиров о. Соммерс (проба Тс-9) с возрастом 1578 ± 14 млн лет. Но вероятнее всего, возраст проб Тс-8 и Тс-9 (1590–1578 млн лет) олицетворяет новый цикл магматической активности в районе Выборгского массива, который накладывается на его основной этап 1650–1630 млн лет. При этом пробы пород Тс-1, Тс-2, Тс-3 и Тс-6 относятся к южной более древней (1662 ± 7.5 млн лет) и монотонной толще, которую можно коррелировать с самыми ранними проявлением рифейских событий в регионе. Севернее горизонта лавобрекчий (проба Тс-4) расположен более молодой гетерогенный комплекс с возрастом 1590–1578 млн лет. Вероятно, что именно породы этого возраста слагают субширотный прогиб, протягивающийся от о. Соммерс на восток.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для кварцевых порфиров, слагающих “южную” толщу о. Соммерс, впервые для района Финского залива получены самые древние датировки вулканитов (1662 ± 7.5 млн лет), которые можно относить к низам хогландской серии раннего рифея. В северной части острова развиты разнообразные породы: кварц-полевошпатовые порфиры (риодациты), андезибазальты, трахибазальты, гранодиориты. В целом они сильнее изменены, чем породы южной части острова, и их возраст моложе. При этом трахибазальты (проба Тс-8 — 1590 млн лет) древнее кварц-полевошпатовых порфиров (риодацитов — проба Тс-9 — 1578 млн лет). Подобная смена от более древних основных пород к молодым кислым характерна для всех магматических проявлений анортозит-рапакиви-гранитной формации Финского залива, как, собственно, для интрузий, так и для их вулканических аналогов. “Молодой” возраст пород северной части о. Соммерс требует дополнительных исследований. Возможно, они олицетворяют наличие в этом районе более молодого массива гранитов рапакиви, чем Выборгского и ближе по возрасту к Салминскому массиву (1550 млн лет). В этом случае рифейская троговая структура, прослеженная на восток от о. Соммерс (см. рис. 2) не является хогландской, а коррелируется с низами разреза Пашского грабена — приозерской свитой.

Возраст кварцевых порфиров, установленный как в трогах, так и в дайках, несколько расходится с датировками по гранитам рапакиви, что может указывать на принципиально иные структурные обстановки внедрения этих достаточно близких по составу тел. Например — граниты рапакиви формировались в обстановке пологого сброса, а кварцевые порфиры приурочены к вертикальным сдвиговым зонам.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госзадания НИР ГИН РАН (№ FMMG-2023-0007, ИГЕМ РАН (№ FMMN-2021-0005) и ИГД РАН (№ FMUW-2022-0005) и ИФЗ РАН (№ FMWU-2022-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балуев А.С., Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектонические условия формирования массивов анортозит-рапакиви-гранитной формации на Восточно-Европейской и Сибирских платформах // Известия вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 3–15.
- Беляев А.М. Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 55. С. 28–36.
- Беляев А.М. К вопросу о генезисе овоидов К-полевого шпата и порфировидного кварца в гранитах рапакиви и родственных породах // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. 1. С. 3–19.
- Богданов Ю.Б., Левченко О.И., Комаров А.Н. и др. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 76–78.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2000) Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Р-(35) 36-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 322 с.
- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.
- Коньшев А.А., Аносова М.О., Русак А.А. и др. Дайки кварцевых порфиров и их место в становлении Салминского батолита (Южная Карелия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 23–28.
- Купцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В. и др. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 3–19.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.
- Левченко О.А., Богданов Ю.Б., Комаров А.Н. и др. Изотопный возраст кварцевых порфиров Хогландской серии // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 511–516.
- Обзор современных методов изотопной геохронологии // Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. <http://www.vsegei.ru/ru/info/geo-chron-atlas>
- Свириденко Л.П. Граниты рапакиви Фенноскандинавского щита (на примере Карелии) // Тр. Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 17–27.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С. Постскладчатый магматизм (1.85–1.7 млрд лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 26–43.
- Терехов Е.Н., Скублов С.Г., Макеев А.Б. и др. Новые данные о раннерифейском возрасте (U-PB, SHRIMP-II) кислых и основных эффузивов Финского залива (о. Соммерс, Россия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 22–31.
- Eklund O., Shebanov A.D. The origin of the rapakivi textures by subisothermal decompression // Precambrian Res. 1999. V. 95. P. 129–146.
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification of granitic rock suites // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2003–2048.
- Haapala I., Rämö O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // Ceol. Society of America Special Paper. 1990. V. 246. P. 275–286.
- Heinonen A., Rämö O.T., Mänttari I. et al. Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; the Wiborg Rapakivi Granite Batholith // SE Finland Journal of Petrology. 2017. V. 58. № 12. P. 2493–2517.
- Hutton D.H.W., Dempster T.J., Brown P.E. et al. A new mechanism of granite emplacement: rapakivi intrusions in active extensional shear zones // Nature. 1990. V. 343. P. 452–461.
- Laitakari I., Rämö O.T., Suominen V. et al. Subjotnian: Rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland // Geological Survey of Finland. 1996. Special Paper. P. 59–97.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Distribution Diagramm for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 956–983.
- Precambrian basement of the Gulf of Finland and Surrounding area, 1 : 1 mill / Ed. T. Koistinen // Geological Survey of Finland, Espoo. 1994.
- Pokki J., Kohonen J., Rämö O.T. et al. The Suursaari conglomerate (SE Fennoscandian shield; Russia) – Indication of cratonic conditions and rapid reworking of quartz arenitic cover at the outset of the emplacement of the rapakivi granites at ca. 1.65 Ga // Precambrian Research. 2013. V. 233. P. 132–143.
- Rämö O.T., Mänttari I., Huhma H. et al. 1635 Ma Bimodal volcanism associated with the Wiborg rapakivi batholith (Suursaari, Gulf of Finland, Russia) / Eds J.A. Miller, A.F.M. Kisters // 6th International Hutton Symposium Abstract Volume & Program Guide. Stellenbosch: Stellenbosch University, 2007. P. 174–175.
- Rämö O.T., Turkki V., Mänttari I. et al. Age and isotopic fingerprints of some plutonic rocks in the Wiborg rapakivi granite batholith with special reference to the dark wiborgite of the Ristisaari Island // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2014. V. 86. P. 71–91.
- Salter U.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Electron // J. Earth Sci. 2004. V. 5. P. 1–27. <https://doi.org/10.1029/2003gc000597>
- Suominen V. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diorites // Geological Survey of Finland, Bull. 1951. V. 356. 100 p.
- Wernicke B., Walker J.D., Beauvais M.S. Structural discordance between Neogene detachments and frontal sabbier thrusts, South Nevada // Tectonics. 1985. V. 4. № 2. P. 112–132.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Quartz Porphyries of the Outer Islands of the Gulf of Finland – Volcanic Comagmates of the Rapakivi Granites

E. N. Terekhov^{1, 5, *}, A. B. Makeyev^{2, **}, S. G. Skublov^{3, 4, ***},
O. I. Okina^{1, ****}, and Yu. A. Maximova^{1, *****}

¹*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

³*Institute of Geology and Geochronology of Precambrian deposits, Russian Academy of Sciences, Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

⁴*St. Petersburg Mining University, 21 liniya, 2, St. Petersburg, 199106 Russia*

⁵*Shmidt Institute of Physics of the Earth Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

*e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

**e-mail: abmakeev@mail.ru

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

****e-mail: okina@br.ru

*****e-mail: yu.a.krasilnikova@mail.ru

The article presents new petrogeochemical data of rocks from the area of the Outer Islands of the Gulf of Finland. Previously, quartz porphyries of Gogland Island were considered as a standard of volcanic comagmates of Rapakivi granite of the Vyborg massif. There are two effusive tolshas on Sommers Island. The “Southern” is composed of quartz porphyries, with an isotopic age of 1.66 Ga old, so they can be considered as the earliest manifestations of Riphean magmatic activity in this area. In addition to quartz porphyries, trachybasalts, andesibasalts, and dacites are present in the “Northern” strata, and its isotopic age is 1.59–1.57 Ga old, which does not correspond to the values of the nearby Vyborg massif 1.65–1.63 Ga old. Therefore, despite the proximity of the compositions of quartz porphyry and rapakivi granites, volcanites are not products of differentiation of the magma initial for granites, but were formed independently of them from the same type of source, but in a slightly different structural environment, allowing their free flow to the Earth’s surface.

Keywords: Baltic Shield, Riphean, islands of the Gulf of Finland, Vyborg massif, quartz porphyry, granite rapakivi, komagmats

К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ ОСНОВАНИЯ АКАДЕМИЧЕСКОГО ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

DOI: 10.31857/S0203030623700293, EDN: IETDUY

Сто лет назад 14 апреля 1923 г. в Петрограде было основано Издательство Российской академии наук, ставшее главным научным издательством страны и одной из авторитетнейших издательских организаций мира. Первым руководителем Издательства был академик А.Е. Ферсман. Отметим, что Издательство ведет отсчет своей истории еще с 1727 г., когда появилась Академическая типография как издательский орган Академии наук. Академическая типография, вплоть до создания в 1923 г. специализированного академического Издательства, почти два века выполняла полный цикл издательских работ, включая редакторскую обработку рукописей и выпуск научных трудов. С августа 1925 г. Издательство сменило название на Издательство Академии наук СССР, а в 1934 г. переехало в Москву. Уже в 1963 г. Издательство Академии наук СССР получило свое современное название: оно было переименовано в Издательство “Наука”.

В 1936–1978 гг. основным изданием, в котором публиковались отечественные статьи по вулканологии был “Бюллетень вулканологических станций”, номера которого выпускались академическим Издательством. А начиная с 1978 г. и по настоящее время в Издательстве “Наука” выпускается его преемник — современный журнал “Вулканология и сейсмология”. За время своего существо-

вания “Наука” издала более 100 монографий и сборников трудов в области вулканологии, среди авторов которых такие известные ученые, как проф. Г.П. Авдейко, С.Т. Балеста, чл.-корр. Г.С. Горшков, В.А. Дроздин, академик А.Н. Заварицкий, проф. В.И. Влодавец, Б.В. Иванов, Г.А. Карпов, В.Л. Леонов, Ю.П. Масуренков, проф. И.В. Мелекесцев, проф. С.И. Набоко, чл.-корр. Б.И. Пийп, П.И. Токарев, академик С.А. Федотов, А.П. Хренов. Одной из наиболее свежих работ, вышедших в Издательстве в области вулканологии стала основополагающая коллективная монография “Новейший и современный вулканизм на территории России”/Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., Бондур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарева В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолюк В.В. М.: Наука, 2005. 604 с.

Сегодня Издательство “Наука” является крупным многопрофильным научно-издательским холдингом России, занимающимся публикацией и распространением научных книг и периодических изданий по всем областям знаний. Перед Издательством стоит ряд важных задач, и несмотря на существующие трудности мы надеемся, что Издательство “Наука” продолжит плодотворную работу, так как сейчас академическая издательская деятельность особенно актуальна.

*Редколлегия журнала
“Вулканология и сейсмология”*

