

ISSN 0203-0306

Номер 4

Июль–Август 2024



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2024

Пепел вулкана Шивелуч (Камчатка, Россия), изверженный в апреле 2023 г., как источник водорастворимых солей <i>А. В. Сергеева, О. А. Гирина, М. А. Назарова, Е. В. Карташева, Л. А. Позолотина, А. А. Кузьмина, Е. Ю. Плутахина</i>	3
Характерная электростатическая структура эруптивных облаков сильных эксплозивных извержений вулканов Шивелуч и Безымянный (п-ов Камчатка) <i>Р. Р. Акбашев, Е. И. Малкин, Н. В. Чернева</i>	21
Вариации наклона графика повторяемости в зоне субдукции Тонга в 2005–2022 годах <i>А. А. Шакирова, В. А. Салтыков</i>	40
Вариации полей смещений и сейсмический режим Горного Алтая <i>В. Ю. Тимофеев, Д. Г. Ардюков, А. В. Тимофеев</i>	54
Южно-Чурубашское поселение, Восточный Крым. Сейсмо-гравитационные и сейсмо-инерционные деформации <i>В. Н. Зинько, А. М. Корженков, А. Н. Овсяченко, Д. Е. Едемский, А. С. Ларьков, А. И. Сысолин</i>	70
Криосейсмология архипелага Северная Земля – первые результаты стационарного мониторинга <i>Г. Н. Антоновская, Я. В. Конечная, Н. К. Капустян, Е. Р. Морозова</i>	86
Памяти доктора геолого-минералогических наук Евгения Витальевича Шаркова члена Редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология”	102

CONTENT

No. 4, 2024

Ash from the Shiveluch Volcano (Kamchatka, Russia) erupted in April 2023 as a source of water-soluble salts <i>A. V. Sergeeva, O. A. Girina, M. A. Nazarova, E. V. Kartasheva, L. A. Pozolotina, A. A. Kuzmina, E. Yu. Plutakhina</i>	3
The characteristic electrostatic structure of eruptive clouds of strong explosive eruptions of the Shiveluch and Bezymyanny Volcanoes (Kamchatka Peninsula) <i>R. R. Akbashev, E. I. Malkin, N. V. Cherneva</i>	21
Variations in the slope of the Earthquakes recurrence curve in the Tonga subduction zone in 2005–2022 <i>A. A. Shakirova, V. A. Saltykov</i>	40
Variation of displacement fields and Gorny Altai seismic regime <i>V. Yu. Timofeev, D. G. Ardyukov, A. V. Timofeev</i>	54
Yuzhno-Churubashskoe settlement, Eastern Crimea. Seismic-gravitational and seismic-inertial deformations <i>V. N. Zinko, A. M. Korzhenkov, A. N. Ovsyuchenko, D. E. Edemsky, A. S. Larkov, A. I. Sysolin</i>	70
Cryoseismology of the Severnaya Zemlya Archipelago – the first results of permanent monitoring <i>G. N. Antonovskaya, Ya. V. Konechnaya, N. K. Kapustian, E. R. Morozova</i>	86
In memory of Evgeny Vitalievich Sharkov, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Member of the Editorial Board of the Journal Volcanology and Seismology	102

УДК 549.01, 551.217.24

ПЕПЕЛ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ (КАМЧАТКА, РОССИЯ), ИЗВЕРЖЕННЫЙ В АПРЕЛЕ 2023 Г., КАК ИСТОЧНИК ВОДОРАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ

© 2024 г. А. В. Сергеева*, О. А. Гирина**, М. А. Назарова, Е. В. Карташева,
Л. А. Позолотина, А. А. Кузьмина, Е. Ю. Плутахина

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

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

***e-mail: girina@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 23.01.2024 г.

После доработки 01.02.2024 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

В работе рассмотрено распространение пепла в ходе пароксизмального извержения вулкана Шивелуч, продолжавшегося 10–13 апреля 2023 г., и его влияние на водные ресурсы территорий, охваченных пеплопадом. Дана характеристика мощности отложений пепла в различных населенных пунктах и их гранулометрического состава. Показано, что в распространении пепловых облаков главную роль играет динамика извержения вулкана, однако циркуляция атмосферы фактически определяет пространственное распределение мощности отложений. Определены водорастворимые соли, содержащиеся в пеплах, и динамика их вымывания в естественных условиях. В составе водорастворимой части свежих пеплов доминируют сульфаты кальция и магния, хлорид натрия, при подчиненном количестве хлоридов и фторидов алюминия, калия и аммония. В первую очередь из пеплов вымываются хорошо растворимые хлориды, затем сульфаты. С течением времени общее содержание растворимых солей снижается, меняется их качественный состав: начинают доминировать гидрокарбонаты кальция, магния и натрия. Спустя несколько месяцев после извержения, влияние пеплопада на водные ресурсы поселков, включая открытые источники на дневной поверхности, нивелировалось.

Ключевые слова: вулкан Шивелуч, извержение, вулканический пепел, растворимые соли

DOI: 10.31857/S0203030624040012, **EDN:** IYEROY

ВВЕДЕНИЕ

Вулканический пепел является неизменным продуктом извержений, вместе с ним на дневную поверхность поступают растворимые соли и микроэлементы в подвижной водорастворимой форме, в дальнейшем, при промывании отложений метеорными водами, растворимые компоненты тефры поступают в атмосферу и водотоки [Башарина, 1974]. Влияние вулканического пепла на качество питьевых и хозяйственно-бытовых вод рассмотрено в работах [Wilson et al., 2010, 2012; и др.]. В основном в исследованиях указывается на увеличение мутности водоемов, отмечается понижение pH вод вследствие растворения

кислых продуктов извержений и повышение содержания в водах сульфатов и хлоридов кальция, натрия и магния, а также фторидов. Изучение влияния извержения вулкана Корякский в 2008–2009 гг. на водоемы [Мелекесцев и др., 2011] также показало, что водорастворимые компоненты тефры привели к понижению pH до ~ 4–5, повышению содержания сульфатов и хлоридов кальция, магния и натрия, а также солей алюминия.

Отмечено, что пепел вулкана Этна приносит в окружающую среду водорастворимые формы никеля, кадмия и мышьяка, что в пиковые моменты извержения/пеплопада может приводить к превышению допустимых

концентраций этих элементов в питьевых водах [Barone et al., 2021]. Водорастворимые соединения алюминия, фтора и серы, поступившие в водозаборы Новой Зеландии из пепла вулкана Тонгариро в 2012 г., вызвали недомогания жителей и нанесли ущерб сельскому хозяйству [Cronin et al., 2014]. Пепел вулкана Ньямурагира, расположенного в Конго, в 2010 г. послужил источником водорастворимых сульфатов, хлоридов и фторидов натрия, кальция, аммония, а также солей алюминия, марганца, кадмия, свинца, и вызвал подкисление питьевых вод [Суосо et al., 2013]. Авторами отмечается, что качество питьевых вод в результате воздействия пепла существенно отклонилось от принятых стандартов. Пепел вулкана Гекла в Исландии в 1991 и 2000 гг. привел к повышению концентрации фторидов и алюминия в контактировавших с ним метеорных водах, одновременно в водотоки поступили хлор, железо, марганец, мышьяк, кадмий, свинец, цинк, и воды временно стали непригодны для потребления человеком. Интересной особенностью миграции токсичных элементов, которую отмечают авторы исследования, является сорбция ряда вредных примесей на осаждающихся гидроокислах алюминия и железа (III), то есть происходит своеобразное самоочищение вод, загрязненных растворимыми солями вулканического пепла [Flaathen, Gislason, 2007]. Об увеличении мутности, закислении природных вод после выпадения вулканического пепла сообщается в работе [Stewart et al., 2006], в которой предпринята попытка моделирования динамики загрязнения питьевых вод растворимыми солями пепловых отложений.

Комплексный подход, связывающий тип породы и анионный состав водорастворимых солей тефры, показан в работе [Witham et al., 2005]. Отмечается, что для пород андезитового состава наблюдается более высокое относительное содержание сульфатов, а для дацитовых продуктов извержений возрастает относительное содержание хлоридов и фторидов. Также отмечена роль гранулометрического состава тефры в поступлении водорастворимых солей в водотоки. Естественно, что чем меньше размер частиц пепла, тем выше удельная площадь поверхности, на которой

сорбированы водорастворимые соли. В этой связи особый риск для экосистем представляет тонкодисперсный пепел как носитель более высоких концентраций солей.

Эксплозивные извержения вулканов являются естественным природным риском Камчатки. В работе исследована тефра мощного извержения вулкана Шивелуч, произошедшего в апреле 2023 г., и ее водорастворимая часть для определения потенциального влияния на водозабор и качество воды для питья и хозяйственных нужд. Извержение Шивелуча затронуло ряд населенных пунктов, наиболее сильно пострадали пос. Ключи с населением более 4400 чел., пос. Майское с населением более 100 чел., пос. Козыревск с населением более 1100 чел. Эти поселки были покрыты сплошным слоем пепла мощностью до 8 см, всего в зоне мощного пеплопада оказалось более 5600 человек. Выпадение пепла привело к гибели некоторых птиц [Лобков, 2023].

ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ 10–13 АПРЕЛЯ 2023 Г.

Шивелуч – наиболее активный вулкан Камчатки, расположенный в северной части Центральной Камчатской депрессии, в 50 км от п. Ключи и в 450 км от г. Петропавловск-Камчатский. Это одно из крупнейших вулканических сооружений Камчатки: поперечник основания вулкана достигает 45–50 км, площадь – не менее 1300 км² [Melekestsev et al., 1991]. Современная постройка включает три главных элемента: Старый Шивелуч (3283 м), древнюю кальдеру и Молодой Шивелуч (2800 м). В кратере Молодого Шивелуча с августа 1980 г. растет лавовый купол, активность которого представлена экструзивными, эффузивными и эксплозивными (вулканического типа) извержениями [Melekestsev et al., 1991; Ozerov et al., 2020]. Наиболее мощные эксплозивные извержения вулкана, связанные с ростом лавового купола, наблюдались в 2001, 2004, 2005 и 2010 гг. [Гирина и др., 2006, 2007; Овсянников, Маневич, 2010; Федотов и др., 2004].

В начале 2022 г. вулкан Шивелуч был относительно спокоен, но с 10 июня интенсивность роста лавового купола начала повышаться: количество раскаленных лавин, обрушивающихся на склоны купола, увеличилось.

С 21 октября и вплоть до начала пароксизмального извержения 10 апреля 2023 г. наблюдалось постоянное поступление на дневную поверхность земли ювенильного вещества [Гирина и др., 2023].

Пароксизмальное эксплозивное извержение вулкана Шивелуч, непрерывно продолжавшееся более трех суток, началось в 13:10 UTC 10 апреля 2023 г. [Гирина и др., 2023]. Мощный циклон, во власти которого находился весь п-ов Камчатка, вытягивал пепловое облако на запад, поворачивал его на юг, растягивал на север и направлял на восток от вулкана.

В мае 2023 г. после окончания извержения в семи населенных пунктах северной части п-ова Камчатка на расстояниях от 50 до 220 км от вулкана были опробованы слои пепла, мощность которых варьировалась от 0.1 до 8 см. Количество пепла, собранного с 1 м², изменялось от 8.92 до 16.62 г в наиболее удаленных от вулкана поселках (Атласово, Эссо, Анавгай и Долиновка), до 48.4–58.4 кг в поселках Ключи, Майское и Козыревск.

В работе [Гирина и др., 2023] показана динамика развития эруптивного облака этого извержения с помощью анимационной картины, выполненной по серии снимков спутника Himawari-9 в информационной системе “Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил” (VolSatView) с 08:00 UTC 10 апреля до 07:00 UTC 14 апреля [http://d33.infospace.ru/jr_d33/materials/2023v20n2/283-291/1683110898.webm]. На анимации хорошо видно, что первичное эруптивное облако сопровождалось большим объемом аэрозолей, высвободившихся при разрушении эксплозиями лавового купола, подвергавшегося процессам метасоматоза в течение нескольких десятков лет. Например, по состоянию на 01:42 UTC 11 апреля, общее содержание диоксида серы (SO₂) в нем составляло 214.46 тыс. т, а его концентрация достигала 471.9 единиц Добсона, что эквивалентно 210.6 ммоль/м² [Гирина и др., 2023].

Ниже приведено детальное описание динамики перемещения аэрозольных и эруптивных облаков над населенными пунктами.

— Аэрозольное облако с резургентным пеплом находилось над поселком Анавгай с 19:50 UTC

10 апреля по 04:40 UTC 11 апреля (около 8 ч); затем с 14:10 по 16:10 UTC 11 апреля (около 2 ч) там выпадал ювенильный пепел.

— Аэрозольное облако с резургентным пеплом находилось над поселком Эссо с 19:50 UTC 10 апреля по 05:00 UTC 11 апреля (около 9 ч); затем с 14:50 по 16:40 UTC 11 апреля (около 1.5 ч) там выпадал ювенильный пепел.

— В поселке Ключи ювенильный пепел начал выпадать с 18:20 UTC 10 апреля, пеплопад непрерывно продолжался до 04:10 UTC 11 апреля; после перерыва, в связи с разворотом эруптивной тучи, пеплопад возобновился и продолжался примерно с 09:00 до 19:30 UTC 11 апреля, затем с 23:00 UTC 11 апреля до 03:10 UTC 12 апреля, т.е. общая продолжительность пеплопадов составляла около 23 ч.

— В поселке Майское выпадение ювенильного пепла продолжалось с 19:10 по 22:40 UTC 10 апреля (около 3.5 ч), затем поселок попал в зону аэрозольного облака с резургентным пеплом; с 12:00 по 16:00 UTC 11 апреля (около 4 ч) в поселке снова выпадал ювенильный пепел; т.е. общая продолжительность пеплопадов составляла около 7.5 ч.

— В поселке Козыревск выпадение ювенильного пепла продолжалось с 20:20 UTC 10 апреля до 06:00 UTC 11 апреля (около 20 ч 20 мин); затем с 10:20 UTC до 16:20 UTC 11 апреля (около 6 ч); т.е. общая продолжительность пеплопадов составляла около 26.3 ч.

— Над поселком Атласово эруптивное облако с ювенильным пеплом, сместившееся от поселков Ключи, Майское и Козыревск, находилось с 21:20 UTC 10 апреля по 07:10 UTC 11 апреля (около 10 ч), затем с 15:20 до 17:40 UTC 11 апреля (около 2 ч 20 мин); т.е. общая продолжительность нахождения над поселком пеплового облака составляла около 12.3 ч.

— Над поселком Долиновка аэрозольное облако с резургентным пеплом, переместившееся от поселков Анавгай и Эссо, находилось с 23:00 UTC 10 апреля до 07:10 UTC 11 апреля (около 8 ч); затем с 16:50 до 19:20 UTC 11 апреля (около 2.5 ч) там выпадал ювенильный пепел.

Такое распространение аэрозольных и эруптивных облаков в первую очередь связано с мощностью пароксизмального извержения вулкана Шивелуч, во вторую — с высокой

циклонической активностью в этом районе Камчатки 10–14 апреля 2023 г. Во время извержения вулкана эксплозии не были вертикальными, угол их наклона постоянно менялся [Гирина и др., 2023], как изменялся и объем извергаемого эксплозиями вещества. Принимая во внимание вышесказанное, большую интенсивность пеплопада в п. Козыревск (58.4 кг/м^2) по сравнению с пос. Ключи (48.4 кг/м^2) можно объяснить продолжительностью пеплопадов в них: около 26.3 и 23 ч соответственно. Преобладающее содержание тонких фракций в их тefре согласуется с динамикой развития извержения — в этих поселках выпадал преимущественно ювенильный пепел, который поступал на дневную поверхность уже после разрушения лавового купола вулкана.

В наиболее удаленных от Шивелуча поселках пепла выпало немного, но по гранулометрическому составу он был грубее, чем, например, в пос. Ключи, и в составе таких пеплов наблюдались частицы породы, подвергшейся процессам метасоматоза во время роста лавового купола. Вероятно, что в этих поселках частично отложился пепел, образовавшийся при первых эксплозиях вулкана, разрушивших лавовый купол.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕПЛА И ВОДНЫХ ОБРАЗЦОВ

Образцы пепла были отобраны в ходе полевых работ в пос. Ключи в период 10–20 апреля и в августе 2023 г. Образцы были высушены при температуре 105°C для удаления свободной влаги. Элементный состав пепла был исследован на последовательном рентгенофлуоресцентном спектрометре S4-PIONEER (Bruker). Оценка содержания микроэлементов выполнена полуколичественно с помощью программы MultiRes, идущей в комплекте с программным обеспечением рентгенофлуоресцентного спектрометра S4-PIONEER. Рентгенофлуоресцентные исследования выполнены в Аналитическом Центре Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН.

Минеральный состав пепла был определен методом рентгеновской дифрактометрии на приборе XRD MAXima 7000 (Shimadzu), в диапазоне $6\text{--}70^\circ 2\theta$, с шагом $0.1^\circ 2\theta$, скорость сканирования $4^\circ/\text{мин}$, что эквивалентно

выдержке в точке 1.5 с . Уточнение параметров элементарных ячеек было выполнено методом Ритвельда в программе PowderCell 2.4. Рентгенодифракционное исследование выполнено в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН.

Водная вытяжка получена при взмучивании 100.0 г пепла в 1.0 л дистиллированной воды, после отстаивания в течение длительного (до нескольких суток) времени вытяжку фильтровали и получали прозрачный раствор, который анализировали методами пламенной фотометрии, спектрофотометрии, титриметрии, потенциометрии. При выпаривании водной вытяжки при температуре 105°C получены сухие солевые остатки, которые анализировали методом рентгеновской дифрактометрии для определения фазового состава. Методика получения водных вытяжек из пеплов была опробована для образцов, полученных в ходе некоторых извержений вулкана Ключевской за период 1932–2017 гг. [Кирюхин и др., 2023].

Пробы воды из пос. Ключи были отобраны в июне–августе 2023 г. из сети центрального водоснабжения, из водозабора поселка, из разгрузок холодных источников в русле р. Камчатка, из источников в окрестности поселка, и проанализированы так же, как и водные вытяжки.

Микроморфология и химический состав пепла изучен методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на приборе VEGA3 LMN (Tescan). Частицы пепла размерностью $>0.5 \text{ мкм}$ были выложены рядами на двусторонний углеродный скотч и напылены углеродом. Точечный полуколичественный энергодисперсионный рентгеновский микроанализ на сколах проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ . Микроаналитические исследования выполнены в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРОБ ВОДЫ И ПЕПЛА

В табл. 1 показаны содержания макро- и микрокомпонентов в пепле дацитового состава, отобранном с небольшой разницей во времени в апреле 2023 г. Обращает на себя внимание повышенное содержание бария и стронция в пепле, что является косвенным подтверждением высокой степени трансформации пород в ходе газо-гидротермальной

Таблица 1. Макро- и микрокомпонентный состав пепла вулкана Шивелуч, изверженного в апреле 2023 г.

Макроком- понент	Среднее, минимальное и максимальное содержание (10 образцов)	Микро- элемент	Среднее, минимальное и максимальное содержание (10 образцов)	Предел обнаружения
	Массовая доля, %		ppm	
SiO ₂	<u>64.69</u> 63.68–65.85	Sc	<u>12</u> 7–17	1.5
TiO ₂	<u>0.52</u> 0.50–0.56	V	<u>98</u> 88–116	1.6
Al ₂ O ₃	<u>15.35</u> 14.87–15.83	Cr	<u>87</u> 71–113	2.8
Fe ₂ O ₃	<u>2.4</u> 2.18–2.76	Ni	<u>30</u> 25–36	1.6
FeO	<u>1.50</u> 1.20–1.64	Cu	<u>37</u> 22–49	2.1
MnO	<u>0.09</u> 0.09–0.10	Zn	<u>113</u> 97–145	1.6
CaO	<u>5.04</u> 4.68–5.42	Rb	<u>19</u> 4–26	0.8
MgO	<u>2.86</u> 2.63–3.32	Sr	<u>374</u> 145–495	0.8
Na ₂ O	<u>4.22</u> 3.68–4.50	Y	<u>11</u> 4–15	0.9
K ₂ O	<u>1.48</u> 1.25–1.56	Zr	<u>87</u> 33–116	1.4
P ₂ O ₅	<u>0.16</u> 0.13–0.18	Nb	<u>5</u> 2–7	0.9
Ппп	<u>0.95</u> 0.52–2.13	Ba	<u>426</u> 370–481	4.9
Сумма	<u>97.62</u> 92.95–99.98	La	<u>12</u> 9–16	4.5
S	<u>0.13</u> 0.02–0.47	Ce	<u>41</u> 36–45	4.6
Cl	<u>0.09</u> 0.02–0.24	Pb	<u>16</u> 7–29	1.4

Примечание. Анализы выполнены на рентгенофлуоресцентном спектрометре “S4 PIONEER” в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН. Аналитики: Е.В. Карташева, А.А. Кузьмина, Н.И. Чеброва, В.М. Рагулина. Пробы пепла отбирали: И.А. Нуждаев, Д.В. Мельников, В.И. Фролов, Р.И. Черкашин, Р.А. Кузнецов, Ю.В. Демянчук в окрестностях поселков Ключи, Майское, Эссо, Козыревск, Аनावгай, Атласово, Долиновка; Ппп – потери при прокаливании.

активности, которая сопровождала рост лавового купола перед извержением. Также можно отметить высокое содержание рубидия, циркония, хрома, церия, то есть довольно широкого спектра элементов, которые мигрируют в различных условиях. Их концентрирование в пепле свидетельствует о довольно сложной совокупности химических процессов, которые происходили при росте лавового купола на этапе подготовки к извержению.

На рис. 1 показаны составы пеплов на классификационной диаграмме изверженных пород. Для информативности на диаграмму нанесены также составы пеплов и продуктов более ранних

извержений Шивелуча из работ [Жаринов, Демянчук, 2013; Симакин и др., 2019; Гирина и др., 2007; Горбач, 2013]. По составу пеплы апреля 2023 г. относятся преимущественно к дацитам, на границе с андезитами, что является типичным для тефры вулкана Шивелуч. Можно отметить некоторое смещение состава свежего пепла в сторону кислых пород по сравнению с массивом данных предыдущих лет (см. рис. 1а), то есть поселки Ключи, Козыревск и Майское, где был мощный пеплопад, покрыты тефрой дацитового состава ювенильного происхождения. Населенные пункты Анавгай, Эссо и Долиновка покрыты в основном

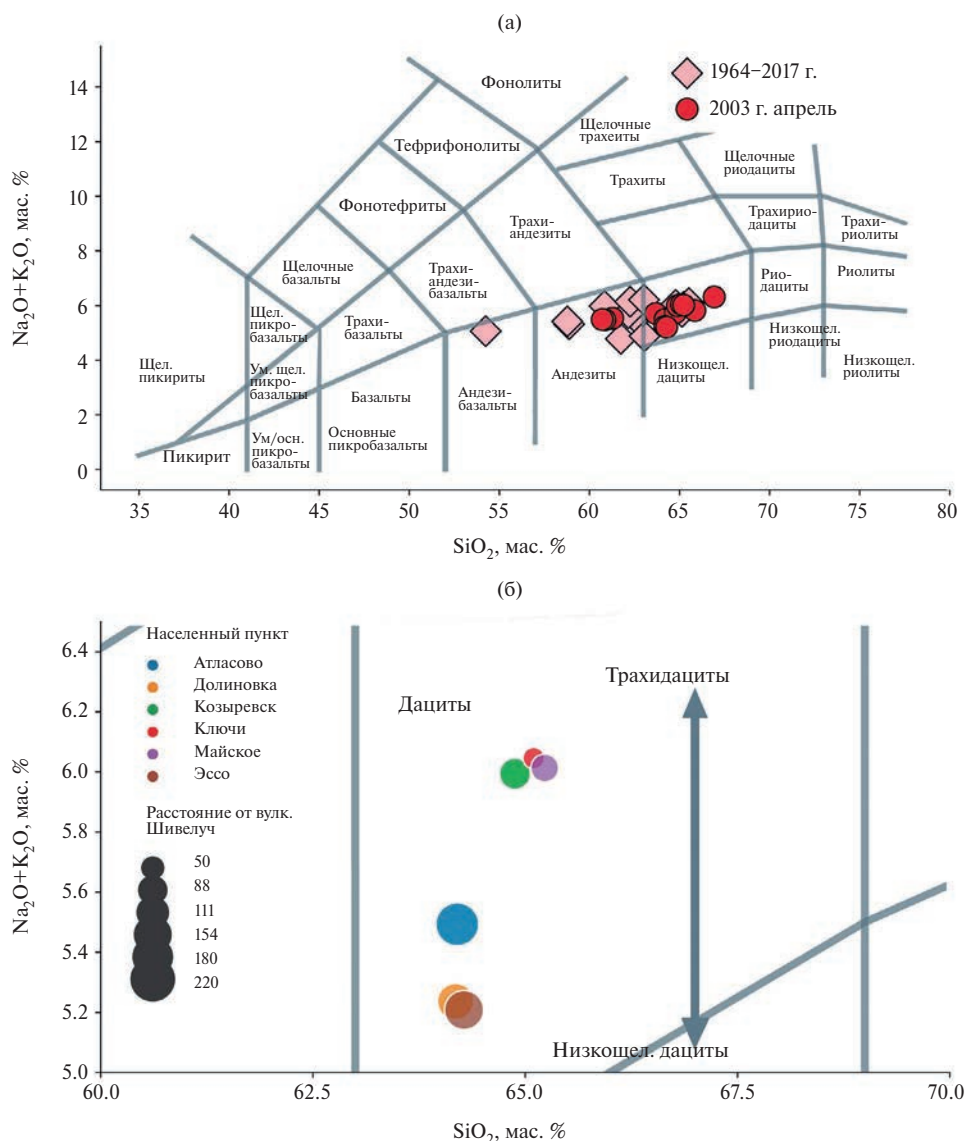


Рис. 1. Составы пеплов вулкана Шивелуч, изверженных в апреле 2023 г. и в период 1964–2017 гг. по данным из работ [Жаринов, Демянчук, 2013; Симакин и др., 2019; Гирина и др., 2007; Горбач и др., 2013] (а); состав тефры на разных расстояниях от вулкана Шивелуч (б).

резургентным пеплом, образовавшимся в результате эксплозивного разрушения лавового купола, их состав немного сдвинут в сторону низкощелочных дацитов (см. рис. 1б).

Дифрактометрия пепла показала, что его основными минеральными фазами являются анортоклаз, плагиоклаз и роговая обманка (рис. 2). Уточнение параметров элементарной ячейки трех основных породообразующих минералов позволило определить, что анортоклаз близок к чистому альбиту и имеет состав $\text{Na}_{0.8-1}\text{K}_{0.2-0}\text{AlSi}_3\text{O}_8$, плагиоклаз близок к составу анортит-битовнит, а амфибол по параметрам

элементарной ячейки близок к магнезиальной роговой обманке. В принципе, элементный и минеральный состав пепла Шивелуча сходен с составом продуктов его других извержений [Жаринов, Демянчук, 2013; Симакин и др., 2019; Гирина и др., 2007; Горбач и др., 2013].

Рассмотрим отдельно частицы пепла из пос. Аनावгай. Они переработанные, с корродированными поверхностями, часто сильно “запылены” частицами вулканического стекла (рис. 3а), встречаются частицы “окатанного” облика (см. рис. 3б). Согласно минеральному составу частиц пепла, исследованному на СЭМ, они состоят преимущественно из кальциевых амфиболов (актинолит и роговая обманка), в меньшем количестве из кальциевых пироксенов (авгит). Из полевых шпатов преобладают плагиоклазовые твердые растворы, близкие по составу к анортиту, в меньшей степени к альбиту, в единичных анализах определяется андезин. Кроме этого, в частицах пепла диагностировано вулканическое стекло. В подчиненных количествах встречены микрокристаллы гематита, титаносодержащего магнетита и, вероятнее всего, титанита. К самым редким находкам отнесены железистые глобулы [Сандиминова и др., 2003] (см. рис. 3в) и циркон. Кристаллы не оплавленные, не деформированные, не скрученные и, вероятнее всего, они принадлежали разрушенному лавовому куполу вулкана и подвергались воздействию высоких температур и агрессивных флюидов. Общий облик частиц свидетельствует о преобразовании минералов пород разрушенного купола в ходе фумарольной деятельности во время подготовки к извержению.

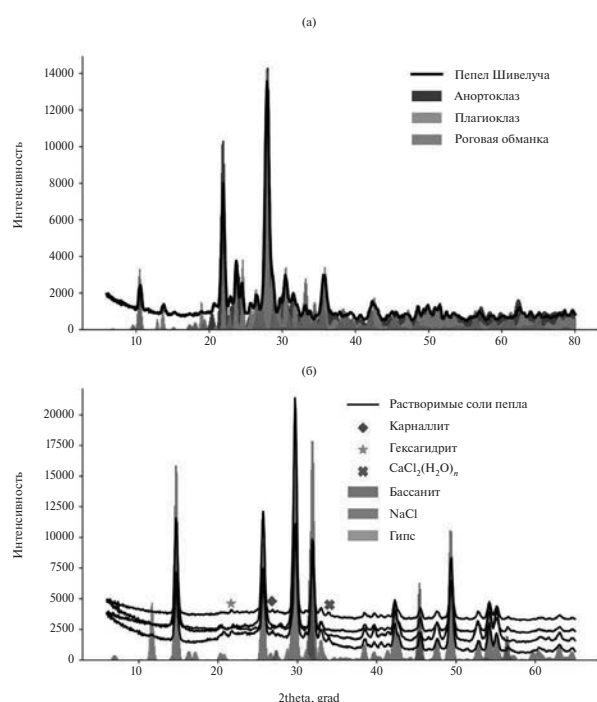


Рис. 2. Минералы (а) и растворимые соли в виде сухого солевого остатка (б) на дифрактограммах пепла.

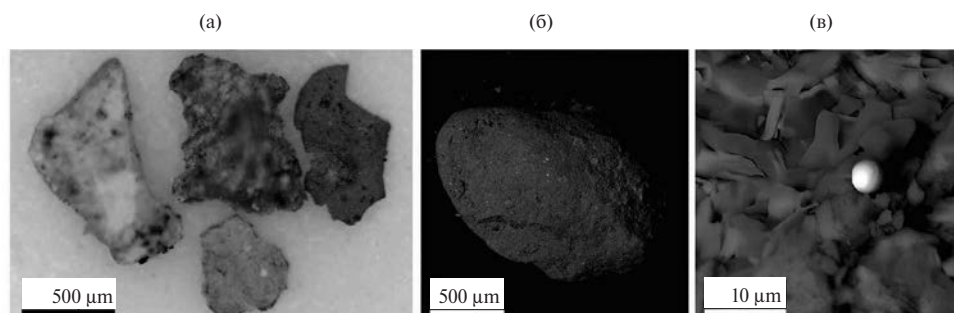


Рис. 3. Частицы пепла из пос. Аनावгай: морфология частиц пепла (а); “окатанная” частица пепла, сложенная калиевыми полевыми шпатами, амфиболами и анортоклазом с вкраплениями титаносодержащего магнетита, фото в обратно рассеянных электронах (б); шарик гематита на амфиболовой частице пепла, фото в обратно рассеянных электронах (в).

Для анализа растворимых солей пепла был получен сухой солевой остаток водной вытяжки из пепла, который оказался состоящим в основном из сульфата кальция – бассанита $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ и галита NaCl (см. рис. 2). В качестве примеси фигурирует гипс, который является продуктом гидратации бассанита. В солевой смеси присутствуют карналлит $\text{KMgCl}_3(\text{H}_2\text{O})_6$, гексагидрит $\text{Mg}(\text{SO}_4)(\text{H}_2\text{O})_6$, гидраты хлорида кальция типа $\text{CaCl}_2(\text{H}_2\text{O})_4$. Встречаются небольшие количества хлорида магния, глауберита, вантгофита. Доминирование сульфата кальция и хлорида натрия является следствием взаимодействия пород растущего купола и кислых вулканических флюидов. Хлороводород, являющийся неперменным компонентом состава вулканических газов [Башарина, 1953а, 1953б], при воздействии на минералы вмещающих пород приводит к их разрушению, при этом натрий, кальций, магний, алюминий, железо и др. элементы переходят в подвижные формы. Точно так же сера, входящая в состав вулканических газов в виде различных соединений, при контакте с кислородом воздуха и водой окисляется с конечным превращением в серную кислоту. В свою очередь, серная кислота вызывает коррозию минералов, слагающих вмещающие породы, с выносом элементов.

В табл. 2 показан ионный и микроэлементный состав водной вытяжки из пепла, то есть те элементы, которые могут поступать в водоемы, речную сеть и в прилегающую акваторию. Формула Курлова водных вытяжек из пепла

$$M \ 0.96 \frac{\text{SO}_4 \ 76 \ \text{Cl} \ 24}{\text{Ca} \ 72 \ \text{Mg} \ 16 \ \text{Na} \ 8} \text{pH} \ 4.09.$$

Воды, промывающие пепел, обогащены сульфатом кальция, хлоридами магния и натрия, слабокислые, хлоридно-сульфатные магний-кальциевые. Среди микроэлементов отмечены высокие содержания стронция и бария, марганца, кадмия, мышьяка, цинка, меди и ряда других элементов. Состав водной вытяжки из пепла хорошо коррелирует с составом сухого солевого остатка. Заметные количества солей железа и алюминия перешли в растворимые соли вследствие проработки растущего купола вулкана парогазовыми струями с кислым составом. Постройка

Таблица 2. Макро- и микрокомпонентный состав водной вытяжки из свежевыпавшего в апреле 2023 г. пепла вулкана Шивелуч, с пересчетом на растворимую часть, отнесенную к массе пепла

pH			4.09		
Макрокомпонент			Микрокомпонент		
	мг/л, вытяжка	г/кг, пепла		мг/л, вытяжка	мг/кг, пепла
Cl^-	95.71	0.96	Cu	0.0119	0.119
SO_4^{2-}	415.6	4.16	Zn	0.090	0.90
PO_4^{3-}	1.09	0.01	Pb	< 0.005	
F^-	1.32	0.01	Ni	0.0374	0.374
Сумма анионов	513.7	5.1	Co	0.0120	0.120
Li^+	< 0.1		Mn	0.9203	9.203
Na^+	21.33	0.02	As	0.0265	0.265
K^+	5.52	0.06	V	0.0027	0.027
Ca^{2+}	160.00	1.60	Cd	0.0384	0.384
Mg^{2+}	21.85	0.22	Cr	0.0015	0.015
Fe^{3+}	0.20	0.002	Sr	0.4989	4.989
Al^{3+}	1.62	0.02	Hg	< 0.0001	
NH_4^+	0.52	0.005	I	< 0.1	
Сумма катионов	211.0	2.11	Br	0.130	1.30
H_3BO_3	2.00	0.002	Se	< 0.005	
$\text{SiO}_{2\text{p}}$	232.00	0.232	Ba	0.2290	2.290
Минерализация водных проб	958.8	9.60	Ag	0.0012	0.012

Примечание. Водная вытяжка из пепла получена М.А. Назаровой; анализ выполнили: А.А. Кузьмина, Е.В. Карташева, Е.А. Якимова, С.М. Иванова, Л.А. Позолотина, О.В. Белоус, С.Д. Курдюков, Н.И. Чеброва, В.М. Рагулина; $\text{SiO}_{2\text{p}}$ – концентрация растворенной кремнекислоты в пересчете на SiO_2 ; Минерализация – суммарное содержание компонентов в растворе.

лавового купола Шивелуча сродни гигантскому химическому реактору, в котором происходил масштабный процесс по воздействию раскаленных кислых флюидных потоков на минералы пород. Наличие высоких содержаний сульфатов свидетельствует о проникновении поверхностных вод в недра постройки купола, где они окисляли серосодержащие соединения вулканических газов растворенным кислородом.

Таблица 3. Солевой состав растворимой части пеплов вулкана Шивелуч, изверженных в апреле 2023 г.

Солевой состав растворимой части пеплов, г/кг							
CaSO ₄	NaCl	MgCl ₂	MgSO ₄	KCl	AlCl ₃	NH ₄ Cl	FeCl ₃
5.43	0.54	0.54	0.40	0.11	0.08	0.02	0.01

Примечание. Расчет солевого состава выполнила А.В. Сергеева по данным макрокомпонентного состава водных вытяжек.

Солевой состав сухого растворимого остатка показан в табл. 3, где содержание растворимых солей отнесено к килограмму пепла. Содержание солей рассчитано из данных по ионному составу водных вытяжек из пеплов, уточнено по данным рентгеновской дифрактометрии. Это сделано для того, чтобы определить поступление конкретных веществ в акваторию. В солевом составе доминируют сульфаты кальция и магния, хлориды магния и натрия. Есть небольшие количества сульфатов аммония и железа (III), а также хлорида алюминия, поэтому в ходе фумарольной деятельности можно ожидать формирования железоаммонийных сульфатов и минералов на основе сульфатов кальция и магния, а также хлоридов. Последние из них недолговечны и, подобно солям аммония, сравнительно быстро будут унесены метеорными водами. Малорастворимые двойные соли, типа сабейита $\text{NH}_4\text{Fe}(\text{SO}_4)_2$, минералы группы ярозита и алунита, а также сульфаты кальция с различным количеством кристаллизационной воды, гидросульфаты, галит, были найдены на поверхности бескорневых сольфатар на прогретых участках свежих пирокластических потоков. Любопытно, как макроминеральный состав сольфатар контролируется растворимыми солями пепла.

Составы вод из сети централизованного водоснабжения, из реки Камчатка, а также состав водных вытяжек из пеплов, пролежавших под открытым небом до августа 2023 г., и подвергшихся естественному воздействию метеорных вод, приведены в табл. 4. Воды становятся близнеитральными, в анионном составе преобладает гидрокарбонат, а хлорид-ион, который маркирует глубинные компоненты [Kiryukhin et al., 2023], практически исчезает, содержание фторида снижается. В катионном составе возрастает доля натрия и калия, а относительное содержание кальция снижается. Общая минерализация

водных вытяжек из пепла, пролежавшего под открытым небом, снижается в 8–14 раз по сравнению с вытяжкой из свежего пепла, то есть за несколько месяцев пепел вулкана Шивелуч потерял порядка 90% растворимых солей.

Составы вод из природных источников, центрального водоснабжения и водозабора пос. Ключи показаны в табл. 5. Воды пресные, с близнеитральным pH, гидрокарбонатные, с преобладанием натрия в катионном составе. Содержание хлорид-ионов, которые являются трассерами глубинных процессов, снижается до предела обнаружения, содержание фторидов также падает, появляются биогенные компоненты – нитраты и фосфаты. Видимо, влияние растворимых солей пепла на воды пос. Ключи оказалось быстропроходящим. Показаны диаграммы относительного состава по катионам и анионам водных вытяжек из пепла и природных источников (рис. 4). Хорошо прослеживается эволюция состава водных вытяжек в сторону пресных вод: в катионном составе снижается относительное содержание кальция, в анионном составе происходит замена сульфата на гидрокарбонат. В самых свежих вытяжках доминировал сульфат кальция и хлорид натрия, по мере промывания пепла начинают доминировать гидрокарбонаты натрия и калия, и состав приближается к составу водозабора п. Ключи и разгрузок подземных вод в русле р. Камчатка.

ОБСУЖДЕНИЕ

Элементный и гранулометрический состав пепла

Дацитовый состав тефры (см. рис. 1а) является характерным для вулкана Шивелуч, но отметим, что более ранние составы продуктов извержений нередко были андезитовыми [Кириянов, 1983; Симакин и др., 2019], то есть продукты извержений последних лет более кислые. Возможно, повышение

Таблица 4. Макрокомпонентный состав водных вытяжек из пепла вулкана Шивелуч, пролежавшего несколько месяцев в естественных условиях под открытым небом, с пересчетом на массу пепла

	Пос. Ключи, 22.08.2023		Карьер, в 30 км от пос. Ключи, 22.08.2023		Пос. Ключи, 15.05.2023	
pH	6.90		6.40		6.38	
	мг/л	мг/кг пепла	мг/л	г/кг пепла	мг/л	г/кг пепла
HCO_3^-	18.50	185.00	20.00	200.00	21.10	211.00
Cl^-	< 10.0		< 10.0		< 10.0	
SO_4^{2-}	3.87	38.70	25.70	257.00	13.62	136.20
PO_4^{3-}	1.61	16.11	0.94	9.35	0.63	6.25
F	< 0.15		0.16	1.60	0.17	1.70
Сумма А	23.98	239.81	46.8	467.95	35.52	355.15
Li^+	< 0.1		< 0.1		< 0.1	
Na^+	1.18	11.82	1.44	14.40	2.88	28.78
K^+	0.67	6.65	0.50	5.05	0.48	4.81
Ca^{2+}	1.28	12.78	9.18	91.79	4.05	40.45
Mg^{2+}	0.47	4.73	0.41	4.06	0.74	7.39
Fe^{3+}	< 0.1		< 0.1		< 0.1	
Fe^{2+}	< 0.1		< 0.1		< 0.1	
Al^{3+}	< 0.04		< 0.04		< 0.04	
NH_4^+	< 0.1		< 0.1		< 0.1	
Сумма К	3.60	35.98	11.53	115.29	8.14	81.43
H_3BO_3	2.29	22.90	6.29	62.90	11.44	114.40
$\text{SiO}_{2\text{р.}}$	1.81	18.10	2.03	20.30	6.03	60.30
$\text{SiO}_{2\text{к.}}$	< 1.0		< 1.0		< 1.0	
Минерализация водных проб	31.68	316.79	66.64	666.44	61.13	611.28

Примечание. Образцы пепла отобраны А.В. Сергеевой, П.О. Ворониным, Н.Б. Журавлевым; водная вытяжка получена А.В. Сергеевой, М.А. Назаровой; анализ выполнили А.А. Кузьмина, Е.В. Карташева, Е.А. Якимова, С.М. Иванова, Л.А. Позолотина, О.В. Белоус, С.Д. Курдюков, Н.И. Чеброва, В.М. Рагулина; $\text{SiO}_{2\text{р.}}$ – концентрация растворенной кремнекислоты в пересчете на SiO_2 ; $\text{SiO}_{2\text{к.}}$ – концентрация коллоидной кремнекислоты в пересчете на SiO_2 ; Минерализация – суммарное содержание компонентов в растворе.

содержания кремнезема со временем является отражением тенденции к более кислым продуктам извержений для Шивелуча, по крайней мере, в настоящее время. На дальние расстояния от вулкана распространился пепел с составом, который несколько отличается от состава пепла, покрывшего поселки Ключи, Майское и Козыревск. Например, в пепле, который выпал на расстоянии более 100 км от вулкана, содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 5.6\%$, а в пепле, который выпал ближе 100 км от него, содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5.7\%$ (см. рис. 16). Как было показано выше, близлежащие к вулкану поселки Ключи, Козыревск и Майское были

покрыты ювенильным материалом, а на дальних расстояниях от вулкана, вследствие особенностей циклонической активности, был отложен резургентный пепел, образовавшийся в результате эксплозивного разрушения лавового купола.

Минеральный состав пепла представлен анортоклазовыми и плагиоклазовыми твердыми растворами, а также магниевой роговой обманкой (см. рис. 2). Роговая обманка, относящаяся к амфиболам, также как и большинство членов этой большой группы ленточных силикатов, характеризуется разнообразием катионного состава и широкими

Таблица 5. Составы вод источников и сети центрального водоснабжения п. Ключи, мг/л

	Гостиница Стромболи, 2023 г.			Пос. Ключи, источник в реке Камчатка	Пос. Ключи, источник в реке Камчатка, водозабор	Пос. Ключи, источник в реке Камчатка	Озеро Куражечье
	N56.31776° E160.85705°			N56.32358° E160.85818°	N56.32389° E160.84333°	N56.32401° E160.84381°	N56.38189° E160.89612°
	15.06	22.08	24.08	22.08.2023–24.08.2023			
pH	7.35	6.52	6.74	6.60	6.70	6.82	6.76
HCO ₃ ⁻	40.30	50.03	50.04	80.54	57.36	89.09	63.46
Cl ⁻	< 10.0	< 10.0	< 10.0	< 10.0	< 10.0	14.18	< 10.0
SO ₄ ²⁻	16.7	15.67	14.37	34.02	12.81	20.09	14.4
F ⁻	0.18	0.17	0.21	0.38	0.29	0.23	< 0.15
NO ₃ ⁻	< 0.02	3.30	3.20	4.00	4.00	5.00	7.20
PO ₄ ³⁻	3.72	0.34	0.38	0.64	0.60	0.80	0.63
Br ⁻	0.57	0.46	0.33	0.46	0.31	0.49	0.49
Сумма А	64.87	69.51	68.20	119.58	75.06	129.39	85.66
Li ⁺	0.013	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
Na ⁺	13.19	12.82	12.65	25.22	13.70	20.22	14.93
K ⁺	< 1.0	< 1.0	< 1.0	2.17	1.28	2.18	1.72
Ca ²⁺	9.31	9.19	9.05	14.07	9.63	14.10	10.42
Mg ²⁺	4.70	3.80	3.79	7.49	3.99	9.09	6.67
Fe ³⁺	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Fe ²⁺	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
NH ₄ ⁺	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Сумма К	27.21	25.81	25.49	48.95	28.60	45.59	33.74
H ₃ BO ₃	1.03	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
SiO ₂ р.	38.41	42.80	45.10	46.80	44.50	55.80	56.90
SiO ₂ к.	< 1.07	2.10	< 1.07	< 1.07	< 1.07	< 1.07	< 1.07
Минерализация водных проб	131.52	138.12	138.79	215.33	148.16	230.78	176.30

Примечание. Пробы отбирали: Н.Б. Журавлев, П.О. Воронин, А.В. Кирюхин, В.И. Фролов, А.В. Сергеева. Анализ выполнили: А.А. Кузьмина, Е.В. Карташева, Е.А. Якимова, С.М. Иванова, Л.А. Позолотина, О.В. Белоус, С.Д. Курдюков, Н.И. Чеброва, В.М. Рагулина; SiO₂р. — концентрация растворенной кремнекислоты в пересчете на SiO₂; SiO₂к. — концентрация коллоидной кремнекислоты в пересчете на SiO₂; Минерализация — суммарное содержание компонентов в растворе.

пределами, в которых может происходить образование твердых растворов. Воздействие кислых флюидов на роговую обманку переводит металлы — магний, алюминий, кальций, железо — в подвижные формы, чем объясняется богатый солевой состав пеплов. Ввиду большой

объемной доли роговой обманки в пеплах Шивелуча можно предположить, что амфибол является одним из основных источников этих элементов. Облик кристаллов роговой обманки показывает высокую степень ее коррозии под воздействием фузарольных газов (см. рис. 3в).

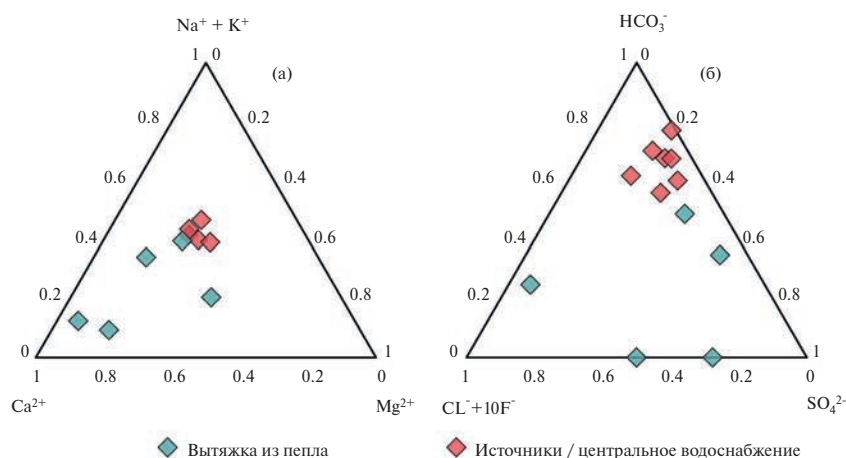


Рис. 4. Катионный (а) и анионный (б) составы водных вытяжек из пепла сразу после извержения и спустя несколько месяцев, природных источников и сети центрального водоснабжения пос. Ключи, мг-экв/л.

По гранулометрическому составу все образцы тефры относятся к тонким пеплам, так как в их составе преобладает фракция с размером пепловых частиц <0.071 мм, на эту фракцию приходится от 76 до 90% массы образцов (рис. 5, 6). Кроме этого, содержание фракции 0.2–0.5 мм в тефре из Долиновки и Атласово достигает 12–13%, в тефре из Эссо и Атласово – 6–9%, поэтому они обладают попарным сходством кумулятивных кривых гранулометрического состава и первые пеплы немного крупнозернистее и грубее последних (см. рис. 6б). Распределения фракций в пеплах, отобранных в наиболее удаленных от вулкана Шивелуч поселках, довольно близки в отличие

от тефры из пос. Ключи (см. рис. 6). В составе пеплов, отобранных вблизи вулкана, кроме преобладающей фракции <0.071 мм (80%), фракция 0.071–0.125 достигает 16%, а на фракцию 0.25–0.5 мм приходится менее 0.5% (см. рис. 6). Кроме того, в тефре дальнего разноса содержатся отдельные крупные частицы различных расцветок, в отличие от пеплов, отобранных в 50 км от вулкана в пос. Ключи, в которых таких частиц не отмечается (см. рис. 3, 6б).

Различия в мощности, массе и гранулометрическом составе пеплового покрова в населенных пунктах объясняются динамикой развития извержения (первоначальное разрушение

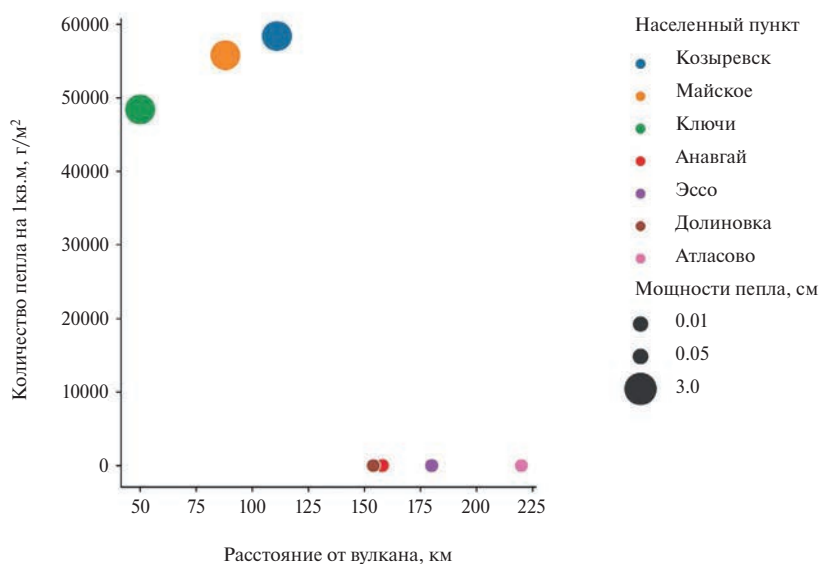


Рис. 5. Количество пепла (г/м^2) на разных расстояниях от вулкана Шивелуч после его извержения 10–13 апреля 2023 г.

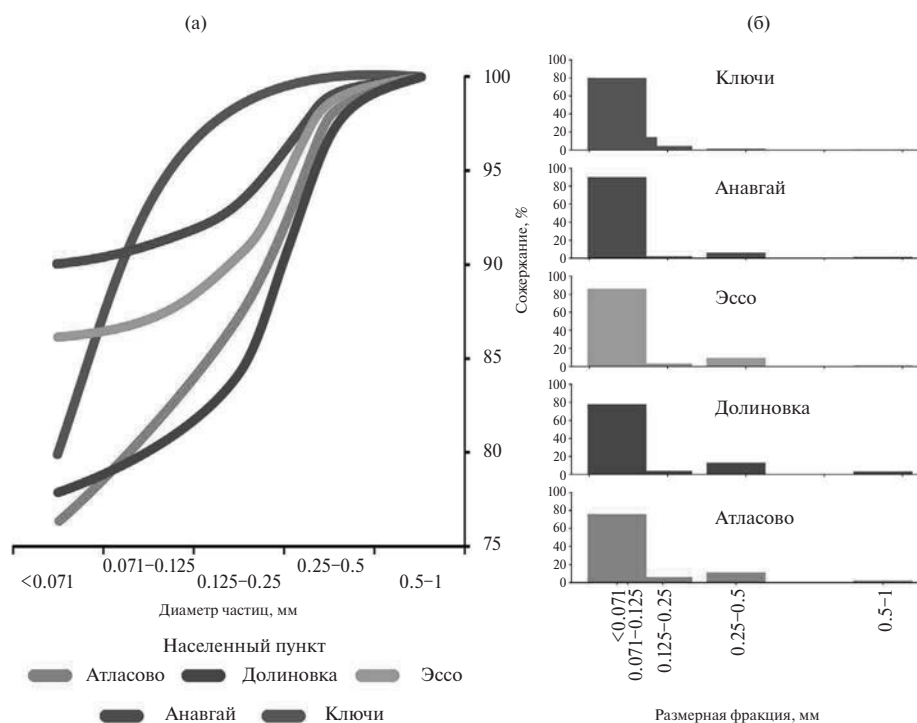


Рис. 6. Кумулятивные кривые (а) и дифференциальные гистограммы (б) гранулометрического состава тефры вулкана Шивелуч извержения 10–13 апреля 2023 г. на разных расстояниях от вулкана.

эксплозиями лавового купола вулкана и в дальнейшем вынос ювенильного вещества из него), а также перемещением аэрозольных и эруптивных облаков Шивелуча под действием циклона в течение извержения 10–13 апреля 2023 г.

Растворимые компоненты пепла вулкана Шивелуч

Состав растворимой части тефры указывает на сложный состав лавового купола, который был разрушен в ходе извержения, и частично в виде пепла отложен на прилегающих территориях. Обилие сульфата кальция указывает на длительную проработку купола фумаролами и/или парогазовыми струями [Башарина, 1966; Башарина, Мархинин, 1971]. В ходе деятельности вулкана при разгрузке магматических газов соединения серы окислялись, и при взаимодействии с породами происходило выщелачивание кальция, магния, алюминия, железа и ряда других элементов. Хлориды натрия и магния образовывались при взаимодействии вулканического хлороводорода с минералами пород, а так как в породах высокое содержание магния, то и при взаимодействии с вулканическими газами этот

элемент переходил в подвижную форму. Таким же образом среди солей появляется хлорид алюминия. Этот хлорид обладает заметной летучестью, и, скорее всего, он появился при возгонке хлорида алюминия, который образовался при взаимодействии пород с хлороводородом вулканических эманаций. Воды, промывающие пепел, становятся слабокислыми, обогащаются сульфатами кальция, железа (III), аммония, хлоридами магния, натрия, калия, алюминия. Из микроэлементов в растворимую подвижную фазу переходят медь, цинк, никель, кобальт, марганец, мышьяк, ванадий, кадмий, хром, стронций, барий, бром, серебро (см. табл. 1, 2). Контактирующие с пеплом воды становятся хлоридно-сульфатными, магниевыми-кальциевыми.

Основным растворимым соединением, извлекаемым из пепла метеорными водами, является сульфат кальция, который формирует три минерала, различающихся степенью гидратации: ангидрит CaSO_4 , бассанит $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ и гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Сульфат кальция при атмосферных условиях откладывается в виде гипса, не склонен распространяться на далекие расстояния, и сам

по себе не является токсичной примесью (см. табл. 2, рис. 2).

Медь, цинк, никель, кобальт, марганец, кадмий, серебро. Это элементы рудных минералов, они встречаются в породах и контактирующих с ними водах Камчатки, а также в водах современных термальных полей. Согласно СанПин № 1.2.3685-21(2021)¹, предельно допустимое количество (ПДК) для меди в водорастворимой форме составляет 1.0 мг/л, для цинка, кобальта, марганца — 0.1, для никеля — 0.02, для кадмия — 0.001, серебра — 0.05 мг/л. В водных вытяжках из пепла, приготовленных в соотношении 1:10 по массе, наблюдается превышение ПДК по никелю, марганцу, кадмию. Отметим, что в природных условиях соотношение массы пепла и промывающих вод определяется условиями инфильтрационного питания и не обязано находиться в соотношении 1:10.

В подвижной водорастворимой форме в пепле находится порядка 0.119 ppm меди, 0.90 ppm цинка, до 0.4 ppm никеля, 0.12 ppm кобальта, 0.384 ppm кадмия и более 9 ppm марганца. Для почв и грунтов существуют собственные уровни ПДК, например, для меди в водорастворимой форме ПДК 3 ppm, для Co — 5 ppm, Mn — 60 ppm, Ni — 4.0 ppm, Zn — 2.3 ppm. ПДК для валового содержания кадмия в почве составляет порядка 0.5 ppm. Если сравнивать показатели пепла и предельно допустимые концентрации для грунтов, то значимых превышений не обнаруживается.

Между тем в водных вытяжках из пепла наблюдаемые превышения предельных содержаний кадмия, никеля и марганца показывают, что в пиковые моменты эксплозивного извержения и пеплопада существовал риск загрязнения водозабора тяжелыми металлами. Однако отметим, что сама химическая природа водорастворимых солей пепла извержения Шивелуч способствует иммобилизации

тяжелых металлов посредством соосаждения с малорастворимым гипсом. Указанные тяжелые металлы подвижны в кислых средах, а в близонейтральных и щелочных — переходят в малорастворимые соединения типа гидроксидов, карбонатов.

Содержание серебра в водорастворимой форме в пепле находится на уровне 0.012 ppm, в средах с высоким содержанием хлорид-ионов возможен перенос серебра на значительные расстояния за счет образования растворимых хлоридных комплексов $[AgCl_n]^{n-1}$. На практике выделение серебра можно ожидать в местах концентрирования хлоридов, например, на устьях фумарол/сульфатар/парогазовых струй.

Барий, стронций. В водах ПДК бария составляет 0.7 мг/л, а стронция — 7 мг/л. В водных вытяжках из пепла содержание бария и стронция не превышают ПДК, и составляют 0.50 и 0.23 мг/л соответственно, содержание бария и стронция в растворимой форме в пепле находится на уровне 2.3 и 5.0 ppm. В целом, повышенные содержания бария и стронция отмечаются для глубинных вод современных геотермальных систем Камчатки [Sandimirova et al., 2022; Kalacheva et al., 2016]. Заметим, что в современных геотермальных системах Камчатки и барий, и стронций в основном входят в состав малорастворимых сульфатов и/или карбонатов [Sergeeva et al., 2023]. В кислых средах растворимость сульфатов и карбонатов стронция и бария возрастает, поэтому их иммобилизация ожидается при близонейтральном или щелочном pH. Также возможно соосаждение сульфатов стронция и бария с гипсом.

Мышьяк, селен, бром, иод. Эти неметаллы встречаются в разных обстановках, как в условиях фумарольной активности вулканов, так и в гидротермальных системах. К примеру, мышьяк образует минералы и в фумаролах Толбачика, и в грязе-водных котлах кальдеры Узон, встречается он и в составе вторичных отложений Паужетской геотермальной системы [Рычагов и др., 2012; Popova et al., 1985]. В пепле Шивелуча в подвижной форме мышьяк находится на уровне 0.265 ppm, при ПДК 2 ppm для грунта. В водной вытяжке из пепла концентрация мышьяка порядка 0.03 мг/л, при ПДК 0.01 мг/л для воды. Содержание мышьяка

¹ Постановление Главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 28.01.2021 № 2 “Об утверждении санитарных правил и норм СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания” (зарегистрировано Минюстом России 29.01.2021, регистрационный № 62296). Опубликовано 03.02.2021. Номер опубликования 0001202102030022. Доступно по ссылке <http://publication.pravo.gov.ru/Document/View/0001202102030022?index=1> 2021. 1029 с.

в водах, промывающих свежавыпавший пепел, определяется естественно-случайным соотношением массы пепла и воды, и может значительно отличаться от содержания в водной вытяжке из пепла, поэтому свежий пепел может привести к кратковременному загрязнению природных вод мышьяком.

Основная же масса пепла, промываемая метеорными водами, способна достаточно долго служить источником ряда элементов, но в небольших концентрациях. Содержание подвижного селена и йода в пепле ниже предела обнаружения, поэтому не рассматривается. Бромом обогащены некоторые термальные воды Камчатки, также бром встречается в составе продуктов извержений вулканов Камчатки [Леонова и др., 2018; Аникин и др., 2018; Башарина, 1966, 1974]. Его перенос с метеорными водами, промывающими пепел, возможен на далекие расстояния.

Изменение макрокомпонентного состава водных вытяжек из пепла

В разное время после извержения вулкана Шивелуч были проведены отборы проб холодной воды из сети центрального водоснабжения пос. Ключи (см. табл. 4, 5). В сети этого поселка воды слабоминерализованные, сульфатно-гидрокарбонатные, кальций-натриевые. Сходными им по составу являются воды в открытых источниках в районе поселка и в водозаборе. Существенных изменений в составе воды, вызванных поступлением растворимых солей пепла Шивелуча не обнаружено. Напротив, контактные воды тефры постепенно приближаются к составу природных холодных источников п. Ключи. Вероятно, в пиковые моменты извержения Шивелуча, когда поселки покрывались толстым слоем пепла, моментальное влияние тефры на состав потребляемой воды могло быть заметным, но быстро затухающим, поэтому спустя несколько месяцев после извержения, воды поселка, включая открытые источники на дневной поверхности, не показали заметных следов влияния пеплопадов (см. рис. 4).

Водные вытяжки из свежих пеплов являются хлоридно-сульфатными, магний-кальциевыми, с преимущественно кислой реакцией среды. По мере старения пепловых отложений, которое

заключается в последовательном промывании тефры метеорными водами, контактные воды становятся более гидрокарбонатными, с преимущественно нейтральным pH, и водная вытяжка из пеплов приближается по составу к водам холодных ключей поселка и водам центрального водоснабжения. В первую очередь, из пеплов вымываются все растворимые соли, и минерализация воды снижается практически на порядок (см. табл. 2–4). Наиболее заметно вымывание растворимых хлоридов и сульфатов аммония и алюминия, эти соли быстро исчезают из контактных растворов. Растет содержание гидрокарбонатов; воды, контактирующие с тефрой, из хлоридно-сульфатных магний-кальциевых становятся сульфатно-гидрокарбонатными натрий-кальциевыми (см. рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пепел вулкана Шивелуч в апреле 2023 г. покрыл поселки Ключи, Козыревск, Майское слоем мощностью до 8 см, другие поселки менее пострадали от пеплопада. Состав пепла преимущественно дацитовый, среди минералов доминируют плагиоклазы с составами, близкими к анортиту и андезину, роговая обманка, анортоклаз. С увеличением расстояния от вулкана состав пепла слегка сдвигается в сторону низкощелочных дацитов, что связано с преобладанием в составе пепла дальнего разноса резургентного материала.

Согласно гранулометрическому составу пепла, в нем доминировала фракция пылеватой размерности, что обусловило высокую концентрацию в пепле водорастворимых веществ, так как известно, что удельная площадь поверхности, на которой сорбируются растворимые соли, увеличивается с уменьшением линейных размеров пепловых частиц.

Свежавыпавший пепел содержал высокие концентрации сульфата кальция, хлорида натрия, а также хлоридов, фторидов и сульфатов аммония, калия, алюминия, железа. Из токсичных микроэлементов в составе водных вытяжек из пепла были обнаружены медь, цинк, никель, кобальт, марганец, мышьяк, кадмий, стронций и барий. Ввиду широкого спектра нормируемых примесей и большого количества выпавшего пепла, непосредственно

после пароксизмального извержения существовала угроза загрязнения питьевых вод рядом тяжелых металлов, их концентрации локально могли превышать ПДК. Однако после извержения, в период с апреля по август, отложения тефры промывались метеорными водами, и в результате они потеряли порядка 90% водорастворимых солей; также их состав изменился качественно: снизилось содержание хлоридов и фторидов, на смену которым пришли гидрокарбонаты (см. рис. 4). Катионный состав также претерпел изменения, происходило постепенное снижение относительного содержания кальция и, соответственно, возрастало относительное содержание натрия.

По мере промывания тефры метеорными водами, водная вытяжка из пепла приближалась по составу к водам природных источников п. Ключи, содержание токсичных микроэлементов снизилось ниже предела обнаружения. Фактически, за несколько месяцев пепел оказался промыт метеорными водами до некоторого приемлемого уровня и утратил потенциально токсичное действие. В июне и августе 2023 г. в водах сети центрального водоснабжения п. Ключи и природных источников его окрестностей следы токсичных примесей из вулканического пепла не обнаруживались. Можно заключить, что в течение нескольких месяцев, прошедших после извержения, загрязняющее действие пепла нивелировалось.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность И.А. Нуждаеву, Д.В. Мельникову, В.И. Фролову, Р.И. Черкашину, Р.А. Кузнецову, Ю.В. Демянчуку за предоставленные образцы пепла вулкана Шивелуч; Е.А. Якимовой, С.М. Ивановой, В.М. Рагулиной, Н.И. Чебровой, С.Д. Курдюкову, О.В. Белоусу — за качественные прецизионные аналитические работы.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-27-00127.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникин Л.П., Силаев В.И., Чубаров В.М. и др. Алмаз и другие акцессорные минералы в продуктах извержения 2008–2009 гг. Корякского вулкана (Камчатка) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 2. С. 18–27.
- Башарина Л.А. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Шивелуча в 1946–1947 гг. // Бюлл. вулканол. станций. 1953а. № 18. С. 31–40.
- Башарина Л.А. Наблюдения за состоянием фумарол побочных кратеров вулканов Ключевского и Шивелуча в 1948–1949 гг. // Бюлл. вулканол. станций. 1953б. № 19. С. 51–59.
- Башарина Л.А. Эксталяции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов // Труды II Всесоюзного вулканологического совещания “Современный вулканизм”, 3–17 сентября 1964 г. М.: Наука, 1966. Т. 1. С. 139–146.
- Башарина Л.А. Влияние вулканической деятельности на химический состав атмосферных осадков и воздух Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. 1974. № 50. С. 104–111.
- Башарина Л.А., Мархинин Е.К. Вулканические газы как производные летучих мантийной магмы // Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания “Вулканизм и глубины Земли”, 28–31 мая 1969 г. Львов, 1971. С. 354–359.
- Гирина О.А., Демянчук Ю.В., Мельников Д.В. и др. Пароксизмальная фаза извержения вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка, 27 февраля 2005 г. (предварительное сообщение) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 16–23.
<https://www.elibrary.ru/item.asp?id=9188257>
- Гирина О.А., Лупян Е.А., Хорват А. и др. Анализ развития пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 10–13 апреля 2023 года на основе данных различных спутниковых систем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 283–291.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-2-283-291>
- Гирина О.А., Ушаков С.В., Демянчук Ю.В. Пароксизмальное извержение вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка, 9 мая 2004 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып. 10. С. 65–73.
http://www.kscnet.ru/kraesc/2007/2007_10/art9.pdf
- Горбач Н.В., Плечова А.А., Пономарева В.В., Тембрел И.И. Эксплозивное извержение вулкана Шивелуч 26 июля 2013 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 15–19. EDN: RWWKLH

- Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Крупные эксплозивные извержения вулкана Шивелуч (Камчатка) с частичным разрушением экструзивного купола 28 февраля 2005 г. и 27 октября 2010 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 48–62.
DOI: 10.7868/S0203030613020077
- Кирюхин А.В., Бергаль-Кувикас О.В., Лемзиков М.В. и др. Магматическая система Ключевского вулкана по сейсмическим данным и их геомеханической интерпретации // Записки горного института. 2023. № 263. С. 698–714.
<https://pmi.spmi.ru/pmi/article/view/16305>
- Кирьянов В.Ю. Гравитационная эоловая дифференциация пеплов вулкана Шивелуч (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 6. С. 30–39.
- Леонова Н.Б., Микляева И.М., Рябова Н.В., Малхазова С.М. Современное состояние и перспективы использования целебных ресурсов Камчатки // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2018. № 6. С. 10–17. EDN: YVUJML
- Лобков Е.Г. Восточная черная ворона *Corvus Orientalis* стала жертвой вулканического пеплопада в поселке Ключи на Камчатке (апрель 2023 года) // Русский орнитологический журнал. 2023. Т. 32. № 2297. С. 1722–1725. EDN: BWYPMI
- Мелекесцев И.В., Карташева Е.В., Курсанова Т.П., Кузьмина А.А. Загрязненная свежевывапавшей тефрой вода как фактор природной опасности (на примере извержения вулкана Корякский, Камчатка, в 2009–2009 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2011. № 1. С. 19–32. EDN: NDJLFN
- Овсянников А.А., Маневич А.Г. Извержение вулкана Шивелуч в октябре 2010 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 7–9. EDN: NBYPID
- Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378–378. EDN: OWWYTN
- Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник Камчатской региональной ассоциации “Учебно-научный центр”. Сер. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 135–140. EDN: HRSHWX
- Симакин А.Г., Девятова В.Н., Салова Т.П., Шапошникова О.Ю. Экспериментальное исследование кристаллизации амфибола из высокомагнезиального андезитового расплава вулкана Шивелуч // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 476–495. EDN: PGVYYB
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Двигало В.Н. и др. Эруптивный цикл вулкана Шивелуч в 2001–2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 3–14. EDN: OPKRLR
- Barone G., De Giudici G., Gimeno D. et al. Surface reactivity of Etna volcanic ash and evaluation of health risks // Science of the Total Environment. 2021. V. 761. Article 143248. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143248>
- Cuoco E., Tedesco D., Poreda R.J. et al. Impact of volcanic plume emissions on rain water chemistry during the January 2010 Nyamuragira eruptive event: implications for essential potable water resources // J. of Hazardous Materials. 2013. V. 244. P. 570–581.
<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2012.10.055>
- Cronin S.J., Stewart C., Zernack A.V. et al. Volcanic ash leachate compositions and assessment of health and agricultural hazards from 2012 hydrothermal eruptions, Tongariro, New Zealand // J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 2014. V. 286. P. 233–247.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.002>
- Flaathen T.K., Gislason S.R. The effect of volcanic eruptions on the chemistry of surface waters: The 1991 and 2000 eruptions of Mt. Hekla, Iceland // J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 2007. V. 164. № 4. P. 293–316. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.014>
- Kalacheva E.G., Rychagov S.N., Koroleva G.P., Nuzhdaev A.A. The geochemistry of steam hydrothermal occurrences in the Koshelev volcanic massif, southern Kamchatka // J. of Volcanol. and Seismol. 2016. V. 10. P. 188–202.
<https://doi.org/10.1134/S0742046316030040>
- Kiryukhin A.V., Sergeeva A.V., Usacheva O.O. Modeling of the thermal-hydrodynamic and chemical regime of Geyser reservoir (Valley of Geyser, Kamchatka) // Geothermics. 2023. V. 115. Article 102808.
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102808>
- Melekestsev I.V., Volynets O.N., Ermakov V.A. et al. Sheveluch Volcano // Active Volcanoes of Kamchatka. М.: Наука, 1991. № 1. P. 98–103.
- Ozerov A.Yu., Girina O.A., Zharinov N.A. et al. Eruptions in the Northern Group of Volcanoes, in Kamchatka, during the Early 21st Century // J. of Volcanol. and Seismol. 2020. V. 14. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1134/S0742046320010054>
- Popova V.I., Polyakov V.O. Uzonite As_4S_5 — a new arsenic sulfide from Kamchatka // Zap. Vses. Mineral. Obshchest. 1985. V. 114. P. 369–373.
- Sandimirova E.I., Rychagov S.N., Sergeeva A.V. et al. Zeolite Mineralization in Mudstones of the East Pauzhetka Thermal Field As an Indicator of the Discharge of Alkaline Fluids in a Present-Day Hydrothermal

- System, Southern Kamchatka // J. of Volcanol. and Seismol. 2022. V. 16. P. 432–450.
<https://doi.org/10.1134/S0742046322060070>
- Sergeeva A., Zhegunov P., Skilskaia E. et al.* Secondary minerals in basalts of the Evevventa gold occurrence (North Kamchatka, Russia) as indicators of ore forming processes // Earth Science Frontiers. 2023. V. 30. № 5. P. 450–468.
<https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2023.7.1>
- Stewart C., Johnston D.M., Leonard G.S. et al.* Contamination of water supplies by volcanic ashfall: a literature review and simple impact modelling // J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 2006. V. 158. № 3–4. P. 296–306.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.002>
- Wilson T.M., Stewart C., Sword-Daniels V. et al.* Volcanic ash impacts on critical infrastructure // Physics and Chemistry of the Earth. Parts a/b/c. 2012. V. 45. P. 5–23.
<https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.06.006>
- Wilson T., Stewart C., Cole J. et al.* Vulnerability of farm water supply systems to volcanic ash fall // Environmental Earth Sciences. 2010. V. 61. P. 675–688.
<https://doi.org/10.1007/s12665-009-0380-2>
- Witham C.S., Oppenheimer C., Horwell C.J.* Volcanic ash-leachates: a review and recommendations for sampling methods // J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 2005. V. 141. № 3–4. P. 299–326.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.010>

ASH FROM THE SHIVELUCH VOLCANO (KAMCHATKA, RUSSIA) ERUPTED IN APRIL 2023 AS A SOURCE OF WATER-SOLUBLE SALTS

A. V. Sergeeva*, O. A. Girina, M. A. Nazarova, E. V. Kartasheva,
L. A. Pozolotina, A. A. Kuzmina, E. Yu. Plutakhina**

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

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

***e-mail: girina@kscnet.ru*

The paper considers the distribution of ash during the paroxysmal eruption of the Shiveluch volcano located in the north of Kamchatka, which lasted from April 10–13, 2023, and its impact on the water resources of the areas covered by the ashfall. The thickness of ash deposits in different localities and their granulometric composition are characterized. It is shown that the dynamics of the volcanic eruption plays the main role in the distribution of ash clouds, but the atmospheric circulation actually determines the spatial distribution of the thickness of deposits. The water-soluble salts contained in ashes and the dynamics of their leaching under natural conditions are determined. Calcium and magnesium sulfates and sodium chloride dominate in the composition of the water-soluble part of fresh ashes, with subordinate amounts of aluminum, potassium, and ammonium chlorides and fluorides. Well-soluble chlorides wash out of ashes first, followed by sulfates. Over time, the total content of soluble salts decreases and their qualitative composition changes: calcium, magnesium and sodium hydrocarbonates begin to dominate. Several months after the eruption, the impact of the ashfall on the waters of the settlements, including open springs on the day surface, leveled off.

Keywords: Shiveluch volcano, eruption, volcanic ash, soluble salts

УДК 551.594

ХАРАКТЕРНАЯ ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЭРУПТИВНЫХ ОБЛАКОВ СИЛЬНЫХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ ШИВЕЛУЧ И БЕЗЫМЯННЫЙ (П-ОВ КАМЧАТКА)

© 2024 г. Р. Р. Акбашев^{a, b, *}, Е. И. Малкин^c, Н. В. Чернева^c

^aКамчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^bКамчатский государственный университет им. Витуса Беринга,
ул. Пограничная, 4, Петропавловск-Камчатский, 683032 Россия

^cИнститут космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
ул. Мирная, 7, с. Паратунка, Елизовский район, Камчатский край, 684034 Россия

*e-mail: arr@emsd.ru

Поступила в редакцию 27.09.2023 г.

После доработки 11.01.2024 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Представлен анализ зарегистрированных вариаций (аномалий) градиента потенциала электрического поля атмосферы, связанных с распространением эруптивных облаков от извержений вулкана Шивелуч и Безымянный (п-ов Камчатка). Аномалии регистрировались на различных расстояниях от центров извержений и в разных условиях стратификации атмосферы. Такие условия позволили показать, что в эруптивных облаках вулканов Шивелуч и Безымянный формируется объемная электростатическая структура, которая соответствует известной феноменологической модели, предложенной на основании исследований, проведенных на различных вулканах мира. Согласно данной модели, в верхней части эруптивного облака формируется положительный объемный электростатический заряд, в средней — отрицательный, в нижней — положительный.

Ключевые слова: эксплозивное облако, электризация эруптивных облаков, градиент потенциала электрического поля атмосферы, объемный электростатический заряд

DOI: 10.31857/S0203030624040026, EDN: IYDJYS

ВВЕДЕНИЕ

Во время эксплозивных извержений вулканов развивается эруптивная колонна, которая может подниматься до высот тропопаузы, а при наиболее сильных извержениях поднимается выше тропопаузы, достигая высот стратосферы [Meng, 2022; Горшков, 1965]. Под влиянием условий ветровой стратификации атмосферы формируются пепловые шлейфы, эруптивные облака, которые распространяются на сотни километров [Гирина, 2017]. Эруптивное облако представлено вулканическими газами, аэрозолем и пеплами. В результате ряда физических процессов, таких как трибоэлектризация, фрактоэмиссия, взаимодействие продуктов извержения с метеорологическими облаками, продукты извержения электризуются.

В эруптивном облаке формируются объемные электростатические структуры, заряды которых могут достигать значений пробоя воздуха [Mather, Harrison, 2006; Руленко, 1994; Behnke, 2013]. Поэтому эволюция эруптивного облака, как правило, сопровождается вулканическими молниями и разрядами [Mendez et al., 2021; Thomas et al., 2007; Behnke et al., 2013; Cimorelli et al., 2016; Aizawa et al., 2016; Arason et al., 2011; Van Eaton et al., 2020; Firstov et al., 2020; Shevtsov et al., 2016; Firstov et al., 2019].

Одним из основных механизмов заряжения частиц пеплов является фрактоэмиссия. При этом механизме зарядение частиц связано с фрагментацией магмы во время начального взрывного процесса, также данный процесс зарядения возможен при инъекции

пепло-газовой струи в атмосферу, когда при соударении частиц они разрушаются [Mueller et al., 2017; James et al., 2000]. Предполагается, что именно с этим механизмом заряжения связаны множественные кратерные разряды, которые генерируют непрерывный электромагнитный шум (continual radio frequency or CRF) и проявляется в виде относительно высокой частоты импульсов УКВ-излучения (от нескольких тысяч до более чем десяти тысяч импульсов в секунду) [Mendez et al., 2021; Smith et al., 2018; Thomas et al., 2007; Behnke et al., 2013, 2018; Behnke, Bruning, 2015].

На этапе инъекции пепло-газовой струи основным механизмом электризации продуктов извержения становится трибоэлектризация – контактная электризация [Mendez et al., 2021; Руленко и др., 1986; Aplin et al., 2014, 2016; Mendez et al., 2021].

Когда эруптивная колонна достигает максимальной высоты подъема и в условиях ветровой стратификации формируется эруптивное облако, процессы электризации в нем схожи с процессами формирования объемных электростатических зарядов в метеорологических облаках, где важным этапом становится формирование градин. При этом частицы пеплов становятся ядрами конденсации, которые при соприкосновении с переохлажденной водой формируют градины [Arason et al., 2011; Van Eaton et al., 2020].

АППАРАТУРА, МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

В центральной части п-ова Камчатка располагается Северная группа вулканов, включающая четыре действующих вулкана: Шивелуч, Ключевской – самый высокий (4750 м) и продуктивный вулкан Евразии, Безымянный и Плоский Толбачик (рис. 1). Вблизи Северной группы вулканов на сейсмических станциях Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (КФ ФИЦ ЕГС РАН) в пунктах “Ключи” (KLY) и “Козыревск” (KZY) осуществляется регистрация градиента потенциала электрического поля атмосферы (V' ЭПА) электростатическим флюксметром типа ЭФ-4 с верхней граничной частотой 5 Гц и среднеквадратичной погрешностью измерений 5 мВ [Ефимов и др., 2013]. Данные с этих пунктов позволяют, наряду с традиционными задачами атмосферного электричества (изучение унитарной вариации, механизмы глобальной электрической цепи и т.д.), исследовать электростатическую структуру эруптивных облаков. Подробное описание действующей сети пунктов наблюдения V' ЭПА аппаратно-программного комплекса дано в работе [Akbashev et al., 2021].

Для регистрации импульсного электромагнитного излучения (ИЭИ) от грозовых разрядов

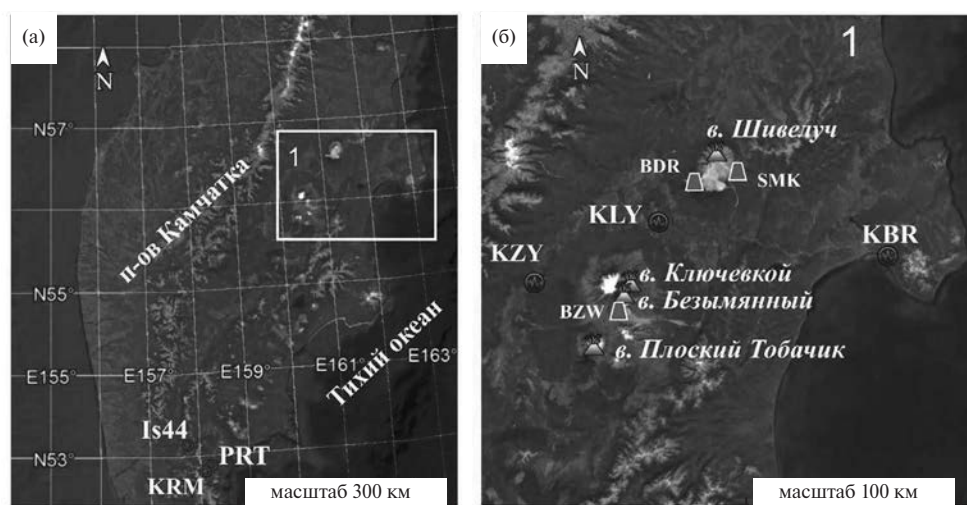


Рис. 1. Схема расположения пунктов регистрации V' ЭПА на п-ове Камчатка.

а – общий вид, б – увеличенный фрагмент схемы в районе северной группы вулканов.

KLY – пос. Ключи, KZY – пос. Козыревск, KBR – пос. Крутоберегово, IS44 – инфразвуковая станция, PRT – обсерватория ИКИР ДВО РАН, KRM – обсерватория ИКИР ДВО РАН.

в Институте космических исследований и распространения волн (ИКИР) ДВО РАН был создан пеленгатор очень низких частот (ОНЧ-пеленгатор, $f \approx 0.5\text{--}60$ кГц). Описание программно-аппаратного комплекса для регистрации ИЭИ дано в работе [Druzhin et al., 2019]. Помимо ОНЧ-пеленгатора, расположенного на станции наблюдений “Карымшина” (KRM) (см. рис. 1), ИКИР ДВО РАН ведет регистрацию ИЭИ в обсерватории “Паратунка” (см. рис. 1) с временной точностью до нескольких микро-секунд от вулканических молний с помощью сегмента мировой сети определения координат грозных разрядов World Wide Lightning Location Network (WWLLN) [Dowden et al., 2002], которая дает отличный результат для мониторинга распространения эруптивных облаков в случае оптимального расположения пунктов сети. В качестве основного источника информации в данной работе используются данные сети пунктов градиента потенциала электрического поля атмосферы и ОНЧ-пеленгатора ИКИР ДВО РАН.

Селекция сигналов в записях V' ЭПА от эруптивных облаков выполнялась на основании комплексирования данных геофизического контроля, выполняемого в КФ ФИЦ ЕГС РАН: сейсмического, инфразвукового, видеомониторинга. При анализе в работе использовались спутниковые наблюдения активности вулканов Камчатки и данные баллонного зондирования с привлечением метеоданных и данных регистрации гроз. Комплексный анализ данных позволил восстановить кинематические параметры распространения эруптивных облаков на момент регистрации откликов V' ЭПА [Фирстов и др., 2017, 2019, 2020; Akbashev et al., 2018].

ОТКЛИК ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ НА ЭРУПТИВНЫЕ ОБЛАКА ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ

Вулкан Шивелуч – самый северный из действующих вулканов Камчатки ($56^{\circ}47'$ с.ш., $157^{\circ}56'$ в.д.) с высотой экструзивного купола 2500 м над уровнем моря (н.у.м.). В последние десятилетия его активность обусловлена медленным выжиманием магмы и формированием купола. При достижении критических значений давления и температуры возникают сильные эксплозивные извержения. Для некоторых из них эруптивное облако достигает высоты тропопаузы (~ 10 км н.у.м.), а в поселках Ключи и Козыревск выпадает пепел. За период наблюдений 2013–2018 гг. в KZY, KLY зарегистрировано 4 отклика в вариациях V' ЭПА (табл. 1), связанных с движением эруптивных облаков, сформированных в результате эксплозивных извержений вулкана Шивелуч. Анализ этих событий представлен в работах [Фирстов и др., 2017, 2019, 2020].

Рассмотрим подробно события Ш-1 и Ш-3 (см. табл. 1).

Извержение 16 ноября 2014 г.

Все эксплозивные извержения вулкана Шивелуч сопровождаются сейсмическими сигналами, которые регистрируются сетью радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС) КФ ФИЦ ЕГС РАН. По этим данным (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>) во время извержения 16 ноября 2014 г. высота эруптивной колоны составила 12 км н.у.м., такая оценка дана по интенсивности сейсмического сигнала [Близнецов, 2015]. На сейсмических записях

Таблица 1. Параметры откликов V' ЭПА, зарегистрированных от эруптивных облаков извержений вулкана Шивелуч

Событие	Дата	t_0	KZY			KLY			
			полярность	V' , кВ/м	Δt , мин	полярность	V' , кВ/м	Δt , мин	δ , г/м ²
Ш-1	16.11.2014	10:17:55	+	0.17	85	Пункт не работал			
Ш-2	16.12.2016	22:31:32	Облако прошло мимо			–	–0.125	51	20
Ш-3	14.06.2017	16:26:37	+	2	360	– / +	–5.9 / +4.8	40 / 34	~300
Ш-4	30.12.2018	00:34:46	Пункт не работал			–	–0.59	90	80

сейсмостанции BDR выделяется сигнал с максимальной скоростью смещения грунта на всех трех сейсмометрах (N-S, W-E, Z) более 40 мкм/с в течение 13 мин. На рис. 2а показан фрагмент регистрации эксплозивного землетрясения на вертикальной составляющей скорости смещения грунта. Время вступления сейсмического сигнала можно рассматривать как время начала эксплозивного извержения с точностью до секунды — $t_0 \approx 10:17:55$.

Представление о конфигурации сформировавшегося эруптивного облака дает спутниковый снимок (Landsat 8), полученный через 22 мин после начала извержения (см. рис. 2б). Головная часть эруптивного облака близка к окружности диаметром ~ 30 км и существенно нагружена пеплом (темная окраска). По данным баллонного зондирования атмосферы (метеостанция в п. Ключи Камчатского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды) (<http://www.esrl.noaa.gov/raobs/intl/intl2000.wmo>) на 12 ч 00 мин 16 ноября 2014 г. были построены температурная

и ветровая стратификация до высоты 25 км. Температурная стратификация (профиль температуры) на высотах 9–10 и 12 км имеет две инверсии (см. рис. 2в), на этих высотах скорость ветра равна 11 м/с и 17 м/с (см. рис. 2г) северного и северо-восточного направления с азимутом 50° и 80° соответственно (см. рис. 2д). Высота нижней температурной инверсии соответствует высоте тропопавзы, характерной для Камчатки в осенне-зимний период.

Развитие эруптивного облака также прослеживается молниевыми разрядами, возникшими при его формировании и движении. Сетью WWLLN было зарегистрировано семь разрядов, время и координаты которых приведены в табл. 2. На интервале 25–40 с после начала извержения зарегистрировано три разряда вблизи эруптивного центра, которые, по-видимому, сопровождали подъем и формирование эруптивной колонны. Следующие три разряда произошли почти одновременно через 8.5 мин, предположительно, на фронте сносимого ветром эруптивного облака при его

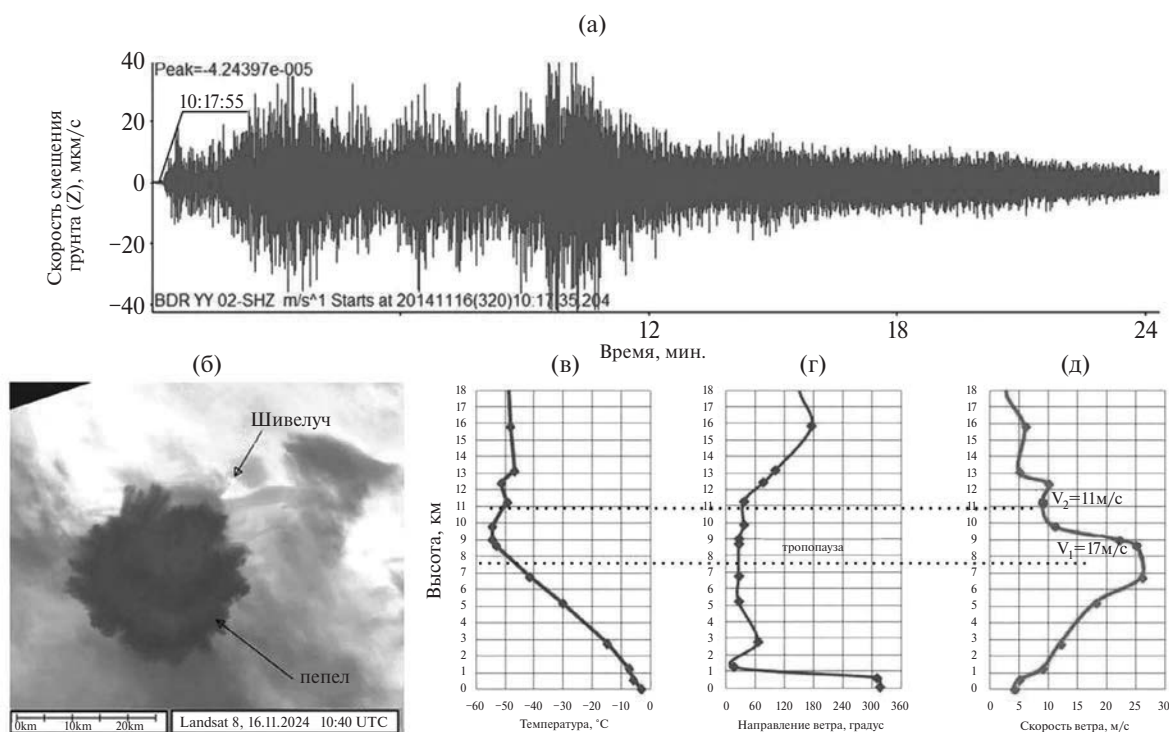


Рис. 2. Данные мониторинга эксплозивного извержения и распространения эруптивного облака.

а — вертикальная компонента скорости колебания грунта сейсмического сигнала на BDR, сопровождавшего эксплозивное извержение 16.11.2014 г. вулкана Шивелуч; б — спутниковый снимок (Landsat 8) эруптивного облака эксплозивного извержения вулкана Шивелуч, выполненный в 10:40 16.11.2014 г.; в — данные метеорологической обсерватории «Ключи» на 12:00 16 ноября 2014 г.: стратификация температуры; г — направления ветра; д — скорости ветра.

Таблица 2. Хронология развития эруптивного облака от эксплозии вулкана Шивелуч 16 ноября 2014 г.

№	Событие	Время	φ, с.ш.	λ, в.д.	R, км	v, м/с
1	Приход сейсмической волны на BDR	10:17:55.3				
2	Разряды от вулканических молний	10:19:16.1	56.58	161.31	2.7	
3		10:19:26.7	56.67	161.38	4.5	
4		10:19:33.8	56.82	161.31	8.9	
5		10:26:22.6	56.56	161.23	10.9	
6		10:26:22.6	56.60	161.17	10.8	
7		10:26:22.6	56.64	161.13	11.9	
8		10:36:10.2	56.53	161.31	20.5	18.7
9	Спутниковый снимок-1	10:40				
10	Отклик в вариация V' ЭПА на станции KZY	12:04	1 фронт		113.0	17.7
11		13:10	2 фронт		113.0	10.9

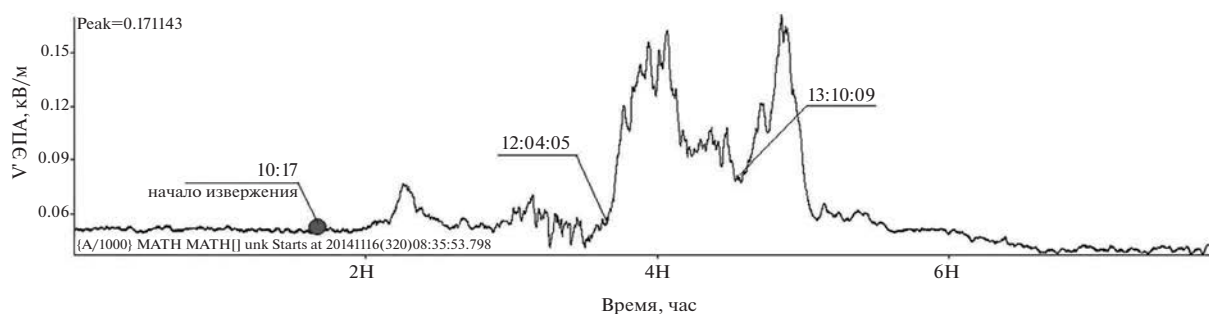
соприкосновении с более холодной облачной структурой. Последний разряд зарегистрирован через 17 мин на расстоянии 20.5 км от кратера.

В пункте KZY перед извержением фоновое значение V' ЭПА было относительно спокойное и составляло >0.06 кВ/м (рис. 3). В 10 ч 45 мин видны первые слабые вариации V' ЭПА, а почти через два часа после извержения на записи V' ЭПА выделяются четкие вступления двух аномалий (12 ч 04 мин и 13 ч 10 мин) общей длительностью около 90 мин, когда в максимуме значение V' ЭПА достигает 0.17 кВ/м. Также видно, что перед хорошо выраженными положительными аномалиями V' ЭПА в течение 78 мин наблюдаются более “высокочастотные” колебания с амплитудой ~ 0.01 кВ/м. Сами аномалии также осложнены “высокочастотными” колебаниями. Такая структура сигнала свидетельствует о сложном распределении объемной плотности электростатического заряда

в эруптивном облаке, при этом в электростатической структуре эруптивного облака на момент регистрации преобладающим зарядом является положительный.

С использованием разности времен между t_0 и временами прихода вступлений обоих аномалий V' ЭПА получены оценки скорости движения эруптивного облака, которые составили 17.7 м/с и 10.9 м/с соответственно. Совпадение скоростей распространения аэроэлектрических структур со скоростями ветра на определенных высотах указывает на то, что распространение эруптивного облака от извержения вулкана Шивелуч 16.11.2014 г. могло происходить на двух высотах 8–10 и 12 км.

На основании комплексного анализа данных были восстановлены кинематические параметры распространения эруптивного облака. Эти данные позволили оценить электростатический заряд для обеих частей эруптивного облака по формуле: $Q = V' \cdot (2\pi\epsilon_0 R_{\min}^3 / z)$ [Чернева,

**Рис. 3.** Фрагменты записи градиента потенциала электрического поля в KZY при распространении эруптивного облака от извержения в Шивелуч 16.11.2014 г.

2007], где ε_0 — диэлектрическая постоянная, $R_{\min} = 25$ км — минимальное расстояние от регистратора до горизонтальной проекции траектории эруптивного облака, $z = 10$ (12) км — высота распространения эруптивного облака. Заряд эруптивного облака оценен в 17.7 Кл и 23.8 Кл соответственно.

Извержение 14 июня 2017 г.

Во время этого эксплозивного извержения, по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>), высота эруптивной колоны, оцененная по интенсивности сейсмического сигнала [Близнецов, Сеньюков, 2015], составила ~12 км. На SMK эксплозивное землетрясение, сопровождавшее это извержение, имело длительность около 10 мин. Ограниченная динамическим диапазоном аппаратура не позволила зарегистрировать максимальную амплитуду скорости смещения грунта, но можно говорить, что ее амплитуда превысила $A_{\max} > 40$ мкм/с. На рис. 4а показан фрагмент записи скорости смещения грунта вертикальной компоненты.

Данное извержение сопровождалось воздушной ударной волной, которая с расстоянием эволюционировала в инфразвуковую и была зарегистрирована всеми микробарографическими приборами на п-ове Камчатка (рис. 5). Время задержки акустического сигнала относительно сейсмического сигнала на SMK, который можно считать началом извержения, для KLY составило 2.19 мин, а для KZY — 5.28 мин. На IS44 выделяются два прихода отдельных групп инфразвуковых волн, связанных с распространением звукового луча в стратосферном и тропосферном волноводах.

На спутниковых снимках (HIMAWARI-8, данные Regional and Mesoscale Meteorology Branch NOAA/NESDIS, <http://rammb.cira.colostate.edu/>) видно, что через 34 мин после извержения сформировалось почти круговое эруптивное облако диаметром ~70 км на высоте 9 км (см. рис. 5б). Далее, согласно ветровой стратификации, эруптивное облако стало двигаться к пос. Ключи со скоростью 12 м/с (см. рис. 5б, 5в, 5г). Формирование эруптивного облака в первые минуты после начала эксплозивного извержения зафиксировано на станции KLY видеокамерой комплекса геофизического

мониторинга активности вулкана Шивелуч (см. рис. 5д).

Почти через час эруптивное облако достигло пос. Ключи, где выпало 100 г/м² пепла, после чего продолжило движение по направлению к Ключевскому вулкану (см. рис. 5е, 5ж). В 21:33 достигло пос. Козыревск, где наблюдалось слабое выпадение мелкодисперсного пепла.

По данным ОНЧ-пеленгатора формирования эруптивного облака сопровождалось ИЭИ, о чем свидетельствует азимут регистрируемых ИЭИ (рис. 6а), и показана динамика скорости счета ИЭИ в минутном интервале (см. рис. 6б). Определена длительность вулканической грозы, которая составила 13 мин [Малкин и др., 2023], максимальное значение скорости счета составило 75 имп./мин, азимут регистрируемых ИЭИ направлен на вулкан Шивелуч $25.6^\circ[\pm]10^\circ$.

Удачное сочетание условий хорошей погоды и направления ветра при извержении 14 июня 2017 г. позволили зарегистрировать отклик V'' ЭПА при распространении эруптивного облака над поселками Ключи и Козыревск.

С 17:40 на KLY началось уменьшение V'' ЭПА до -6 кВ/м, которое затем сменилось резким увеличением V'' ЭПА до $+5$ кВ/м (см. рис. 6в). Анализ данных спутникового мониторинга, видеонаблюдения и данных V'' ЭПА показал, что при приближении эруптивного облака к KLY регистрировалось отрицательное возмущение V'' ЭПА, которое отражает суммарное электростатическое поле, наведенное на KLY от его электростатической структуры, что свидетельствует о преобладающем отрицательном заряде в нем. В момент прохождения эруптивного облака над KLY с выпадением более крупных частиц пепла регистрировалось положительное возмущение в V'' ЭПА, что свидетельствует об объемном положительном заряде, который локализован в нижней области эруптивного облака.

На основании известных параметров распространения обеих частей эруптивного облака ($R = 0$ км, $h_1 = 5.7$ км, $h_2 = 4.1$ км) дана оценка их объемных электростатических зарядов, который составил -26 Кл для верхней области и 15 Кл для нижней области.

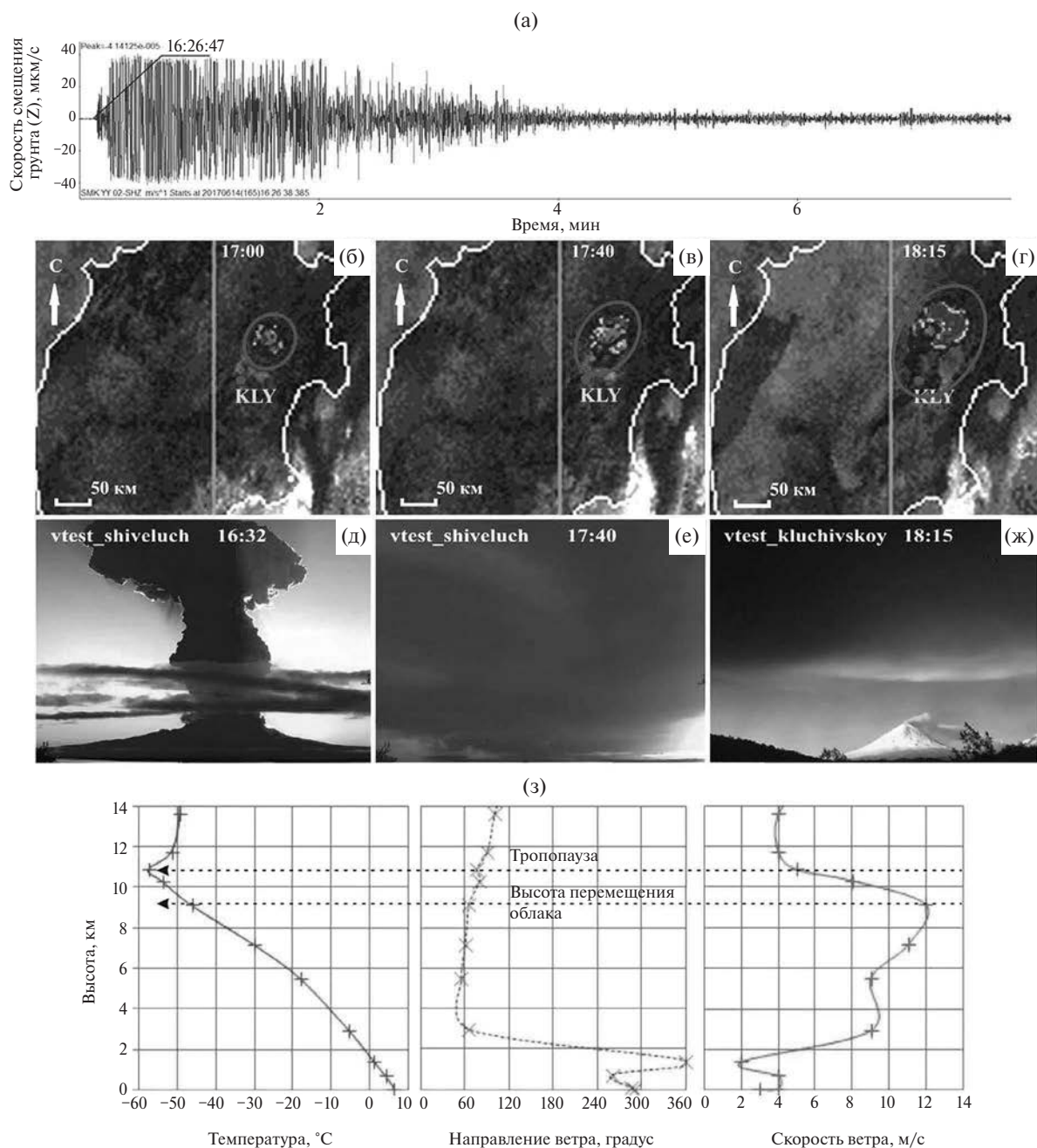


Рис. 4. Данные мониторинга взрывного извержения и распространения эруптивного облака.

а – вертикальная компонента скорости смещения грунта сейсмического сигнала на SMK, сопровождавшего explosive землетрясение 14.06.2017 г. в. Шивелуч; б, в, г – распространение эруптивного облака от извержения в. Шивелуч 14.06.2017 г.: в 16:26 по данным спутниковых снимков HIMAWARI-8 (<http://rammb.cira.colostate.edu>); д, е, ж – развитие эруптивного облака, зафиксированное видеокамерой в KLY; з – температурная и ветровая стратификации атмосферы по данным баллонного зондирования в KLY.

Почти через 5 ч эруптивное облако достигло пос. Козыревск, где отмечалось выпадение незначительного количества мелкодисперсного пепла. Флюксметром KZY был зарегистрирован отклик 9 (см. рис. 6г) положительной полярности длительностью более 6 ч, с максимальной амплитудой сигнала 2 кВ/м. Характеристика

отклика свидетельствует о сильно растянутой структуре по направлению движения с преобладающим положительным зарядом. При этом изрезанный характер сигнала V' ЭПА свидетельствует о том, что пепловый шлейф имеет сильно неоднородную электростатическую структуру с разными плотностями зарядов в нем.

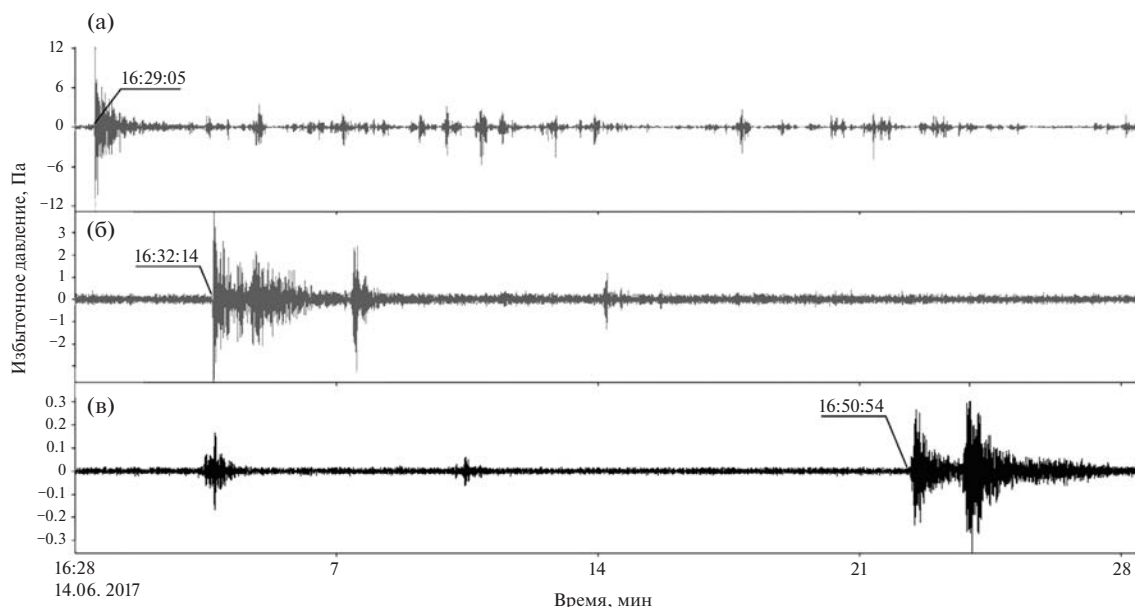


Рис. 5. Запись воздушной волны, сопровождавшей извержение 14.06.2017 г., на акустических станциях (а — KLY; б — KZY; в — IS44).

ОТКЛИК ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ ОТ ЭРУПТИВНЫХ ОБЛАКОВ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ

Один из наиболее активных вулканов мира — Безымянный (55.98° N, 160.59° E, высота 2869 м н.у.м.) расположен в центральной части Ключевской группы вулканов на п-ове Камчатка (см. рис. 1).

За период наблюдений 2013–2022 гг. в KLY зарегистрировано 2 отклика в вариациях I'' ЭПА (табл. 3), связанных с распространением эруптивных облаков от мощных эксплозивных извержений вулкана Безымянный [Firstov, 2021].

Извержение вулкана Безымянный 20 декабря 2017 г.

Во время этого эксплозивного извержения, по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>), высота эруптивного облака, оцененная по интенсивности сейсмического сигнала [Близнецов, Сеньюков, 2015], составила ~15 км.

Из записей ВЗВ эксплозивного землетрясения, возникшего во время извержения, следует, что извержение началось в 3:39:24 20.12.2017. В первые ~5 мин интенсивность сейсмического

сигнала плавно нарастала, после чего уровень сигнала резко возрос и в течение дальнейших 4 мин превышал динамический диапазон аппаратуры — $A_{\max} > 40$ мкм/с. По-видимому, в этот период началось извержение плинианского типа с мощным выбросом пепло-газовой смеси в атмосферу (рис. 7а). Затем амплитуда сигнала уменьшилась и почти ~5 мин сохранялась квазипостоянной с дальнейшим спадом до фона через 10 мин.

Согласно данным баллонного зондирования (см. рис. 7г, 7д, 7е), выполненного на метеостанции Камчатского УГМС в пос. Ключи на 00:00 20.12.2017 г., направление ветра на высоте 6–16 км сохраняло близкое значение ($\sim 220^{\circ}$) при значительных вариациях его скорости от 10 до 30 м/с. Направление и скорость распространения эруптивного облака хорошо прослеживается на спутниковых снимках Himawari-8 (<http://dvrcpod.planeta.smlab.ru/animation/1513757110.gif>). По данным [Girina et al., 2018] площадь территории, над которой распространялось облако, составила ~78 000 км² (см. рис. 7в). Масса тефры этого извержения, отложившаяся на суше, по модельным расчетам составила $\sim 3 \cdot 10^7$ т (объем ~ 0.023 км³); протяженность отложений пирокластических потоков составила 6 км, грязевых потоков — до 18 км. При попадании пирокластических потоков в зону торможения возникали вторичные эруптивные облака. Этот

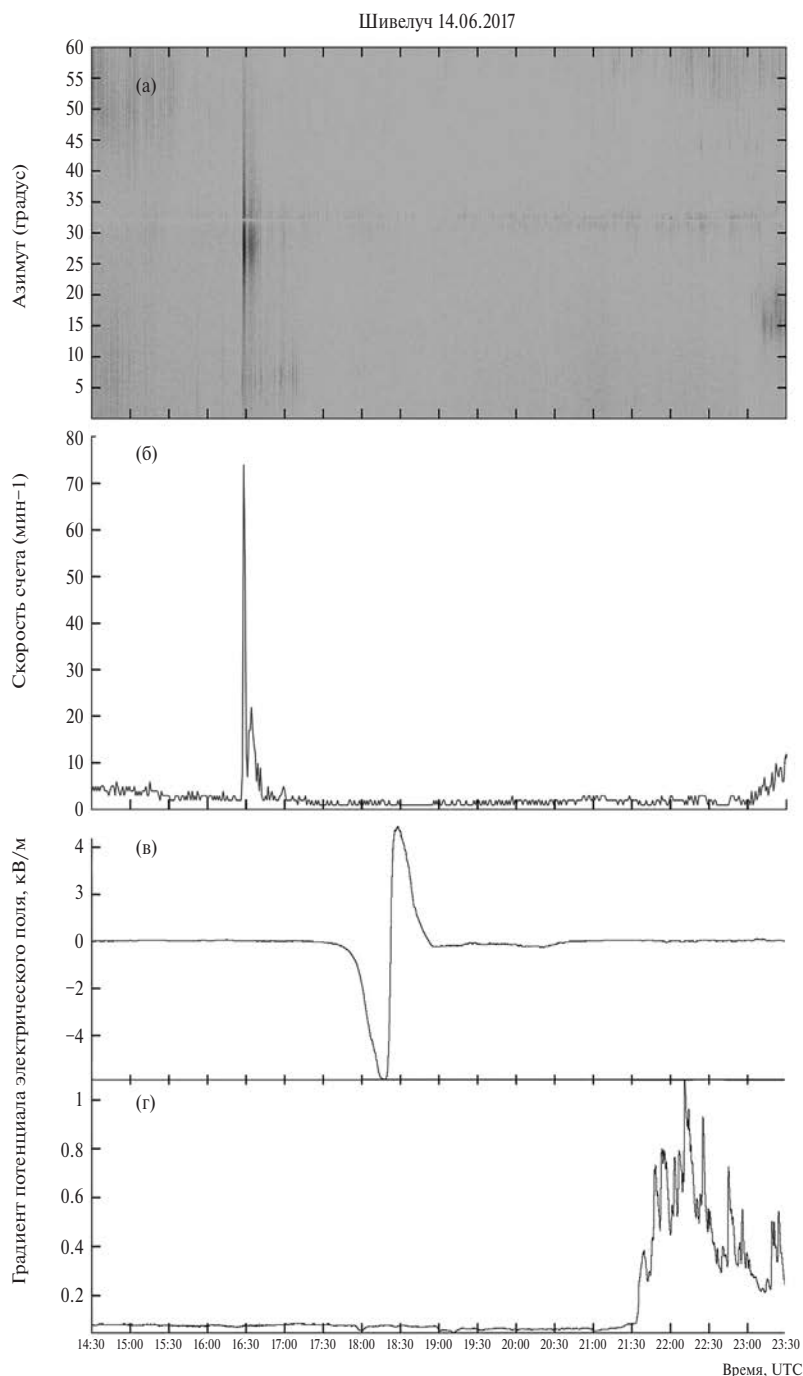


Рис. 6. Данные регистрации электромагнитных возмущений, сопровождающих извержение в. Шивелуч 14.06. 2017 г.

а — азимут прихода ИЭИ; б — скорость счета ИЭИ в минутных интервалах; в — фрагменты записи градиента потенциала электрического поля атмосферы в KLY; г — фрагменты записи градиента потенциала электрического поля атмосферы в KZY.

процесс способствовал созданию многоярусности эруптивного облака.

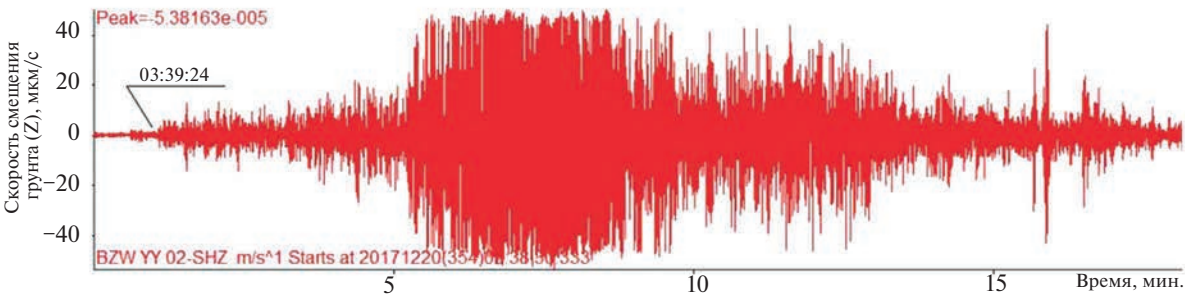
По данным ОНЧ-пеленгатора формирование эруптивного облака сопровождалось ИЭИ, о чем свидетельствует азимут регистрируемых

ИЭИ (рис. 8а). На рис. 8б показана динамика скорости счета ИЭИ в минутном интервале. Определена длительность вулканической грозы, которая составила 45 мин [Малкин и др., 2023], максимальное значение скорости счета

Таблица 3. Параметры откликов V'' ЭПА, зарегистрированных от эруптивных облаков извержений вулкана Безымянный

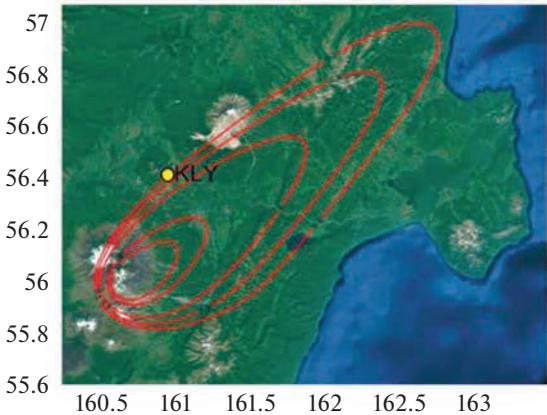
Событие	Дата	t_0	KLY				
			полярность	V' , кВ/м		Δt , мин	
Б-1	20.05.2017	3:39:24	—	−0.09	−0.08	20	90
Б-2	15.03.2022	12:51:19	+	1.3		75	пепел не выпадал

(а)



(б)

(в)



(г)

(д)

(е)

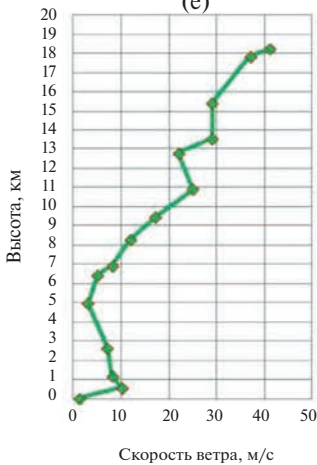
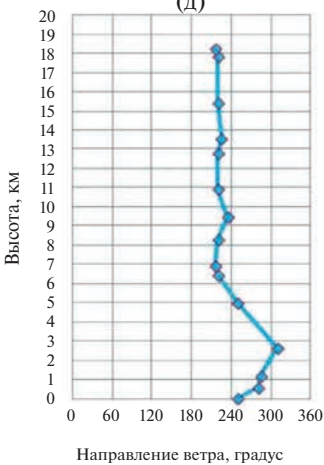
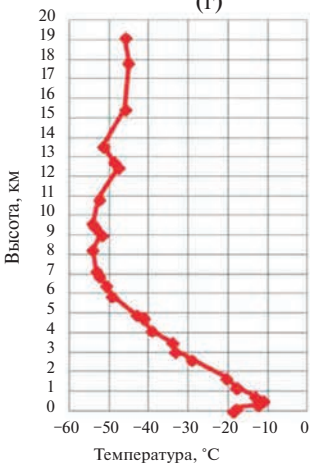


Рис. 7. Данные мониторинга эксплозивного извержения и распространения эруптивного облака. а – вертикальная компонента скорости смещения грунта сейсмического сигнала на BZW, сопровождавшего эксплозивное землетрясение 20.12.2017 г. вулкана Безымянный; б – фотография из KZY эруптивного облака на момент времени 03:59; в – расчетные изопакиты для отложений пирокластики извержения 20.12.2017, по [Girina et al., 2018]; г, д, е – температурная и ветровая стратификации атмосферы по данным баллонного зондирования в KLY 00:00 20.12.2017 г.

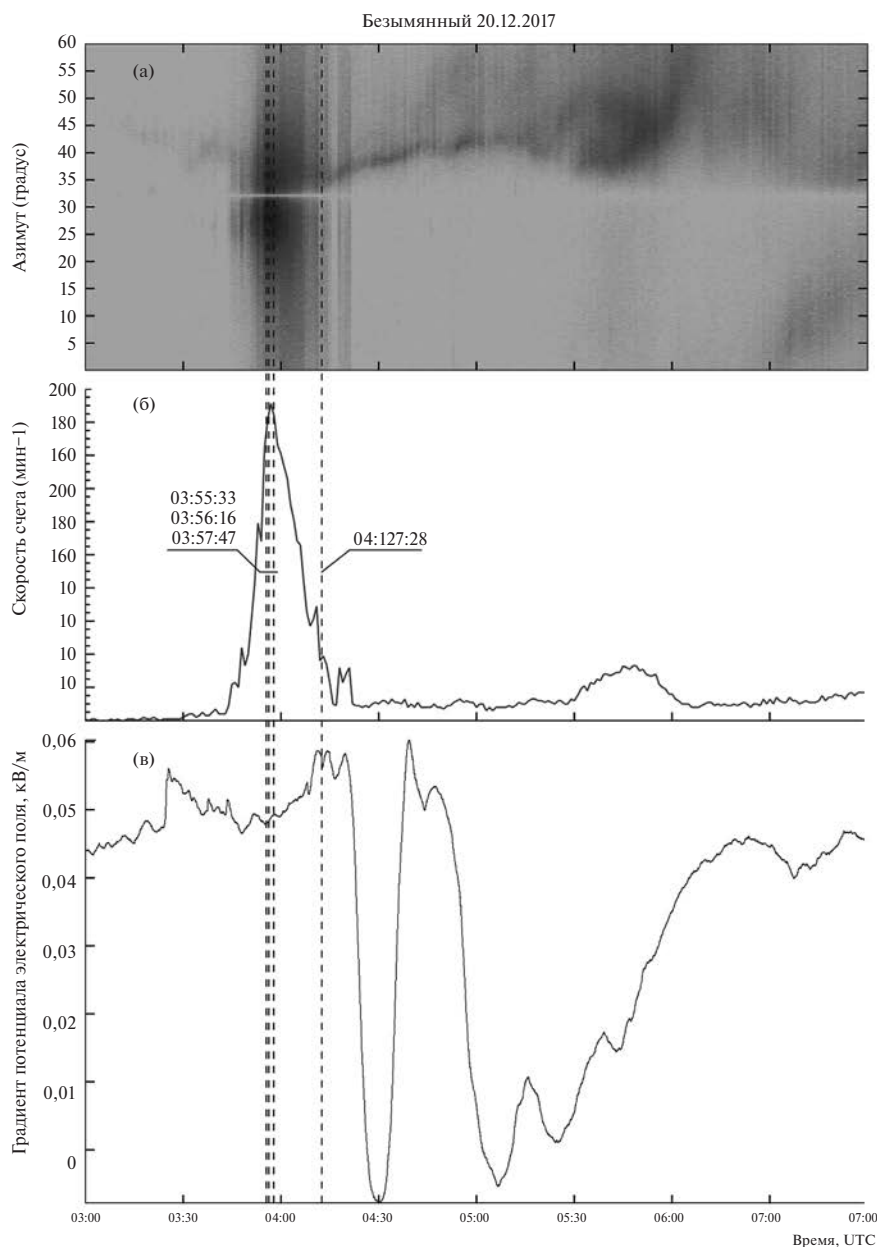


Рис. 8. Данные регистрации электромагнитных возмущений, сопровождающих извержение в. Безымянный 20.12.2017 г.

а – азимут прихода ИЭИ; б – скорость счета ИЭИ в минутных интервалах; в – фрагменты записи градиента потенциала электрического поля атмосферы в KLY. Пунктирной линией показаны моменты разрядов молний, зарегистрированные сетью WWLLN.

составило 195 имп./мин, азимут регистрируемых ИЭИ направлен на вулкан Безымянный $32.5^\circ[\pm]10^\circ$.

Ось пеплопада прошла в ~ 20 км от KLY (см. рис. 7в), пепел в пункте наблюдения не выпадал. Условия хорошей погоды позволили зарегистрировать электростатическим флюксметром отклик в вариация V' ЭПА от эруптивного облака

общей длительностью около двух часов. Отклик состоял из двух бухтообразных сигналов отрицательной полярности с амплитудой 0.06 кВ/м и 0.05 кВ/м длительностью 20 и 90 мин (см. рис. 8в). Распространение эруптивного облака на разных высотах под действием ветра происходило с разной скоростью, что было зафиксировано в поле V' ЭПА. Согласно стратификации атмосферы, первый

ярус облаков распространялся на высоте ~ 13 км со скоростью ~ 20 м/с, а второй — на 8 км со скоростью распространения ~ 10 –12 м/с. Такие параметры распространения соответствуют времени начала откликов в вариациях V' ЭПА.

Для данного события эруптивное облако распространялось в стороне относительно пункта регистрации, пепел в KLY не выпадал. Поэтому зарегистрированный отклик с отрицательным возмущением отражает суммарное электростатическое поле, наведенное на KLY от всей электростатической структуры эруптивного облака, что свидетельствует о преобладающем отрицательном заряде в нем на момент регистрации отклика.

На основании известных параметров распространения обеих частей эруптивного облака ($R = 20$ км, $h_1 = 13$ км, $h_2 = 8$ км) оценен их объемный электростатический заряд, который составил -9 и -7.5 Кл соответственно.

Извержение вулкана Безымянный 15 марта 2022 г.

По данным сейсмостанции BZW, на которой зарегистрировано эксплозивное землетрясение, следует, что извержение началось в 12:51:19 (рис. 9а). Максимальная высота эруптивного облака оценена в ~ 11 км н.у.м.

В этом случае верхняя область эруптивного облака распространялась преимущественно в северном направлении (180 – 210°) в соответствии с ветровой стратификацией на высоте 10 – 11 км со скоростью 5 – 8 м/с (см. рис. 9е, 9ж), его нижняя область распространялась на высоте 6 – 10 км в север-северо-западном направлении (150°) со скоростью 9 – 12 м/с. По данным Японского метеорологического агентства (http://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/vaac_list.html) на спутниковых снимках (Himawari-8) хорошо прослеживается развитие верхней и нижней областей эруптивного облака, их распространение согласно ветровой стратификации атмосферы (см. рис. 9б, 9в, 9г, 9е, 9ж). Таким образом, в этом случае над KLY распространялась верхняя область эруптивного облака на высоте тропопаузы и выше (см. рис. 9в, 9г).

Благодаря неоднородной стратификации атмосферы в момент извержения, эруптивное

облако оказалось растянутым, с наблюдаемым азимутальным угловым размером в 22.5° относительно станции “Карымшино” (KRM) (см. рис. 1), где расположен пеленгатор ИЭИ, работающий в диапазоне очень низких частот (ОНЧ) [Firstov et al., 2020; Malkin et al., 2021]. Анализ данных ОНЧ-пеленгатора подтвердил наличие грозового очага в азимутальных углах от 8.2° до 27° (рис. 10а). При этом максимальная скорость счета составила 36 имп./мин (см. рис. 10б), общее количество зарегистрированных импульсов — 1138. Азимут прихода импульсного излучения (см. рис. 10а) для всех импульсов в первой фазе грозы составил $23.6^\circ \pm 0.4^\circ$, что совпадает с азимутальным направлением на сам вулкан. Максимальная интенсивность разрядов наблюдалась по прошествии 17 мин после начала извержения с азимутом $\sim 17^\circ$. При анализе начальных фаз зарегистрированных импульсов было выяснено, что пеленг положительных молний в динамике развития грозы монотонно смещался с уменьшением азимута (последний положительный импульс имел азимут 8.2°), в то время как отрицательные молнии фиксировались во всех азимутальных углах, обозначенных выше. Азимут прихода положительных импульсов свидетельствует о том, что верхняя часть сформированного эруптивного облака, распространявшаяся в северном направлении, проходила над пунктом KLY (см. рис. 1), что также свидетельствует о положительном объемном заряде этой части эруптивного облака.

В период времени с 13:30 до 14:30 в вариациях V' ЭПА был зарегистрирован отклик с положительным возмущением (см. рис. 10в), который отражает суммарное электростатическое поле, наведенное на KLY от верхней области эруптивного облака, что также свидетельствует о преобладающем в нем положительном заряде на момент регистрации отклика.

На основании комплексного анализа данных были восстановлены кинематические параметры распространения эруптивного облака. С учетом минимального расстояния от регистратора до горизонтальной проекции траектории эруптивного облака $R_{\min} = 0$ км и высотой его распространения $h = 11$ км, заряд эруптивного облака оценен в $+12.2$ Кл.

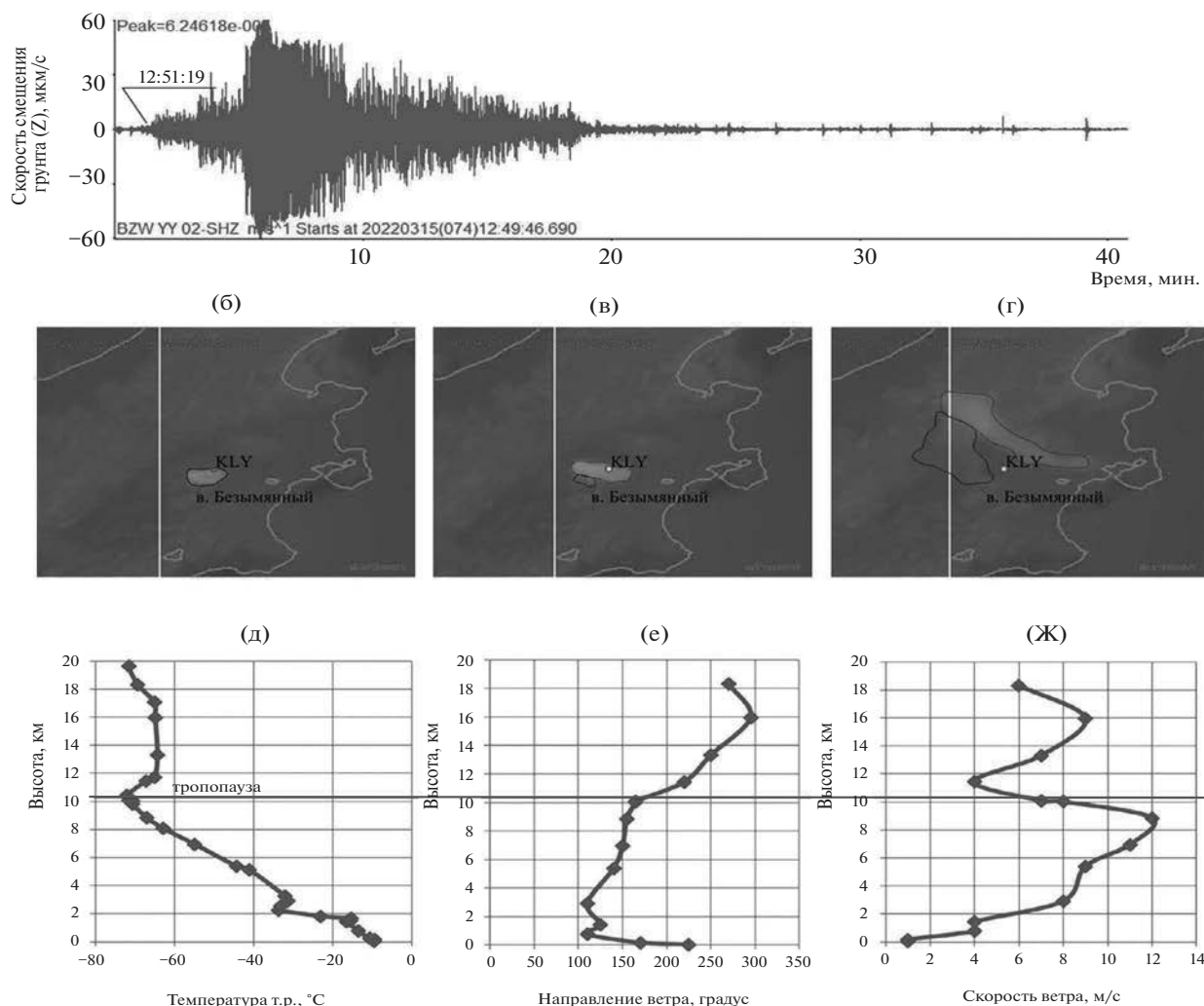


Рис. 9. Данные мониторинга эксплозивного извержения и распространения эруптивного облака.

а – вертикальная компонента скорости смещения грунта сейсмического сигнала на BZW, сопровождавшего эксплозивное землетрясение 15.03.2022 г. в. Безымянный; б, в, г – стадии распространения эруптивного облака по данным спутниковых снимков HIMAWARI-8 (<http://rammb.cira.colostate.edu>): развитие эруптивного облака на 13:00 (б), 14:00 (в), 17:00 (г); д – данные высотного зондирования пос. Ключи 15.03.2022 12:00: температурная стратификация атмосферы; е, ж – ветровая стратификация атмосферы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании результатов натурных наблюдений градиента потенциала электрического поля атмосферы (V' ЭПА) на вулкане Сакурадзима (Япония) во время его извержения в 1991 г. [Lane, Gilbert, 1992] и в 1995 г. [Miura et al., 2002], а также на Большом трещинном Толбачинском извержении (БТТИ) в июле–октябре 1975 г. (п-ов Камчатка, Россия) [Руленко, Токарев, 1979] были предложены феноменологические схемы разделения объемных зарядов во время формирования

эруптивной колонны и при распространении эруптивного облака (рис. 11).

В этих работах распределение зарядов в эруптивном облаке объяснялось эоловой дифференциацией и седиментацией продуктов извержения в гравитационном поле. Такое распределение зарядов под влиянием условий ветровой стратификации атмосферы и в условиях гравитационного поля согласуются с известной феноменологической особенностью трибоэлектризации – биполярного заряжения частиц в зависимости от их размера (size-dependent bipolar charging (SDBC)), при этом

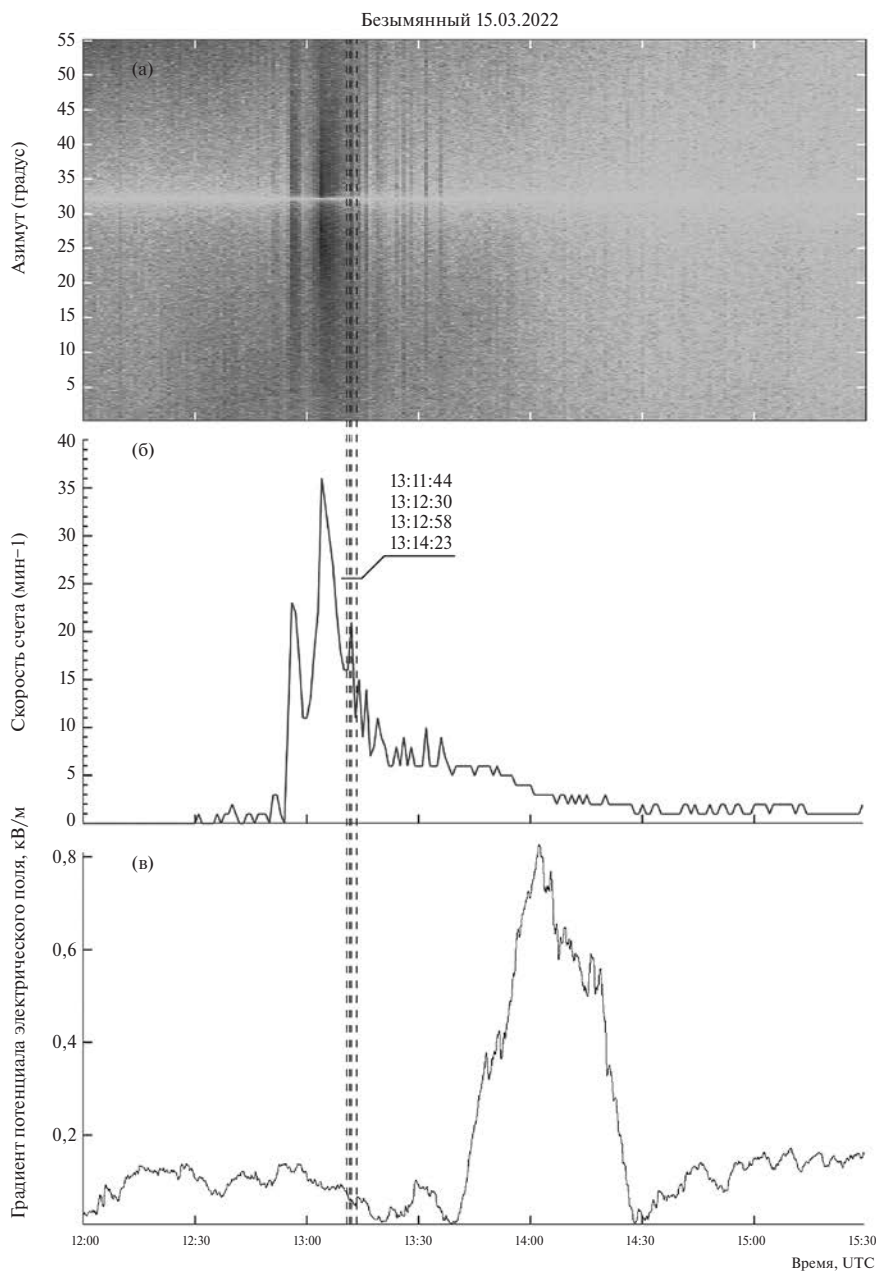


Рис. 10. Данные регистрации электромагнитных возмущений, сопровождающих извержение в. Безымянный 15.03.2022 г.

а – азимут прихода ИЭИ; б – скорость счета ИЭИ в минутных интервалах; в – фрагменты записи градиента потенциала электрического поля атмосферы в KLY. Пунктирной линией показаны моменты разрядов молний, зарегистрированные сетью WWLLN.

отрицательный заряд характерен для мелких частиц, а положительный – для более крупных [Mendez et al., 2021; Lacks, Levandovsky, 2007; Alois et al., 2017].

Анализ данных геофизического мониторинга активности вулканов, спутникового мониторинга, данных баллонного зондирования

атмосферы, данных регистрации гроз (ИКИР ДВО РАН) позволил восстановить кинематические параметры распространения верхней и нижней областей эруптивного облака в атмосфере от извержений вулканов Шивелуч и Безымянный. Это позволило установить взаимосвязь зарегистрированного отклика с объемными электростатическими

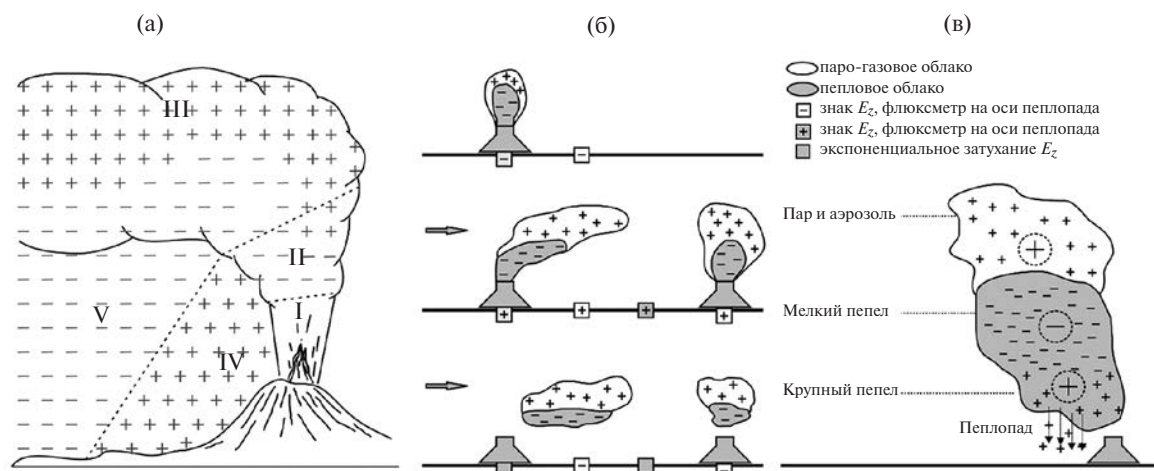


Рис. 11. Феноменологические схемы разделения заряда в эруптивно облаке: в ближней зоне от кратера вулкана [Руленко, 1994] (а); схемы разделения заряда при формировании вулканического шлейфа под действием ветра, согласно [Lane, Gilbert, 1992] (б); разделение зарядов в эруптивных облаках на основе натурных наблюдений на вулкане Сакурадзима по [Miura et al., 2002] (в).

I – разделение зарядов под действием гравитационных сил на начальном участке при слабом ветре; II – формирование облака на автомодельном участке под действием ветра; III – шлейф в зоне плавучести; IV – область выпадения крупной фракции; V – область выпадения тephры. Представленные модели адаптированы автором.

зарядами в эруптивном облаке. На основании этих данных показано, что в эруптивном облаке для эксплозий вулканов Шивелуч и Безымянный объемные электростатические заряды формируются по известной модели – positive/negative/positive (“P/N/P”) [Руленко, 1994; Miura, 2002]. Согласно модели, основной заряд в эруптивном облаке – отрицательный, который переносится мелким пеплом и локализован в его средней области. Положительный электростатический заряд формируется в нижней и верхней областях. В нижней области этот заряд переносится наиболее крупным пеплом, в верхней – аэрозолем и газом.

О преобладающем отрицательном заряде в эруптивных облаках вулканов Шивелуч и Безымянный могут свидетельствовать два события, которые рассмотрены в статье: 1) для вулкана Шивелуч – 14.07.2017 г.; 2) для вулкана Безымянный – 20.05.2017 г. Так, в первом случае при движении эруптивного облака к пункту наблюдения KLY наведенное суммарное электростатическое поле от всего облака характеризуется отрицательной полярностью в вариациях V'' ЭПА (см. рис. 6в), а положительное возмущение зарегистрировано только в тот момент времени, когда эруптивное облако проходило над пунктом наблюдения в момент выпадения пепла. Это свидетельствует о том, что в нижней

области был сформирован положительный объемный электростатический заряд. Во втором случае стратификация атмосферы была такой, что эруптивное облако распространялось в одном направлении и в стороне от пункта наблюдения KLY (см. рис. 7в), при этом был зарегистрирован сигнал V'' ЭПА с отрицательным возмущением (см. рис. 8в).

О сформированном положительном объемном электростатическом заряде в верхней части эруптивных облаках вулканов Шивелуч и Безымянный могут свидетельствовать три события, рассмотренные в статье: первые два для вулкана Шивелуч – 16.11.2014 г. и 14.07.2017 г., третье для вулкана Безымянный – 15.03.2022 г. Так в KZY, который расположен в 110 км от центра извержения (относительно вулкана Шивелуч), зарегистрированы сигналы V'' ЭПА с положительным возмущением. При этом изрезанный характер сигнала V'' ЭПА (см. рис. 3, 6г) свидетельствует о том, что пепловый шлейф имеет сильно неоднородную электростатическую структуру с разными плотностями зарядов в нем. Видимо в результате процессов эоловой и гравитационной седиментации на расстояниях более 100 км от центра извержения пепловый шлейф уже по большей части представлен аэрозолями и газами, которые на момент формирования эруптивного

облака были локализованы в верхней его области. О положительном объемном электростатическом заряде в верхней области эруптивного облака также свидетельствует положительное возмущение в вариациях градиента V'' ЭПА (см. рис. 10в), зарегистрированное в KLY (~40 км от центра извержения) при распространении эруптивного облака от эксплозии вулкана Безымянный 15.03.2022 г. В этом случае условия стратификации атмосферы были такими, что нижняя и средняя части эруптивного облака распространялись в северо-западном направлении, а верхняя часть — в северном. В результате над KLY распространялась только верхняя часть эруптивного облака.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ данных геофизического мониторинга активности вулканов, спутникового мониторинга, данных баллонного зондирования атмосферы, данных регистрации гроз (ИКИР ДВО РАН) позволил восстановить кинематические параметры распространения верхней и нижней областей эруптивного облака в атмосфере от извержений вулканов Шивелуч и Безымянный. Восстановленные условия распространения эруптивных облаков исследуемых извержений были сопоставлены с данными градиента потенциала электрического поля атмосферы, что позволило выявить соответствующие объемные электростатические заряды в эруптивном облаке. В результате показано, что в эруптивном облаке для эксплозий вулканов Шивелуч и Безымянный объемные электростатические заряды формируются по известной модели — positive/negative/positive (“P/N/P”) [Руленко, 1994; Miura, 2002]. В верхней области положительный заряд, в средней — отрицательный, в нижней — положительный.

Конфигурация объемного заряда по модели “P/N/P”, по всей видимости, формируется уже в ближней зоне от кратера вулкана за счет процесса седиментации продуктов извержения в гравитационном поле. Однако для подтверждения необходимы дополнительные экспериментальные работы в ближней зоне от кратера вулканов. Следует отметить, что приведенная модель формирования объемных униполярных зарядов в эруптивном облаке

согласуется с известной феноменологической особенностью трибоэлектризации — биполярного заряжения частиц в зависимости от их размера (SDBC), при этом отрицательный заряд характерен для мелких частиц, а положительный — для более крупных [Mendez et al., 2021].

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 22-17-00125 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/>), а также при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00682-24) 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

- Близнецов В.Е., Сеньюков С.Л. Программа ADAP для автоматического выделения пепловых выбросов и расчета их высоты по сейсмологическим данным // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 1. С. 46–59.
- Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др. Активность вулканов Камчатки и Северных Курил в 2016 г. по данным KVERT // Материалы XX региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 8–10.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955–1963 г. М.: Наука, 1965. 170 с.
- Ефимов В.А., Орешкин Д.М., Фирстов П.П. и др. Применение электростатического флюксметра

ЭФ-4 для исследований геодинамических процессов // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49. № 4. С. 35–46.

Малкин Е.И., Чернева В.И., Махлай Д.О. и др. Дис-танционные методы наблюдений за извержения-ми вулканов Шивелуч и Безымянный // Вестник КРАУНЦ. Сер.: Физ.-мат. науки. 2023. Т. 43. № 2. С. 141–165. ISSN 2079-6641. <https://doi.org/10.26117/2079-6641-2023-43-2-141-165>

Руленко О.П. Экспериментальное исследование электризации вулканических облаков / Автореф. дис. ... кандидата физ.-мат. наук. СПб., 1994. 16 с.

Руленко О.П., Климин Н.Н., Дьяконова И.И., Кирьянов В.Ю. Исследования электризации облаков, создаваемых распылением вулканического пепла // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 17–29.

Руленко О.П., Токарев П.И. Атмосферно-элект-рические эффекты Большого трещинного Толба-чинского извержения в июле–октябре 1975 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1979. № 56. С. 96–102.

Фирстов П.П., Котенко Т.А., Акбашев Р.Р. Усиление эксплозивной активности вулкана Эбеко в апреле–июне 2020 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 2. Вып. 46. С. 10–15. DOI: 10.31431/1816-5524-2020-2-46-10-15

Фирстов П.П., Акбашев Р.Р., Холзворт Р.И. др. Атмосферно-электрические эффекты во время эксплозии вулкана Шивелуч 16 ноября 2014 г. // Известия РАН. ФАО. 2017. Т. 53. № 1. С. 29–37.

Фирстов П.П., Акбашев Р.Р., Жаринов Н.А. и др. Электризация эруптивных облаков вулкана Шивелуч в зависимости от характера эксплозий // Вулканология и сейсмология. 2019. № 3. С. 49–62. <https://10.31857/S0205-96142019349-62>

Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Фирстов П.П., Бузевич А.В. Базовые модели источников вариаций вертикальной компоненты атмосферного электри-ческого поля // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып. 10. С. 60–64.

Aizawa K., Cimarrelli C., Alatorre-Ibargüengoitia M.A. et al. Physical properties of volcanic lightning: constraints from magnetotelluric and video observations at Sakurajima volcano, Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.024>

Akbashev R.R., Firstov P.P., Cherneva N.V. Recording of atmospheric electrical potential gradient in the central part of Kamchatka peninsula // E3S Web Conf. 2018. V. 62. P. 1–8. doi.org/10.1051/e3sconf/20186202013

Akbashev R.R., Firstov P.P., Budilov D.I., Zavodevkin I.A. Monitoring the Potential Gradient of the Electric Field

the Atmosphere on the Kamchatka Peninsula and on the Paramushir Island (Kuril Islands) // Conference Materials II International Scientific Conference CAMSTech-II 2021 // Advances in Materials, Systems and Technologies. 2021. Camstech-II-6016. <https://doi.org/10.1063/5.0092738>

Aplin K.L., Bennett A.J., Harrison R.G., Houghton I.M.P. Electrostatics and in situ sampling of volcanic plumes // Chapter 6 – Volcanic ash: Hazard observation and mon-itoring. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 99–113. ISBN: 978-0-081004050

Alois S., Merrison J., Iversen J.J., Sesterhenn J. Contact electrification in aerosolized monodispersed silica mic-rospheres quantified using laser based velocimetry // J. Aerosol Sci. 2017. DOI: 10.1016/j.jaerosci.2016.12.003

Aplin K.L., Houghton I.M.P., Nicoll K.A. Electrical charging of ash in Icelandic volcanic plumes // XV In-ternational Conference on Atmospheric Electricity, 15–20 June 2014, Norman, Oklahoma, U.S.A., 2014.

Arason P., Bennett A.J., Burgin L.E. Charge mechanism of volcanic lightning revealed during the 2010 eruption of Eyjafjallajökull // J. of Geophys. Res. 2011. V. 116. B00C03. <https://doi.org/10.1029/2011JB008651>

Behnke S.A., Thomas R.J., McNutt S.R. et al. Observations of volcanic lightning during the 2009 eruption of Redoubt Volcano // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 259. P. 214–234.

Behnke S., Bruning E. Changes to the turbulent kinematics of a volcanic plume inferred from lightning data: Plume turbulence and lightning // Geophys. Res. Lett. 2015. DOI: 10.1002/2015GL064199

Behnke S., Edens H., Thomas R. et al. Investigating the origin of continual radio frequency impulses during explosive volcanic eruptions // J. of Geophys. Res.: Atmospheres. 2018. DOI: 10.1002/2017JD027990

Cimarrelli C., Alatorre Ibargüengoitia M.A., Aizawa K. et al. Multiparametric observation of volcanic lightning: Sakurajima volcano, Japan // Geophys. Res. Lett. 2016. DOI: 10.1002/2015GL067445

Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2002. V. 64. № 7. P. 817–830. DOI: 10.1016/S1364-6826(02)00085-8

Druzhin G.I., Pukhov V.M., Sannikov D.V., Malkin E.I. VLF–direction finder to investigate natural radio radia-tions // VESTNIK KRAUNTS. Fiziko-matematicheskie nauki. 2019. № 27. V. 2. P. 95–104. DOI: 10.26117/2079-6641-2019-27-2-95-104

- Firstov P.P., Akbashev R.R., Malkin E.I. et al.* Atmospheric electrical effects during a strong explosive eruption of Bezymyanny volcano (Kamchatka Peninsula, Russia) on December 20, 2017 // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (EES). 2021.
- Firstov P.P., Malkin E.I., Akbashev R.R. et al.* Registration of atmospheric–electric effects from volcanic clouds on the Kamchatka Peninsula (Russia) // Atmosphere. 2020. V. 11. № 6.
http://doi.org/10.3390/atmos11060634
- Firstov P.P., Cherneva N.V., Akbashev R.R. et al.* Atmospheric-electric effects from volcano eruptions on Kamchatka peninsula (Russia) // Proc. SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2019. 1120874.
doi.org/10.1117/12.2540356
- Girina O.A., Loupian E.A., Melnikov D.V. et al.* Bezymianny volcano eruption on December 20 // Current problems in remote sensing of the Earth from Space. 2018. P. 88–99.
- James M.R., Lane S.J., Gilbert J.S.* Volcanic plume electrification – Experimental investigation of fracture charging mechanism // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B7. P. 641–649.
doi.org/10.1029/2000JB900068
- Lacks D.J., Levandovsky A.* Effect of particle size distribution on the polarity of triboelectric charging in granular insulator systems // J. of Electrostatics. 2007. V. 65. № 2. P. 107–112.
doi.org/10.1016/j.elstat.2006.07.010
- Lane S.J., Gilbert J.S.* Electric potential gradient changes during explosive activity at Sakurajima volcano, Japan // Bull. of Volcanology. 1992. V. 54. P. 590–594.
- Malkin E.I., Cherneva N.V., Firstov P.P. et al.* Dirty thunderstorms caused by volcano explosive eruptions in Kamchatka by the data of electromagnetic radiation // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2021. 946. 012015.
DOI: 10.1088/1755-1315/946/1/012015
- Mather T.A., Harrison R.G.* Electrification of volcanic plumes // Surveys in Geophysics. 2006. V. 27. P. 387–432.
- Mendez Harper J., Cimarelli C., Cigala V. et al.* Charge injection into the atmosphere by explosive volcanic eruptions through triboelectrification and fragmentation charging // Earth and Planet. Sci. Lett. 2021. V. 574.
Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X21004179>, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117162>
- Meng Z., Tianjun Zh., Wenmin M., Xiaolong Ch., Jian L., Fei L., Chaochao G.* Volcanoes and Climate: Sizing up the Impact of the Recent Hunga Tonga-Hunga Ha’apai Volcanic Eruption from a Historical Perspective // Advances in Atmospheric Sciences. 2022.
DOI: 10.1007/s00376-022-2034-1
- Miura T., Koyaguchi T., Tanaka Y.* Measurements of electric charge distribution in volcanic plumes at Sakurajima volcano Japan // Bull. of Volcanology. 2002. V. № 64. P. 75–93.
- Mueller S.B., Ayris P.M., Wadsworth F.B. et al.* Ash aggregation enhanced by deposition and redistribution of salt on volcanic ash surfaces in eruption plumes // Sci. Rep. 2017. 7 Article number: 45762.
- Shevtsov B.M., Firstov P.P., Cherneva N.V. et al.* Lightning and electrical activity during the Shiveluch volcano eruption on 16 November 2014 // Nat. Hazard Earth Syst. Sci. 2016. V. 16. P. 871–874.
DOI: 10.5194/nhessd-16-871-2016
- Smitha C.M., VanEaton A.R., Charbonnier S. et al.* Correlating the electrification of volcanic plumes with ash fall textures at Sakurajima Volcano, Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. 2018. 492 P. 47–58.
doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.052
- Thomas R.J., Krehbiel P., Rison W. et al.* Lightning and Electrical Activity during the 2006 Eruption of Augustine Volcano // The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska. U.S. Geological Survey. 2007. Ch. 25. P. 579–608.
- Van Eaton A.R., Schneider D.J., Smith C.M. et al.* Did ice-charging generate volcanic lightning during the 2016–2017 eruption of Bogoslof volcano, Alaska? // Bull. of Volcanology. 2020. V. 82.
DOI: 10.1007/s00445-019-1350-5

THE CHARACTERISTIC ELECTROSTATIC STRUCTURE OF ERUPTIVE CLOUDS OF STRONG EXPLOSIVE ERUPTIONS OF THE SHIVELUCH AND BEZMYANNY VOLCANOES (KAMCHATKA PENINSULA)

R. R. Akbashev^{1, 2, *}, E. I. Malkin³, N. V. Cherneva³

¹*Kamchatka Branch, Federal Research Center “Unified Geophysical Service, Russian Academy of Sciences”,
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Kamchatka State University named after Vitus Bering, Pogranichnaya str., 4, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683032 Russia*

³*Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation FEB RAS,
Mirnaya str., 7, Paratunka village, Yelizovsky district, Kamchatka region, 684034 Russia*

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

The analysis of the registered variations (anomalies) of the atmospheric electric potential gradient (PG) associated with the spread of eruptive clouds from the eruptions of the Shiveluch and Bezmyanny volcanoes (Kamchatka peninsula) is presented. Anomalies were recorded at different distances from the eruption centers and under different conditions of atmospheric stratification. Such conditions made it possible to show that a volumetric electrostatic structure is formed in the eruptive clouds of the Shiveluch and Bezmyanny volcanoes, which corresponds to the well-known phenomenological model proposed on the basis of studies conducted on various volcanoes of the world. According to this model, a positive volumetric electrostatic charge is formed in the upper part of the eruptive cloud, a negative one in the middle, and a positive one in the lower.

Keywords: explosive cloud, electrification of eruptive clouds, potential gradient of the electric field of the atmosphere, volumetric electrostatic charge

УДК 550.34.01

ВАРИАЦИИ НАКЛОНА ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ ТОНГА В 2005–2022 ГОДАХ

© 2024 г. А. А. Шакирова*, В. А. Салтыков

Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: shaki@emsd.ru

Поступила в редакцию 21.08.2023 г.

После доработки 14.12.2023 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Зона субдукции Тонга–Кермадек расположена между Тихоокеанской и Австралийской плитами и является местом самых высоких скоростей погружения Тихоокеанской плиты и ее доминирующего растяжения. В 2006 и 2009 гг. в этом регионе произошло два сильнейших землетрясения с магнитудами $M_w = 8.0$ и 8.1 . К зоне субдукции Тонга приурочено около 170 островов, представляющих собой вулканические центры, регулярно извергающиеся в течение последних нескольких десятилетий. В работе представлены результаты определения временных вариаций величины наклона графика повторяемости (значения b) в зоне субдукции Тонга за 2005–2022 гг. и вариаций b в зависимости от глубины. Временные вариации значения b отражают общую тенденцию возникновения наиболее сильных землетрясений на фоне понижения значений b только в поверхностном слое на глубинах 0–100 км. По сопоставлению вариаций значения b с глубиной с тектонической моделью зоны субдукции Тонга предполагается, что пониженные значения b могут отражать большее напряжение в верхней части погружающейся плиты из-за ее изгиба. Повышенные значения b , по-видимому, могут быть связаны с механизмами растяжения. Для зоны субдукции Тонга, как и для других зон субдукции, выявлена область повышенного значения b на глубине 90–100 км, что может быть связано с присутствием на этой глубине магматического фронта, с которым связан активный вулканизм.

Ключевые слова: землетрясение, зона субдукции Тонга, наклон графика повторяемости землетрясений, закон Гутенберга-Рихтера, представительность каталога

DOI: 10.31857/S0203030624040038, EDN: IYBDFE

ВВЕДЕНИЕ

Зона субдукции Тонга–Кермадек является частью протяженной границы Австралийско-Тихоокеанской плиты и простирается примерно на 2700 км между Новой Зеландией и южной частью Самоа (рис. 1а). Тонга–Кермадек — самая глубокая впадина в южном полушарии, сейсмичность здесь выражена от поверхности до глубины ~720 км [Bonnardot et al., 2007]. Эта зона субдукции обеспечивает конвергенцию между Тихоокеанской и Австралийской плитами и является местом самых высоких скоростей субдукции Тихоокеанской плиты и ее доминирующего растяжения [Bevis et al., 1995; Bonnardot et al., 2009]. Скорость конвергенции

составляет около 15–16 см/год [Kusky, 2022], увеличиваясь к северу до максимума ~24 см/год [Bevis et al., 1995]. Регион характеризуется высокой активностью как поверхностных, так и глубоких землетрясений (см. рис. 1б) [Penisoni et al., 2021]. Северный край зоны субдукции Тонга–Кермадек (зона Тонга) характеризуется разрывом Тихоокеанской плиты, которая постепенно прогибается по мере того, как входит в северную часть желоба [Bonnardot et al., 2007]. В 2006 и 2009 гг. в этом регионе произошло два сильнейших землетрясения с магнитудами $M_w = 8.0$ и 8.1 (см. рис. 1б).

К зоне субдукции Тонга приурочено около 170 островов, представляющих собой вулканические центры, регулярно извергающиеся

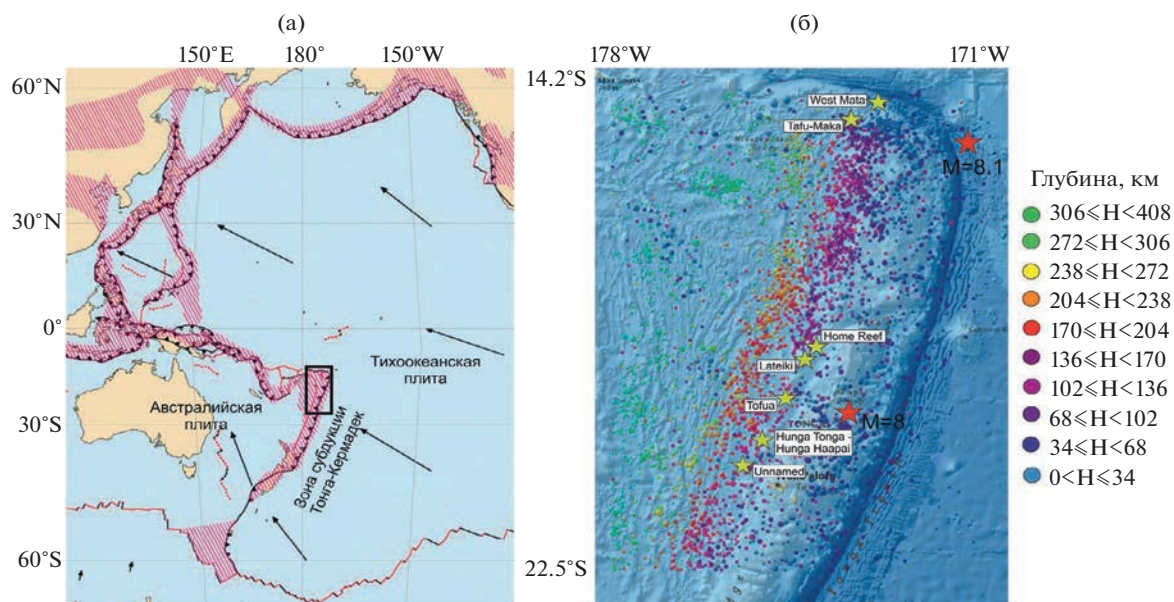


Рис. 1. Зоны субдукции тектонических плит.

а — зона субдукции Тонга (выделена прямоугольником) с фоновой карты [https://www.usgs.gov/media/images/pacific-plate-boundaries-and-relative-motion]. Стрелки указывают направление движения плит;

б — эпицентры землетрясений зоны субдукции Тонга за 2005–2022 гг.: вулканы в зоне субдукции, извергавшиеся в 2005–2022 гг. (оранжевые звездочки) и два сильнейших землетрясения с $M_w = 8$ и 8.1, произошедших в 2006 и 2009 гг. (красные звездочки).

в течение последних нескольких десятилетий [Kusky, 2022]. С 2006 по 2022 г. известно о десяти извержениях вулканов в этом районе — Хоум-Риф (Home Reef), Тафу-Мака (Tafu-Maka), Вест Мата (West Mata), Латеики (Lateiki), Хунга-Тонга–Хунга-Хаапай (Hunga Tonga–Hunga Haapai), Тофуа (Tofua) и Безымянный (Unnamed) (см. рис. 1б). Для количественной оценки извержения вулканов используется вулканический эксплозивный индекс VEI [Newhall, Self, 1982], связанный с объемом изверженного материала. Для извержения вулкана Хунга-Тонга–Хунга-Хаапай в 2022 г. этот индекс достиг $VEI = 5$, для остальных — $VEI = 0–2$.

Изменение состояния среды находит отражение в различных геофизических полях. В данной работе рассматриваются вариации наклона графика повторяемости (значение b). Закон повторяемости землетрясений — закон Гутенберга-Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944] является одним из фундаментальных законов сейсмического режима, отражающим, в частности, соотношение числа слабых и сильных землетрясений в заданном временном

интервале на фиксированной территории и выражается формулой:

$$\lg N = a - bM, \quad (1)$$

где N — число землетрясений с магнитудой M и более, a и b — коэффициенты.

Наклон графика повторяемости связывается со строением среды в широком смысле. В монографии [Смирнов, Пономарев, 2020] рассмотрены две “научные школы”. Одна указывает на то, что вариации b контролируются напряжениями, другая говорит об обусловленности вариаций b структурой неоднородностей литосферы. Авторы монографии выдвигают гипотезу о том, что структура неоднородностей контролирует предельные значения b , а изменения напряжений отвечают за временные вариации b .

Известен ряд случаев, когда вариации наклона графика повторяемости соответствовали подготовке сильного землетрясения [Завьялов, 1984; Моги, 1988; и др.]. Такие предвестниковые вариации не противоречат известным моделям подготовки землетрясения лавинно-неустойчивого трещинообразования и дилатантно-диффузионной, в рамках которых обычно рассматривается процесс

трещинообразования. Также вариации значения b могут быть связаны с вариациями напряжений в среде [El-Isa, Eaton, 2014; Calderoni et al., 2019; Li et al., 2021].

Обычно значение b рассматривается как функция пространства или функция времени. Одним из факторов пространственно-временных вариаций значений b являются вариации напряжений, возникающие в окружающих породах, что подтверждается сопоставлением рассчитанных значений b с кажущимся напряжением [El-Isa, Eaton, 2014; Calderoni et al., 2019; Li et al., 2021]. Есть исследования, где говорится, что на вариации значения b влияют тектоническая обстановка, поровое давление, геотермический градиент, кластеризация землетрясений, метод расчета значения b и неполные данные из каталога [Wyss et al., 1997, 2001a]. Вариации значения b с глубиной также связывают с кажущимся напряжением [Zhu et al., 2005; Rodríguez-Pérez, Zuniga, 2018], с изменением физических свойств внутри погружающейся плиты [Enescu et al., 2011], с неоднородностью материала, структурой разломов, флюидонасыщенностью.

Значения b в целом для Земли варьируются в диапазоне 1.02 ± 0.03 [El-Isa, Eaton, 2014]. При этом для более локальных зон значения b испытывают значительные флуктуации от 0.3 до 2.5 [Gerstenberger et al., 2001; Nuannin, 2006; Wyss, Stefansson, 2006; Lin et al., 2007; Li, Chen, 2021].

Оценка значения b кажется тривиальной в теории, но не на практике. На рассчитанные значения b влияет качество данных (размер выборки), методика расчета значения b [Togmann, 2011; Herrmann et al., 2022], состояние сейсмических сетей и совершенствование методов регистрации землетрясений [Потанина и др., 2011]. Возникновение форшоков и афтершоков кратковременно искажает региональную величину b , более того, если афтершоковая активность высока, это может привести к заметному уменьшению b [Коновалова, Салтыков, 2008]. Выбор величины представительной магнитуды M_c в качестве нижнего порога величины M также влияет на оценку значения b . Выбор M_c должен быть конкретным и осмысленным для получения надежных результатов, которые способствуют лучшему пониманию физических

процессов, лежащих в основе вариаций значения b .

Некоторые исследования поддерживают нулевую гипотезу, согласно которой кажущиеся вариации b являются артефактами [Marzocchi et al., 2020].

Для расчетов значений b выбиралась пространственная область, соответствующая разломной зоне, соотносящейся с магнитудой сильнейших землетрясений. Так, для землетрясения $M_w = 8.1$ линейные размеры очага составляют порядка 180 км, для $M_w = 8.0$ —160 км [Гусев, Мельникова, 1990]. Учитывая суммарную протяженность двух очагов землетрясений с $M_w = 8.0$ и 8.1 и землетрясений с $6.5 \leq M_w \leq 6.9$ выбран район исследования протяженностью ~900 км.

В данном исследовании полученные вариации значения b с глубиной в зоне субдукции Тонга сопоставляются с тектонической моделью этой зоны. А также в связи с высокой сейсмической и вулканической активностью региона (землетрясения с большими магнитудами до ~8, сильнейшие извержения вулканов, в частности, Хунга-Тонга в 2022 г.) оценивается перспектива использования вариаций b в качестве предвестника сильных землетрясений.

ДАННЫЕ

Район исследования включает зону субдукции Тонга с координатами 14° — 23° S, 171° — 178° W (см. рис. 16). Использовался каталог землетрясений Геологической службы США (USGS) за 2005—2022 гг. (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). Выборка из каталога содержит 7753 землетрясений с магнитудами $3.2 \leq M \leq 8.1$ и глубинами до 400 км¹ (рис. 2а). Величина землетрясений в каталоге представлена магнитудами m_b и M_w (рассчитанными по объемным волнам и по сейсмическому моменту соответственно). Каталог был приведен к единому магнитудному типу m_b путем пересчета по формуле [Scordilis, 2006]:

$$m_b = (M_w - 1.03) / 0.85. \quad (2)$$

По распределению землетрясений по глубине в каталоге выявлены артефакты, связанные с их группированием на глубинах 10 км (2789

¹ На глубинах более 400 км регистрируются единичные землетрясения.

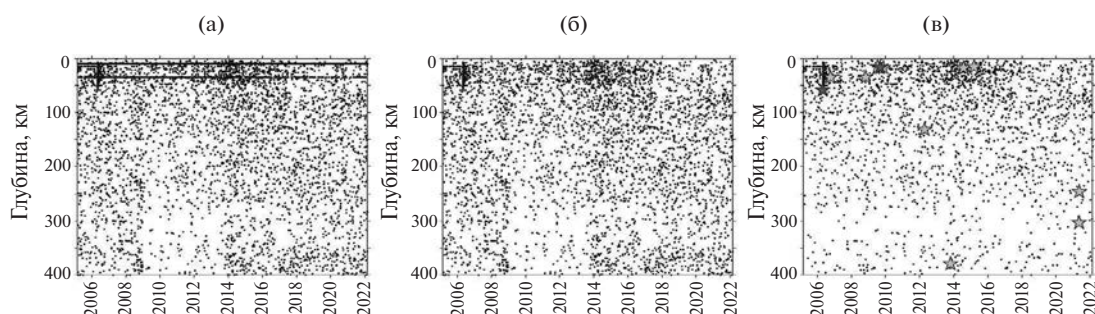


Рис. 2. Распределение землетрясений зоны субдукции Тонга по глубине за 2005–2022 гг.

а – выборка из каталога USGS; б – распределение землетрясений после удаления решений гипоцентров с $H = 10$ и 35 км; в – распределение землетрясений с ограничением по магнитуде $m_b \geq 4.5$. Красными звездочками отмечены землетрясения с магнитудами $m_b = 8.2$ и 8.3, желтыми – с $6.5 \leq m_b \leq 6.9$.

землетрясений, $3.8 \leq m_b \leq 6.8$) и 35 км (842 землетрясения, $3.5 \leq m_b \leq 6.1$). Эти землетрясения выделяются как две сплошные полосы на фиксированных глубинах 10 и 35 км (см. рис. 2а). Эти решения удалены из каталога и в дальнейшем не рассматриваются, предполагая, что на оценках b это не отразится.

Итоговая выборка из каталога содержит 4120 землетрясений с магнитудами $3.8 \leq m_b \leq 8.3$ и глубинами до 400 км (см. рис. 2б).

В 2005–2022 гг. в районе зоны субдукции Тонга произошло 12 наиболее сильных землетрясений с $6.5 \leq m_b \leq 8.3$ (табл. 1, см. рис. 2в), 8 из них являются поверхностными с глубинами очагов $11 \leq$

Таблица 1. Землетрясения с $m_b \geq 6.5$, произошедшие в зоне субдукции Тонга в 2005–2022 гг.

№	Дата	m_b^*	Координаты (S° , W°)	Глубина, км
1	3 мая 2006 г.	8.2	20.19, 174.12	55
2	28 сентября 2006 г.	6.9	16.59, 172.03	28
3	19 октября 2008 г.	6.9	21.86, 173.82	29
4	30 августа 2009 г.	6.6	15.22, 172.57	11
5	29 сентября 2009 г.	8.3	15.49, 172.10	18
6	24 ноября 2009 г.	6.8	20.71, 174.04	18
7	28 апреля 2012 г.	6.6	18.69, 174.71	135
8	23 ноября 2013 г.	6.5	17.12, 176.55	371
9	29 июня 2014 г.	6.7	14.98, 175.51	18
10	30 марта 2015 г.	6.5	15.5, 173.03	11
11**	4 ноября 2017 г.	6.8	15.32, 173.17	10
12**	4 ноября 2019 г.	6.6	18.58, 175.27	10
13	24 апреля 2021 г.	6.5	18.9, 176.27	301
14	25 апреля 2021 г.	6.5	21.61, 177.15	246
15**	21 мая 2021 г.	6.5	16.60, 177.37	10

Примечание. * – магнитуды землетрясений m_b пересчитаны из M_w ; ** – землетрясения имеют присвоенное значение глубины 10 км.

$\leq H \leq 55$ км. А также три землетрясения с $6.5 \leq m_b \leq 6.8$ с присвоенной глубиной $H = 10$ км (см. табл. 1).

МЕТОДЫ

Наклон графика повторяемости b вычисляется методом максимального правдоподобия, по [Куллдорф, 1966]:

$$b = \lg \left(1 + \frac{N_0}{\sum_{i=0} i \cdot n_{M_0} + 0.1i} \right) / 0.1, \quad (3)$$

где N_0 — число землетрясений магнитудой не менее M_0 , n — число землетрясений магнитудой M_0 . В этом выражении учтен шаг группирования землетрясений по магнитуде $\Delta M = 0.1$.

Среднеквадратичная ошибка σb вычисляется, по [Куллдорф, 1966]:

$$\sigma b = b / \sqrt{N}, \quad (4)$$

где N — количество землетрясений, для которых рассчитано значение b .

Корректная оценка значения b зависит от конфигурации сети сейсмических станций и полноты каталога землетрясений, которая определяется пороговым значением представительной магнитуды M_c . Формализации процедуры оценки представительной магнитуды M_c уделяется достаточно большое внимание исследователями. Как правило, представительность каталога определяется через пороговую оценку магнитуды M_c , выше которой

распределение числа землетрясений N по магнитуде M можно считать экспоненциальным для заданного уровня статистической значимости α [Писаренко, 1989; Смирнов, 2009]. В работах [Mignan, Woessner, 2012; Павленко, Завьялов, 2021] сравниваются различные методы оценки M_c . Причем в статье [Павленко, Завьялов, 2021] сделан вывод, что “замечательные результаты оценки M_c для выборок среднего и большого объема дает метод Писаренко”. В данной работе нами использован подход [Салтыков, 2019], опирающийся на упомянутый метод Писаренко [1989], но отличающийся от него методикой оценки статистической значимости.

Сравнение фактического числа землетрясений N_0 с его оценкой согласно аппроксимации позволяет оценить статистическую значимость α гипотезы экспоненциальности распределения рассматриваемой выборки из каталога с ограничением по нижнему уровню магнитуд M_0 [Салтыков, 2019]. Либо, задав необходимую значимость α , принять или отклонить гипотезу об экспоненциальности распределения и, соответственно, представительности каталога на уровне $M_c = M_0$.

Представительная магнитуда для каталога, приведенного к магнитуде m_b , оценивалась в скользящих окнах длиной от 400 до 50 представительных событий (рис. 3). Тенденции изменения совпадают для всех величин окон. Отметим, что применение меньших окон позволяет выявить короткие участки с лучшей представительностью, при этом статистическая

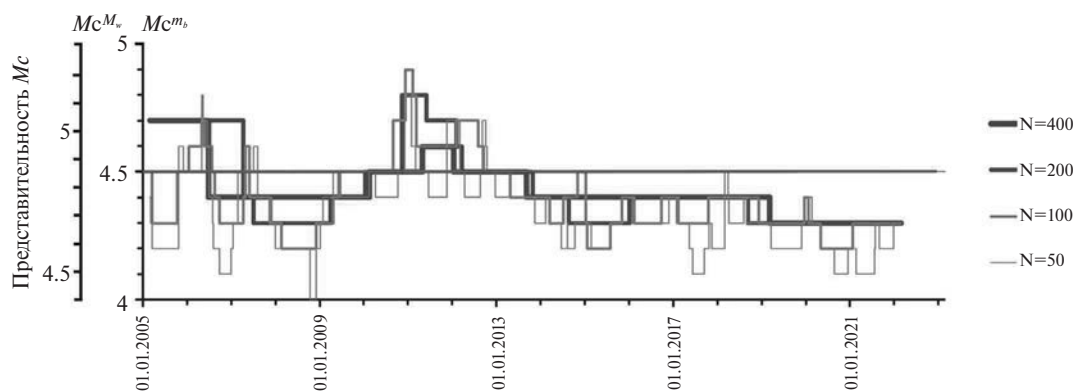


Рис. 3. Представительность каталога землетрясений M_c в 2005–2022 гг. в скользящих окнах шириной $N = 50$ –400 представительных землетрясений.

Красная линия — оценка представительности каталога в целом. Приведены две оси магнитуд, соответствующие магнитудам M_w и m_b .

значимость остается заданной. Оценка представительности каталога в целом дала значение $=4.5$ (красная линия, см. рис. 3), дополнительно здесь показана шкала представительности каталога, приведенного к магнитуде M_w . Для магнитуды M_w представительность каталога варьировалась от 4.4 до 5.2.

После выбора порога $=4.5$ каталог содержит 2435 землетрясений (см. рис. 2в).

С целью изучения временных вариаций значения $b(t)$ использовались скользящие временные окна, содержащие постоянное число N представительных событий с заданным перекрытием. Выбор количества событий в окне является компромиссом между точностью оценки b и временным разрешением (эффектом сглаживания широкими окнами). Чтобы подтвердить, что значение b является реальным и объективным, а не вызвано длинами временных окон, мы исследовали влияние различных N на результаты расчета. Убедившись в совпадении тенденций временных вариаций b (рис. 4, рис. 5а), было решено использовать далее скользящие окна, содержащие $N = 200$ событий со сдвигом в 20 событий.

Декластеризация каталога не проводилась, так как предварительный анализ показал относительно небольшое число зависимых событий (64 события, 17 кластеров, выявленные методом Резенберга [Reasenberga, 1985; Wyss et al., 2001b]), и при анализе обращалось внимание на кратковременные аномалии b . Учитывая относительную кратковременность интенсивного афтершокового процесса, резкие скачки b были бы с неизбежностью идентифицированы. Однако подобных скачков мы не видели.

Оценка вариаций значения b с глубиной проводилась по аналогичной методике: рассматривались землетрясения с глубинами, попадающими в вертикальное скользящее окно, каждое окно содержало постоянное количество представительных событий $N = 200$ со сдвигом 20. Для каждого окна рассчитывалось значение b . На перекрывающихся участках последовательных окон рассчитывалось среднее b . При этом дисперсия сглаженных оценок b не корректировалась, принимая во внимание отсутствие независимости входных данных при расчетах в перекрывающихся окнах. Вариации значения с глубиной представлены

на рис. 4, который дополнен шкалой значения, пересчитанной из соотношения:

$$b^{M_w} = \frac{b^{m_b}}{0.85}, \quad (5)$$

где b — значение b , полученное для каталога землетрясений с магнитудами m_b , b^{M_w} — для каталога землетрясений с магнитудами M_w .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для зоны субдукции Тонга для 2005–2022 гг. получены статистически значимые вариации значения b с глубиной. Отмечается особенность — минимальные значения $b = 0.71–0.75$ наблюдались на глубине 0–15 км (см. рис. 4), затем значение b монотонно возрастало и на глубине 94 км достигло максимального значения $b = 1.56$. После этого b снижалось до $b = 1.05$ на глубине 214 км. Далее b немного увеличилось

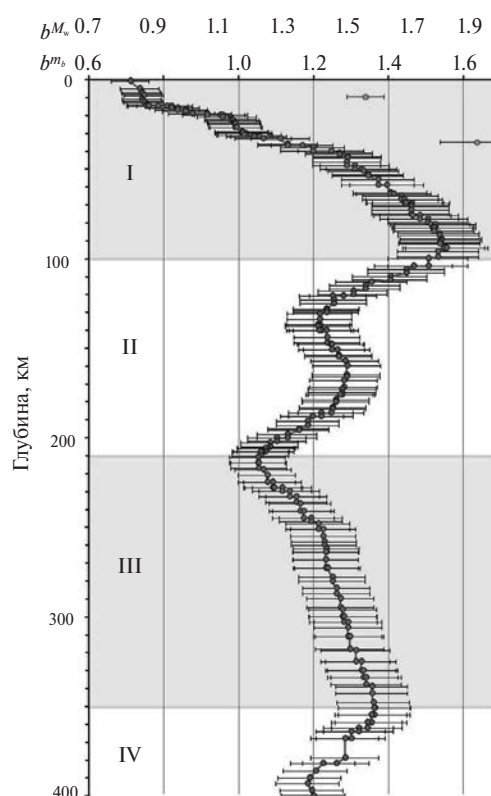


Рис. 4. Распределение значения b по глубине для зоны субдукции Тонга в итоговом каталоге за 2005–2022 гг. (синие точки) и для глубин 10 и 35 км (оранжевые точки).

Горизонтальные отрезки соответствуют стандартному отклонению значения b .

I–IV — номера выделенных интервалов глубин.

Приведены две оси b , соответствующие магнитудам M_w и m_b .

до $b = 1.36$ на глубине 340 км с последующим незначительным падением до $b = 1.18$ на глубине 400 км.

Отдельно рассмотрены значения b на глубинах 10 и 35 км, они равны $b = 1.35 \pm 0.06$ и $b = 1.64 \pm 0.1$ (см. рис. 4, оранжевые точки). Эти значения значительно отклоняются от рассчитанной зависимости b от глубины для итогового каталога, что свидетельствует в пользу гипотезы, что группирование землетрясений на глубинах 10 и 35 км в каталоге USGS является артефактом методики расчета гипоцентрии.

Исходя из тенденций изменения величины b с глубиной, выделены четыре интервала глубин (см. рис. 4), рассматриваемые ниже отдельно. Интервал I соответствует глубинам 0–100 км, II – 100–210 км, III – 210–350 км, IV – 350–400 км.

Временной ход значения b рассчитывался в окнах длиной 800, 400 и 200 событий со сдвигом 80, 40 и 20 событий соответственно (см. рис. 5а). Ниже приведены и обсуждаются данные для магнитуды m_b (для магнитуды M_w необходим пересчет согласно формулам (1), (2)).

На рис. 5 видно, что рассчитанные кривые имеют тенденцию к уменьшению значения b на начальной стадии с последующим увеличением с 2009 г. Полученные вариации значения b показывают хорошую стабильность для различных длин окон, поэтому тенденция вариации b , отраженная на рис. 5, не вызвана выбором ширины скользящего окна. При этом окно длиной 200 событий показывает лучшую детальность вариаций значения b при незначительном увеличении σb с сохранением тенденции к падению значения b в 2005–2009 и увеличению b в 2010–2022 гг. По вариациям значения b можно отметить, что большая часть наиболее сильных землетрясений с $6.5 \leq m_b \leq 8.3$ происходила при уменьшении значения b .

Для четырех диапазонов глубин (0–100 км, 100–210 км, 210–350 км, 350–400 км) (см. рис. 4) построен временной ход наклона графика повторяемости (рис. 6). Для поверхностного слоя (см. рис. 6а) выделяется статистически значимое падение значения $b(t)$ с 06.2005 по 12.2010 г. с 1.18 ± 0.1 до 0.88 ± 0.08 . На этом участке графика наиболее сильные землетрясения попадают на понижение кривой $b(t)$ и вблизи минимумов $b(t)$: два сильнейших

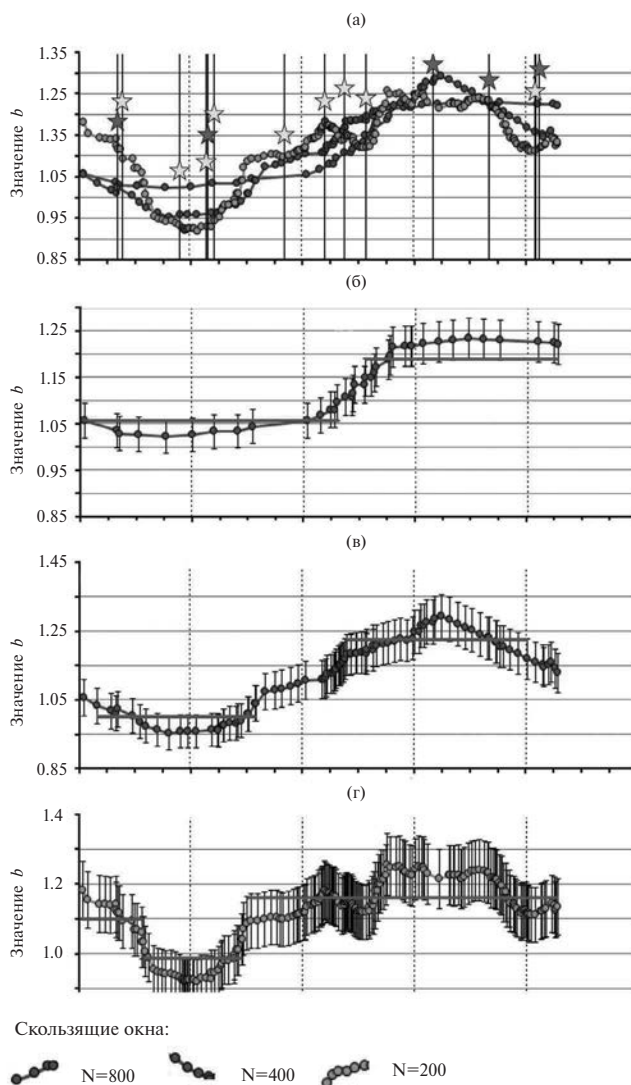


Рис. 5. Временной ход наклона графика повторяемости (здесь значение $b = b^{mb}$), рассчитанный в скользящих окнах шириной $N = 800, 400, 200$ землетрясений; вертикальные полосы — момент возникновения сильных землетрясений с $m_b \geq 6.5$ (а). Временной ход наклона графика повторяемости (значение b), рассчитанный в скользящих окнах разной ширины; вертикальные отрезки — стандартное отклонение значения b ; красная горизонтальная линия — временной интервал, в пределах которого значение b постоянно (б–г).

Красными звездочками отмечены землетрясения с магнитудами $m_b = 8.2$ и 8.3 , желтыми — $6.5 \leq m_b \leq 6.9$, серыми — $6.5 \leq m_b \leq 6.8$, $N = 10$ км (см. табл. 1).

землетрясения 3 мая 2006 г. с $m_b = 8.2$, $N = 55$ км и 29 сентября 2009 г. с $m_b = 8.3$, $N = 18$ км, а также четыре землетрясения с $m_b = 6.6–6.9$ (см. табл. 1). Поверхностные землетрясения в 2014 и 2015 гг. произошли на участке графика, где ошибка σb была значительной для определения трендов b .

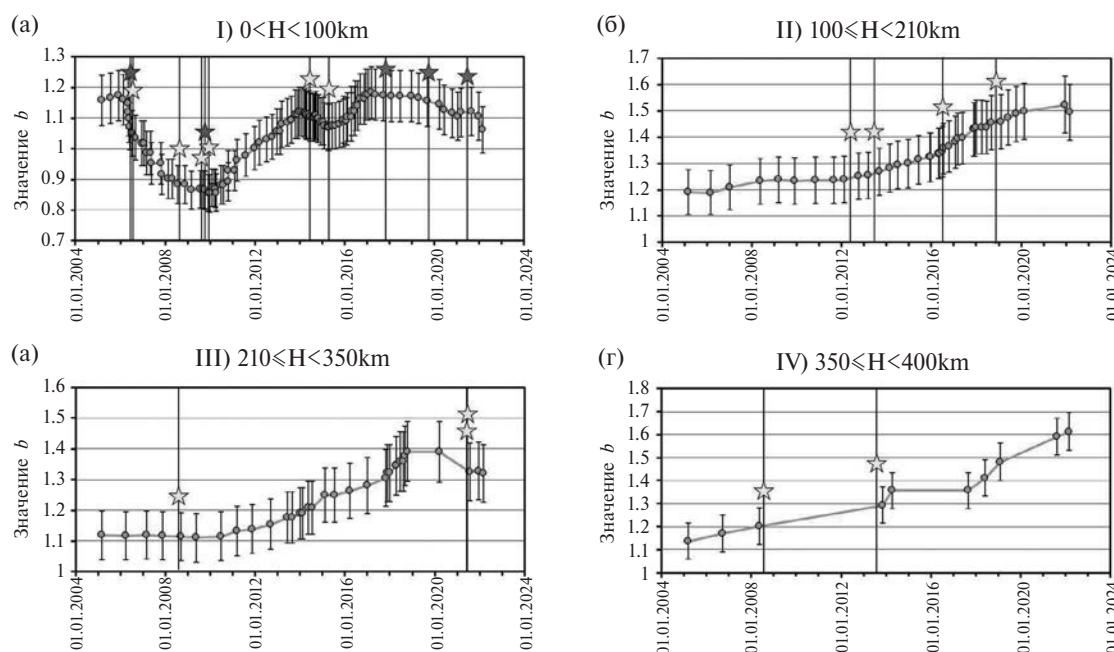


Рис. 6. Временной ход наклона графика повторяемости (значение b), рассчитанный в скользящих окнах шириной $N = 200$ землетрясений с перекрытием 20.

Четыре графика соответствуют обозначенным интервалам глубин (H). Вертикальные отрезки – стандартное отклонение значения b .

Обозначение землетрясений см. рис. 5.

Дополнительно на график вариации значений b для диапазона глубин 0–100 км (см. рис. 6а) нанесены упомянутые выше три землетрясения с $m_b = 6.5–6.8$ с присвоенной глубиной $H = 10$ км (серые звездочки), исключенные из расчетного каталога (см. табл. 1). В связи с тем, что мы не знаем их истинную глубину, вариации значений b на этом участке графика не обсуждаются.

Для глубин 100–210 км и 350–400 км выражена обратная тенденция, землетрясения с $m_b \geq 6.5$, в основном, происходили на участке графика, где значение b возрастало (см. рис. 6б, 6г). Для глубины 210–350 км землетрясения с $m_b \geq 6.5$ происходили на участке графика, где значение b было постоянным, а в 2021 г. после снижения значения b , но величина ob для этих участков не позволяет уверенно констатировать этот эффект (см. рис. 6в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретации вариаций значений b в зонах субдукции уделяется значительное внимание в литературе, но в большинстве случаев их можно связать с двумя факторами: 1) тектоническими характеристиками, увеличением

или уменьшением напряжения, действующего на систему разломов [Amelung, King, 1997; Kulhanek, 2005; Enescu et al., 2011; El-Isa, 2013], 2) дегидратацией субдуцируемой коры [Wyss et al., 2001a; Schorlemmer et al., 2003; Legrand et al., 2012].

В работе [Morales-Yáñez et al., 2022] отмечается, что более низкие значения b характерны для глубин до 60 км, а для более глубоких сегментов плиты характерны более высокие значения b . Сопоставимая тенденция вариации значений b наблюдалась для зоны субдукции Тонга. Минимальные статистически значимые значения $b = 0.71–0.75$ наблюдались на глубине 0–15 км, затем значение b монотонно возрастало и на глубине 94 км достигло максимального значения $b = 1.56$. После этого значение b варьировалось в диапазоне 1.05–1.36 на глубинах 100–400 км.

Рассмотрим вариации значений b с глубиной для разных зон субдукции. Исходя из рассчитанных значений b для зоны субдукции Тонга, выделена область с самыми высокими значениями на глубине 94 км (см. рис. 4), что также отмечено для других зон субдукции. Вариации

значений b с глубиной были выявлены для распределения землетрясений в регионе Вранча, Румыния [Enescu et al., 2011]. Значение b было большим в верхней части плиты на глубинах 60–120 км и меньшим в нижней части плиты (глубины 130–160 км). Сделано предположение, что изменение значения b с глубиной для землетрясений связано с изменением напряжения в погружающейся плите. Это предположение основано на обнаруженном повышенном среднем кажущемся напряжении в нижнем сегменте погружающейся плиты Вранча (глубины 110–220 км) по сравнению с верхним сегментом (глубина 60–110 км) для 28 землетрясений с $3.1 \leq M_D \leq 6.2$ (M_D – магнитуда по длительности сотрясения [Nassir et al., 2012]) с 1997 по 2000 гг. [Popescu et al., 2003].

Для зоны субдукции Чили обнаружены более высокие значения b (1.02) для сегмента плиты 70–150 км [Morales-Yáñez et al., 2022], промежуточные для глубин 0–30 км (0.89) и самые низкие для 30–70 км (0.76). Вариации значения b могут быть связаны с сегментацией плиты по падению.

Для региона Шумагинских островов (Алеутская гряда, США) максимальные значения $b = 1.12$ отмечены для глубин 95–110 км, что также отмечено для региона Новой Зеландии (максимальные значения $b = 1.45$ отмечены на глубине 90–100 км) [Wiemer, Benoit, 1996; Schorlemmer et al., 2003] выявили аномалию с высоким значением b для Южно-Тирренской зоны (Италия), простирающуюся от 90 км до ~200 км. В центре плиты на глубине 120–150 км наблюдалось $b = 2.3 \pm 0.2$, на глубинах 150–300 км $b = 1.5 \pm 0.4$. Эта зона характеризуется многочисленными наложенными друг на друга вулканическими постройками, а аномалия высокого значения b на глубине 90–200 км под вулканическим районом в данном исследовании связывается с происхождением магмы.

Высокое значение b обнаружено в зоне субдукции в районе Тохоку (северная Япония) на глубине 150 км [Wyss et al., 2001a], и оно также связывается с дегидратацией субдуцируемой плиты.

Низкие значения b (0.6–0.8) наблюдались в районах, разрушенных сильными землетрясениями с $M_w \geq 7.5$ [Legrand et al., 2012], повышенные значения b наблюдались в кластерах

сейсмичности, залегающих внутри погружаемой плиты под Центральной вулканической зоной Анд, и могли свидетельствовать об обширной термической дегидратации океанической литосферы, которая способствовала плавлению мантии и, следовательно, магмагенезу, питающему вулканическую цепь.

Вариации значения b с глубиной выявлены также для западного края зоны субдукции Рюкю, Тайвань [Lin et al., 2008]. Значения $b = 1.0$ наблюдались между глубинами 90 и 110 км над зоной Вадати–Беньофа, они на 20% выше, чем в соседних объемах, что также соответствует широко распространенной концепции о том, что дегидратация погружающейся океанической коры на глубине около 100 км, приносящая флюиды, мигрирующие в вышележащую мантию, может быть причиной повышения порового давления и снижения эффективного напряжения. Более низкие значения b обнаружены внутри погружающейся плиты на глубинах от 70 до 90 км и могут быть связаны с механизмами сжатия в этой части плиты.

В зонах субдукции на глубинах менее 60 км большинство землетрясений происходит на границе контактирующих плит или вблизи нее, часть в континентальной коре, в то время как сейсмичность, происходящая ниже 60 км, характеризуется внутриплитными землетрясениями [Morales-Yáñez et al., 2022]. Граница плит в зонах субдукции проходит как минимум через два отчетливых реологических перехода – на глубинах 20–50 км происходит переход к пластическому сдвигу, а на глубинах 80 ± 20 км пластичная сдвиговая зона переходит в мантийный клин [Abers et al., 2020].

По комплексной компьютерной модели распределения вещества зона субдукции разбита на сегменты [Васильев, 2010]. Верхний сегмент (<30 км) характеризуется незначительной дегидратацией. Следующий сегмент (30–50 км) характеризуется более интенсивной дегидратацией. Сегмент 50–100 км – интенсивной дегидратацией и частичным плавлением. На глубине ~100 км захватывается область полного плавления погружающейся плиты – возможного источника расплава для вулканизма. Поэтому повышенные значения b на глубине 90–100 км могут быть связаны с общим явлением, вызванным субдукцией

[Wiemer, Benoit, 1996] и дегидратацией плиты с последующей магмогенерацией [Stiphout et al., 2009].

Таким образом, вариации значения b по глубине связаны как с тектонической обстановкой, увеличением или уменьшением напряжения, так и с дегидратацией субдуцируемой плиты.

Океаническая плита Тонга испытывает значительное искривление как минимум до глубин 15 км [Millen, 1998]. Таким образом, можно предположить, что статистически значимые значения $b = 0.71–0.75$ на глубине 0–15 км связаны с искривлением плиты и, соответственно, большим напряжением. По распределению напряжений внутри северной части плиты Тонга ($17^{\circ}\text{S}–22^{\circ}\text{S}$, рассмотренная в данной работе область) [Bonnardot et al., 2009] установлено, что для нее характерен режим двойного напряжения. В диапазоне глубин 60–300 км наблюдается растяжение вниз по падению [Bonnardot et al., 2009]. Нижняя часть плиты глубже 400 км находится в режиме сжатия с дополнительной сдвиговой деформацией, вызванной, главным образом, мантийным течением. Растяжение плиты Тонга можно объяснить характером напряженного состояния, характерного, в целом, для зон субдукции: одной из главных причин движения плит следует рассматривать силу тяги со стороны погруженной и утяжеленной части литосферы, находящейся на глубинах более 100 км [Ребецкий, 2020]. Соотнося полученные значения b с напряженным состоянием плиты, можно сделать вывод, что повышенные $b = 1.05–1.56$ на глубинах ~60–300 км связаны с режимом растяжения плиты. В то же время вариации значения b с глубиной могут служить отражением реологических особенностей погружающейся плиты – максимальные значения $b = 1.56$ получены для глубины 94 км.

Рассмотрим временные вариации значения b для различных зон субдукции. По исследованию временных вариаций значения b сейсмически активного района вдоль побережья Тихого океана, включающего погружающиеся плиты Кокос и Наска (рассмотрены землетрясения с $0 \leq H \leq 70$ км), обнаружено, что восемь сильнейших землетрясений с $M_w \geq 7.0$ в 2000–2010 гг. произошли на фоне низких значений b [Kulhanek et al., 2018]. Временные вариации

значения b перед землетрясением 11 марта 2011 г. с $M_w = 9$ в районе Тохоку-Оки, Япония, показали монотонное снижение b с 1.26 до 0.99 с 2003 г. по 2011 г. [Li et al., 2021]. Уменьшение значения b соотносится с увеличением кажущегося напряжения в окрестности очага землетрясения с 0.65 до 1.64 Мпа в 2003–2011 гг.

По исследованию временных вариаций значения b в течение пятилетнего интервала для тектонических землетрясений региона о. Суматра с магнитудами $3.8 \leq M_w \leq 7.1$ [Nuannin, 2006] $b(t)$ варьировал в широком диапазоне от 1.10 до 1.78 и наблюдались статистически значимые падения значения b , соответствующие по времени двум крупным событиям – гигантскому землетрясению 26 декабря 2004 г. с $M_w = 9.0$ и землетрясению 28 марта 2005 г. с $M_w = 8.7$. В исследовании отмечено, что падение значений b показывает U-образную кривую на диаграммах $b(t)$, а наиболее сильные землетрясения сосредоточены вблизи минимумов на кривой $b(t)$. Реализованная аномалия низкого значения b подтверждает гипотезу о том, что будущий разрыв происходит в областях с высоким напряжением. Анализ временных вариаций значения b показал, что они оставались низкими после регистрации афтершоков, что позволяет предположить, что низкие значения b на небольших глубинах могут быть связаны с сохраняющимися во времени неровностями в сейсмогенной зоне.

Для зоны субдукции Тонга связь наиболее сильных землетрясений с $m_b \geq 6.5$ на глубинах 0–400 км с пониженными значениями b не столь очевидна. Но если рассмотреть глубины 0–100 км, то окажется, что часть наиболее сильных землетрясений сопровождалась падением значения b . Для больших глубин такой закономерности не выявлено. Тем не менее, по полученным результатам очевидно, что использование вариаций значения b в качестве самостоятельного предвестника сильных землетрясений пока не предоставляется возможным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценки значений b для зоны субдукции Тонга, полученные в настоящем исследовании, следуют общей тенденции предыдущих работ по исследованию вариаций значений b в зонах субдукции с глубиной, обнаруживая

более низкие значения $b = 0.71–0.75$ на глубинах 0–15 км, а максимальные значения $b = 1.56$ на глубине 94 км. Изменение значения b с глубиной для зоны субдукции Тонга интерпретируется с точки зрения изменения напряжения в погружающейся плите. По сопоставлению с тектонической моделью Тонга меньшие значения b в приповерхностном слое могут соответствовать повышенному напряжению, а для больших глубин до 400 км характерно растяжение плиты. Следует отметить, что область повышенного значения b на глубине 90–100 км также может являться результатом фундаментального процесса, связанного с дегидратацией плиты, на этой глубине залегает магматический фронт, с которым связано присутствие активного вулканизма.

Временные вариации значения b зоны субдукции Тонга отражают общую тенденцию возникновения наиболее сильных землетрясений на фоне понижения значений b , но такая закономерность наблюдается только в поверхностном слое на глубинах до 100 км. Для больших глубин такой закономерности не выявлено.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00682-24).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев В.И.* Дегидратация субдуцируемой коры как индикатор плавления (по результатам численного физико-химического моделирования) // Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания с международным участием “Магматизм и метаморфизм в истории земли”, 24–28 августа 2010 г. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010. Т. 1. С. 100–101.
- Гусев А.А., Мельникова В.Н.* Связи между магнитудами — среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.
- Завьялов А.Д.* Наклоны графика повторяемости как предвестник сильных землетрясений на Камчатке // Прогноз землетрясений. Душанбе, М.: Дониш, 1984. Вып. 5. С. 173–184.
- Коновалова А.А., Салтыков В.А.* Различия в наклоне графика повторяемости независимых землетрясений и афтершоковых последовательностей // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 74–81.
- Кулдорф Г.* Введение в теорию оценивания. М.: Физматлит, 1966. 176 с.
- Моги К.* Предсказание землетрясений / Перевод с англ. М.: Мир, 1988. 382 с.
- Павленко В.А., Завьялов А.Д.* Сравнительный анализ методов оценки магнитуды представительной регистрации землетрясений // Тезисы докладов II Всероссийской конференции с международным участием “Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений”. М.: ИТПЗ РАН, 2021. С. 82–83.
- Писаренко В.Ф.* О законе повторяемости землетрясений // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 47–60.
- Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Бернар П.* Особенности развития сейсмической роевой активности в коринфском рифте в 2000–2005 гг. // Физика Земли. 2011. № 7. С. 54–66.
- Ребецкий Ю.Л.* Поле глобальных коровых напряжений Земли // Геотектоника. 2020. № 6. С. 3–24. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20060119>
- Салтыков В.А.* О возможных проблемах оценки пространственно-временных особенностей представительства каталога землетрясений (на примере Камчатского каталога Единой Геофизической службы РАН) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 3. С. 66–74. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-3-43-66-74>
- Смирнов В.Б.* Прогностические аномалии сейсмического режима. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности / Под ред. В.Б. Смирнова, А.В. Пономарева. М.: РАН, 2020. 412 с.
- Abers G.A., Keken P., Wilson C.R.* Deep decoupling in subduction zones: Observations and temperature limits // Geosphere. 2020. V. 16. P. 1408–1424. <https://doi.org/10.1130/GES02278.1>
- Amelung F., King G.* Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. Iss. 5. P. 507–510. <https://doi.org/10.1029/97GL00287>
- Bevis M., Taylor F.W., Schutz B.E. et al.* Geodetic observations of very rapid convergence and

- back-arc extension at the Tonga arc // *Nature*. 1995. V. 374. P. 249–251.
- Bonnardot M.A., Régnier M., Ruellan E. et al.* Seismicity and state of stress within the overriding plate of the Tonga-Kermadec subduction zone // *Tectonics*. 2007. V. 26. № 5. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2006TC002044>
- Bonnardot M.A., Régnier M., Christova C. et al.* Seismological evidence for a slab detachment in the Tonga subduction zone // *Tectonophysics*. 2009. V. 464. № 1–4. P. 84–99.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.011>
- Calderoni G., Rovelli A., Giovambattista R.D.* Stress Drop, Apparent Stress, and Radiation Efficiency of Clustered Earthquakes in the Nucleation Volume of the 6 April 2009, M_w 6.1 L'Aquila Earthquake // *J. of Geophys. Res. Solid Earth*. 2019. V. 124. Iss. 10. P. 10360–10375.
<https://doi.org/10.1029/2019JB017513>
- El-Isa Z.H.* Continuous-cyclic variations in the b -value of the earthquake frequency-magnitude distribution // *Earthquake Science*. 2013. V. 26. P. 301–320.
<https://doi.org/10.1007/s11589-013-0037-9>
- El-Isa Z.H., Eaton D.W.* Spatiotemporal variations in the b -value of earthquake magnitude–frequency distributions: Classification and causes // *Tectonophysics*. 2014. V. 615–616. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.001>
- Enescu B., Enescu D., Ito K.* Values of b and p : their variations and relation to physical processes for earthquakes in Japan and Romania // *Rom. Journal Phys.* 2011. V. 56. № 3–4. P. 590–608.
- Gerstenberger M., Wiemer S., Giardini D.* A systematic test of the hypothesis that the b value varies with depth in California // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28(1). P. 57–60.
- Gutenberg B., Richter C.F.* Frequency of Earthquakes in California // *Bull. Seismol. Soc. of Am.* 1944. V. 34. P. 185–188.
- Herrmann M., Piegari E., Marzocchi W.* Revealing the spatiotemporal complexity of the magnitude distribution and b -value during an earthquake sequence // *Nature Communications*. 2022. V. 13. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1038/s41467-022-32755-6>
- Kulhanek O.* Prague Centre of Mathematical Geophysics, Meteorology and their Applications // Seminar on b -value. Seminar paper. Prague, Czech: Department of Geophysics, Charles University, 2005.
- Kulhanek O., Persson L., Nuannin P.* Variations of b -values preceding large earthquakes in the shallow subduction zones of Cocos and Nazca plates // *J. of South American Earth Sciences*. 2018. V. 82. P. 207–214.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.01.005>
- Kusky T.M.* Déjà vu: Might Future Eruptions of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Volcano be a Repeat of the Devastating Eruption of Santorini, Greece (1650 BC)? // *J. of Earth Science*. 2022. Pre-print.
<https://doi.org/10.1007/s12583-022-1624-2>
- Legrand D., Tassara A., Morales D.* Megathrust asperities and clusters of slab dehydration identified by spatiotemporal characterization of seismicity below the Andean margin // *Geophysical Journal International*. 2012. V. 191(3). P. 23–931.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05682.x>
- Li Y., Chen X.* Variations in Apparent Stress and b Value Preceding the 2010 M_w 8.8 Bio-Bío, Chile Earthquake // *Pure and Applied Geophysics*. 2021. V. 178. P. 4797–4813.
- Li Y., Chen X., Chen L.* Joint analysis of b -value and apparent stress before the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki, Japan earthquake // *Earthquake Science*. 2021. V. 34. Iss. 4. P. 232–333.
<https://doi.org/10.29382/eqs-2021-0036>
- Lin J., Sibueti J., Lee C. et al.* Special variations in the frequency–magnitude distribution of earthquakes in the southwestern Okinawa trough // *Earth Planet. Space*. 2007. V. 59. P. 221–225.
- Lin J.-Y., Sibuet J.-C., Hsu S.-K.* Variations of b -values at the western edge of the Ryukyu Subduction Zone, north-east Taiwan // *Terra Nova*. 2008. V. 20. P. 150–153.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00801.x>
- Marzocchi W., Spassiani I., Stallone A., Taroni M.* How to be fooled searching for significant variations of the b -value // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 220(3). P. 1845–1856.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggz541>
- Mignan A., Woessner J.* Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs // *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*. 2012.
<https://doi.org/10.5078/corssa-00180805>
- Millen D.W., Hamburger M.W.* Seismological evidence for tearing of the Pacific plate at the northern termination of the Tonga subduction zone // *Geology*. 1998. V. 26(7). P. 659–662.
<https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- MoralesYáñez C., Bustamante L., Benavente R. et al.* Bvalue variations in the Central Chile seismic gap assessed by a Bayesian transdimensional approach // *Scientific Reports*. 2022. 12: 21710. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-25338-4>
- Nassir S., Al-Humidan S., Lashin A.* Duration magnitude calibration of Kuwait national seismic network // *Scientific Research and Essays*. 2012. V. 7(4). P. 453–459.
<https://doi.org/10.5897/SRE11.1096>

- Newhall C.G., Self S.* The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism // *J. of Geophys. Res.: Oceans*. 1982. V. 87. № C2. P. 1231–1238.
<https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>
- Nuannin P.* The potential of *b*-value variations as Earthquake precursors for small and large events / PhD thesis, Uppsala University. 2006. P. 1–48.
- Penisoni M., Suetsugu D., Hara T.* Determination of focal mechanism of the Tonga Fiji earthquakes with a sparse regional seismic network // *Synopsis of IISSE-GRIPS Master's Thesis*. 2021.
- Popescu E., Grecu B., Popa M. et al.* Seismic source properties: indications of lithosphere irregular structure on depth beneath Vrancea region // *Rom. Rep. Phys.* 2003. V. 55(3). P. 303–321.
- Reasenber P.* Second-order moment of central California seismicity 1969–1982 // *J. of Geophys. Res.* 1985. V. 90. P. 3–18.
- Rodríguez-Pérez Q., Zuñiga F.R.* Imaging *b*-value depth variations within the Cocos and Rivera plates at the Mexican subduction zone // *Tectonophysics*. 2018. V. 734–735. P. 33–43.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.019>
- Schorlemmer D., Neri G., Wiemer S., Mostaccio A.* Stability and significance tests for *b*-value anomalies: Example from the Tyrrhenian Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30(16). P. 1–4.
<https://doi.org/10.1029/2003GL017335>
- Scordilis E.M.* Empirical global relations converting *M_s* and *m_b* to moment magnitude // *J. of Seismology*. 2006. V. 10. P. 225–236.
<https://doi.org/10.1007/s10950-006-9012-4>
- Stiphout V.T., Kissling E., Wiemer S., Ruppert N.* Magmatic processes in the Alaska subduction zone by combined 3-D *b* value imaging and targeted seismic tomography // *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*. 2009. V. 114. № B11. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005958>
- Tormann T.* *B*-values as Stress Meters in the Earth's Crust // Doctoral dissertation, Eidgenössische Technische Hochschule ETN. Nr. 19594. Zurich, 2011.
- Wiemer S., Benoit J.P.* Mapping the *b*-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. № 13. P. 1557–1560.
<https://doi.org/10.1029/96GL01233>
- Wyss M., Shimazaki K., Wiemer S.* Mapping active magma chambers by *b* values beneath the off-Ito volcano, Japan // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 20413–20422.
- Wyss M., Hasegawa A., Nakajima J.* Source and path of magma for volcanoes in the subduction zone of northeastern Japan // *Geophys. Res. Lett.* 2001a. V. 28(9). P. 1819–1822.
<https://doi.org/10.1029/2000GL012558>
- Wyss M., Wiemer S., Zuniga F.R.* ZMAP a Tool for Analyses of Seismicity Patterns. Typical Applications and Uses: A Cookbook. 2001b. 64 p.
- Wyss M., Stefansson R.* Nucleation points of recent main shocks in southern Iceland, mapped by *b*-values // *Bull. Seismol. Soc. of Am.* 2006. V. 96(2). 599 p.
- Zhu A., Xu X., Hu P. et al.* Variation of *b* value with hypocentral depth in Beijing area: Implications for earthquake nucleation // *Chinese Science Bulletin*. 2005. V. 50. P. 691–695.

VARIATIONS IN THE SLOPE OF THE EARTHQUAKES RECURRENCE CURVE IN THE TONGA SUBDUCTION ZONE IN 2005–2022

A. A. Shakirova*, V. A. Saltykov

*Kamchatka Branch of the Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences,
bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

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

The Tonga–Kermadec subduction zone is located between the Pacific and Australian plates and is the site of the highest rates of Pacific plate subduction and dominant extension. In 2006 and 2009 in this region, two strong earthquakes occurred with magnitudes $M_w = 8.0$ and 8.1. There are about 170 islands in the Tonga region. They are volcanic centers that have erupted regularly over the past few decades. The paper presents the results of determining temporal variations in the slope of the earthquakes recurrence curve (b -value) in the Tonga subduction zone for 2005–2022 and variations in b depending on depth. Temporal variations in the b -value reflect the general tendency for the most powerful earthquakes to occur against the background of a decrease in b -value only in the surface layer at depths of 0–100 km. By comparing the variation of b -value with depth with a tectonic model of the Tonga subduction zone, it suggested that lower b -value might reflect greater stress at the top of the subducted slab due to its bending. Elevated b -value can apparently be associated with stretching mechanisms. For the Tonga subduction zone, as for other subduction zones, the increased b -value identified at a depth of 90–100 km, which may be due to the presence at this depth of a magmatic front, which is associated with active volcanism.

Keywords: earthquake, Tonga subduction zone, slope of the earthquakes recurrence curve, Gutenberg–Richter law, representativeness of the catalog

УДК 551.24:528.7(202), К78

ВАРИАЦИИ ПОЛЕЙ СМЕЩЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2024 г. В. Ю. Тимофеев^{a, b, *}, Д. Г. Ардюков^a, А. В. Тимофеев^a

^aИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bАлтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба” РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 09.08.2023 г.

После доработки 23.11.2023 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Более двадцати лет измерений современных движений Горного Алтая методами космической геодезии включают различные этапы сейсмического процесса. Сеть из 20-ти пунктов измерений расположена на обширной территории, от Новосибирска на севере до монгольской границы на юге, от границы с Казахстаном на западе, до Саянских гор на востоке. Случившееся в сентябре 2003 г. Чуйское землетрясение естественным образом разбивает период наблюдений с 2000 по 2022 г. на несколько этапов: предсейсмический (2000–2003 гг.), косейсмический (2003–2004 гг.), постсейсмический для эпицентральной области Чуйского землетрясения (2004–2013 гг.) и межсейсмический для остальных районов Горного Алтая, не затронутых значимо воздействием землетрясения (2000–2022 гг.). Данные многолетних измерений проанализированы с помощью специальных программ последних модификаций. Выделены особенности полей смещений на каждом этапе: аномальные скорости перед Чуйским землетрясением, косейсмические смещения в период землетрясения, постсейсмические эффекты в эпицентральной зоне и медленные тектонические движения. Для интерпретации использованы 2D и 3D упругие и вязко-упругие модели земной коры. Определена глубина гипоцентра — 14 км, при двухметровом относительном правостороннем скачке смещений на сейсмическом разрыве. В рамках двухслойной модели получено значение вязкости нижней коры при разных упругих модулях $\eta = 5 \cdot 10^{19} - 1.1 \cdot 10^{20}$ Па·с. Современные движения части Горного Алтая, незатронутой Чуйским землетрясением, составляют 0.8 мм/год на ССЗ. В эпоху 2000–2022 гг. скорость площадной деформации в южной горной части достигает $2 \cdot 10^{-8}$ /год, что на порядок превышает скорость в равнинной северной части исследуемой территории.

Ключевые слова: современные движения, методы космической геодезии, Горный Алтай, землетрясение, упругие и вязко-упругие модели земной коры, этапы сейсмического процесса

DOI: 10.31857/S0203030624040048, **EDN:** IXZTMS

ВВЕДЕНИЕ

Исходя из концепции тектоники плит, деформация Азии обусловлена комплексным воздействием континентальной коллизии и океанической субдукции, а также термальными условиями коры и мантии Земли. С юга Индийская плита надвигается на Евразийскую, с востока под Евразийскую плиту погружается Тихоокеанская [Molnar, Tarponnier, 1975, 1977; Yin, 2010]. Кинематическая картина

смещений земной поверхности отражает скорости движения отдельных жестких плит, блоков и деформирование коры на границах. Развитие навигационных спутниковых систем (GPS, DORIS и SLR) вывело на новый уровень исследования современных геологических процессов. Появились возможности высокоточного определения смещений элементов земной поверхности без ограничений по расстояниям, характерного для классических геодезических наземных

измерений. По данным космической геодезии выделено движение Индийской плиты на ССВ со скоростью около 50 мм/год относительно плиты Евразия. Аномальное смещение от зоны контакта с Евразийской плитой на север постепенно уменьшается вплоть до Сибирских платформ. Алтай-Саянская молодая горная область, расположена на северной границе зоны современной деформации Азии и относится к сейсмически активным территориям России [Новый каталог..., 1977; Сейсмическое районирование..., 1980; Карта..., 1988; Филина, 1994, Жалковский, 1988]. Горообразовательные движения активно продолжают здесь в последние 5–10 млн лет [Buslov et al., 2021]. Для Алтай-Саянской области за последние 250 лет зафиксированы только два сильных землетрясения магнитудой более 7. В современную эпоху – это Чуйское землетрясение 27.09.2003 [Гольдин и др., 2004], случившееся в юго-восточной части Горного Алтая. Горный Алтай расположен в западной части Алтай-Саянской области, имеет резкопересеченный рельеф с горными плато высотой до 2000–3000 м и хребтами с высотами 3000–4000 м [Девяткин, 1965, Чернов и др., 1988]. Известно, что при сильных землетрясениях в земной коре картируются протяженные разрывы на земной поверхности, что позволяет связывать процесс землетрясения с деформированием земной коры, а само сейсмическое событие есть результат быстрого высвобождения упругой энергии, накопившейся в геологической среде. Величина современных скоростей смещений земной поверхности очень мала, что требует проведения многолетних высокоточных измерений. Сети постоянных и временных станций, использующих методы космической геодезии, в настоящее время охватывают обширные территории Центральной Азии – Памир, Тянь-Шань, Джунгарию и Монголию. Алтайская сеть существенно дополняет существующие области измерений. Методы космической геодезии при проведении многолетнего мониторинга позволяют исследовать современный процесс на этапах: подготовки землетрясения, в эпохи косейсмических, постсейсмических и межсейсмических смещений.

Задача нашего исследования – это определение величины и природы современных полей смещений земной поверхности на основе

результатов двух десятилетий измерений методом космической геодезии в Горном Алтае, анализ их связи с сейсмическим режимом региона.

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИЗМЕРЕНИЙ

Для описания сейсмического процесса известна механическая модель межсейсмического накопления деформаций при блокировании сдвиговой дислокации в упругом полупространстве [Savage, Prescott, 1978]. Модель включает движение тектонических плит относительно друг друга, либо аномальное движение отдельных блоков внутри плит. В более реалистичных моделях деформация упругой коры взаимодействует с вязким нижним слоем. Землетрясение моделируется, как результат внезапного смещения на разломе. Постсейсмическая релаксация деформаций в литосфере связана с вязким взаимодействием упругого и нижележащего вязко-упругого слоя. В модели отражаются и медленные межсейсмические движения [Segall, 2002; Johnson, Segall, 2004]. Поле скоростей смещения земной поверхности состоит из косейсмической и постсейсмической частей и описывается как функция расстояния от разлома (x) и времени (t):

$$v(x, t) = \frac{S}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} T_n(t/\tau_R, T/\tau_R) F_n(x, D, H), \quad (1)$$

где

$$F_n(x, D, H) = \tan^{-1} \left(\frac{2xD}{x^2 + (2nH)^2 - D^2} \right),$$

$$T_n\left(\frac{t}{\tau_R}, \frac{T}{\tau_R}\right) = \frac{T}{\tau_R} \frac{e^{-\frac{t}{\tau_R}}}{(n-1)!} \sum_{k=0}^{\infty} e^{\frac{KT}{\tau_R}} \left(\frac{t+KT}{\tau_R} \right)^{n-1}, \quad (2)$$

где H – мощность литосферы, τ_R – время релаксации, t – время от последнего землетрясения, T – текущее время, S – скорость скольжения на разломе или косейсмический скачок смещений, n – номер очередного сейсмического события, K – безразмерный коэффициент.

Определение скорости смещений на разных этапах развития сейсмического процесса является задачей многолетних исследований. В Алтай-Саянском регионе измерения методом космической геодезии стартовали в 2000 г. Алтайская геодинимическая сеть, простирающаяся от

Новосибирска до монгольской границы, охватывает территорию от 49° на юге до 55° на севере и от 81° на западе до 89° на востоке, состоит из 20 пунктов (рис. 1, табл. 1).

В первое десятилетие большинство пунктов сети опрашивалось ежегодно, далее только отдельные пункты сети. Опорный пункт Новосибирск-Ключи (NVSK) оборудован за месяц до проведения сетевых измерений 2000 г. В основном, для измерений по сети закладывались скальные репера (см. рис. 1). Пункты оборудовались за 2–3 месяца до проведения измерений. Качественные данные в 2000 г. получены на 12 пунктах, два пункта были перезаложены в 2001 г. для улучшения

видимости навигационных спутников (TUNZ, ARTB) и заложены три новых (UKOK, SOLO, ANUI). Также в 2001 г. в осадочных породах были оборудованы два глубинных репера, включающие бетонный постамент на глубине 3 м и обсадную трубу с репером высотой 1–3 м над поверхностью земли (KRUT и ARTB). Пункты UST2 и CHIB расположены на скальном основании и были заложены в 2004 г. после Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. При измерениях использовалась жесткая центровка антенн (см. рис. 1).

Известно, что наиболее массовое применение в геодинимических измерениях получила система GPS (глобальная система позиционирования) с использованием двухчастотных геодезических приемников и специальных программ постобработки сигнала. Рассматривая возможности метода космической геодезии, отметим, что основная проблема при вычислении расстояния до спутника системы спутниковой навигации связана с синхронизацией часов на спутнике и в приемнике. Приемник получает, например, эфемериды (точные данные об орбите спутника), прогноз задержки распространения радиосигнала в ионосфере, а также сведения о работоспособности спутника. Элементы орбит известны с высокой точностью и корректируются 2–3 раза в день; также корректируются и высокоточные часы, точность которых сравнима с атомными часами – порядка 10^{-12} секунды. Устранение искажений различной природы позволили достичь точности измерения взаимных расстояний 1–2 мм, что обусловило возможность применения системы для научных исследований. Нами при измерениях используются двухчастотные приемники космической геодезии системы TRIMBLE (TRIMBLE 4700, TRIMBLE R7, TRIMBLE R9s) при накоплении сигнала в 48 и более часов. В большинстве случаев использовались одновременные измерения комплектом из нескольких приёмников одного типа на двух и более пунктах. Для обработки данных применялась последняя версия программного пакета GAMIT-GLOBK с привлечением данных постоянных GPS станций международной сети IGS и комплекса спутниковых поправок [Herring et al., 2010]. Обычно использовались данные 40 пунктов IGS сети, как отечественных, так и зарубежных, например, станции с кодами

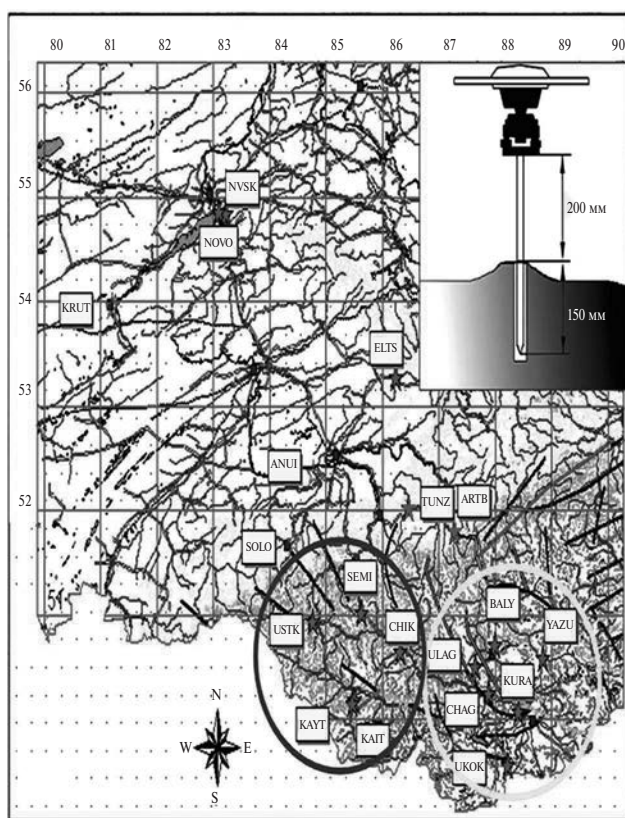


Рис. 1. Пункты Алтайской сети, заложенные в 2000 и 2001 гг., и схема оборудования скального репера для установки антенны приемника космической геодезии. Метка репера зацементирована в специально пробуренном отверстии, при измерения устанавливается переходник (200 мм), трегер и антенна. На карте показана гидросеть, разломы и рельеф. В юго-восточной части территории расположены горные плато высотой до 2000–3000 м и хребты с высотами 3000–4000 м. К северу от горной части плоская равнина с высотами 120 м. Желтым кругом выделена эпицентральная область Чуйского землетрясения.

Таблица 1. Координаты и высоты пунктов Алтайской сети космической геодезии и двух станций международной сети IGS, расположенных к югу от Горного Алтая

Код пункта	Широта φ (°)	Долгота λ (°)	Высота H (м)
NVSK (ФАГС, IGS) Новосибирск, обсерватория Ключи	54.840	83.235	123
KRUT, Крутиха	53.957	81.208	87
ELTS, Ельцовка	53.261	86.239	190
ANUI, Ануй	52.357	84.768	183
TUNZ, Туньжа	52.013	86.471	266
ARTB, Артыбаш	51.799	87.282	460
SOLO, Солонешное	51.700	84.419	445
SEMI, Семинский пер.	51.014	85.626	1483
UST2, Усть-Кан	50.939	84.768	1004
USTK, Усть-Кан	50.939	84.769	1003
BALY, Балыктуоль	50.703	88.002	1259
CHIK, Чике-Таманский пер.	50.644	86.313	1710
YAZU, Язула	50.586	88.851	1544
ULAG, Улаганский пер.	50.500	87.654	2039
CHIB, Чибит	50.312	87.503	1122
KURA, Курай	50.245	87.890	1470
KAYT, Кайтанак	50.146	85.439	1038
KAIT, Кайтанак	50.145	85.464	983
CHAG, Чаган-Узун	50.068	88.417	1710
UKOK, Укок	49.562	88.232	2323
URUM (IGS), Урумчи, Китай	43.807	87.600	859
LHAZ (IGS), Лхаса, Китай	29.657	91.104	3624

TNML, TCMS, PIMO., TWIF, SHAO, SUWN, DAEJ, TIXI, YAKT, MAGO, PETP, BILI, YSSK, USUD, TSKB, KSMU, MIZU, NVSK, BJFS, WUHN, IRKT, KUNM, LHAS, NRIL, URUM, HYDE, IISC, BAN2, SELE, POL2, KIT3, ARTU, BANR, ZWE2, MOBN, ELAT, ANKR, GLSV. Появление новых версий программ обработки периодически требует полного пересчета данных для уточнения результата. Примеры вычисления координат (широты пункта URUM с ошибкой) приведены в табл. 2. При этом ошибка определения долготы пункта URUM составила ± 0.62 мм, а ошибка определения высоты ± 1.74 мм. Предметом наших исследований являются годовые скорости смещения пунктов. Продолжающийся несколько десятилетий мониторинг предполагает использование нескольких поколений приборов. Нами использованы

приемники TRIMBLE, а специальное тестирование показало, что скорость, определяемая разными типа антенн и приемников одинакова в пределах ошибки 0.1 мм [Тимофеев и др., 2020]. Среднеквадратическая ошибка определения скорости по данным ежегодных измерений достигает минимальных значений при серии в 3–5 годовых эпох и фактически составляет 0.3–0.5 мм. Для исключения сезонной составляющей в результатах, измерения проводились в летние месяцы (июль – первая половина августа). Только в период после Чуйского землетрясения измерения дополнительно были проведены в мае 2004 г.

В результате постобработки данных многолетних измерений определяем координаты и скорости смещения пункта. Получив скорости смещений пунктов земной поверхности,

Таблица 2. Результаты определения широты по последней версии программы GAMIT-GLOBK для отдельной эпохи измерений (июль 2000 г.). Постоянный пункт URUM (Урумчи, Китай) международной сети IGS

Время, день, месяц, год	Широта в градусах
17 июля 2000	43.8079490860
18 июля 2000	43.8079490549
19 июля 2000	43.8079490325
20 июля 2000	43.8079490685
21 июля 2000	43.8079490968
22 июля 2000	43.8079490668
23 июля 2000	43.8079490665
24 июля 2000	43.8079490765
25 июля 2000	43.8079490687
26 июля 2000	43.8079490596
Среднее значение со среднеквадратической ошибкой в градусах	43.8079490677 ± 0.0000000053
Ошибка в миллиметрах	±0.59

следует исключить смещение тектонической плиты на сфере. В настоящее время существует множество кинематических моделей вращения плит с различными параметрами полюса Эйлера [Kogan, Steblov, 2008; Altamimi et al., 2012]. Каждая из этих моделей имеет свои особенности и использует различные исходные данные: например, модель NUVEL-1A — основывается на геофизических данных, состоит из 15 тектонических плит, создана в 1994 г. [Argus, Gordon, 1991]. Модель NNR-MORVEL56 — использует как геофизические, так и на геодезические данные, состоит из 56 плит, создана в 2008 г. [Argus et al., 2010]. Модель ITRF2014, которая использована в настоящей работе, построена на последних геодезических данных, состоит из 11 плит, создана в 2016 г. [Altamimi et al., 2017; Vardic et al., 2022].

Расчет плитной скорости смещений выполнялся по следующей схеме. Использованы параметры модели, координаты полюса Эйлера, Φ — широта, Λ — долгота и ω — угловая скорость в градусах за миллион лет, плюс координаты пункта измерений: ϕ — широта, λ — долгота. Соотношение для вектора смещений V отдельного пункта сети:

$$V = \Omega \cdot R \cdot \sin D, \quad (3)$$

где Ω — угловая скорость в радианах, R — радиус Земли, изменение кривизны поверхности Земли не учитывалось.

$$D = \arccos [\sin \phi \cdot \sin \Phi + \cos \phi \cdot \cos \Phi \cdot \cos(\Lambda - \lambda)]$$

$$V_n = V \cdot \sin \alpha$$

$$V_e = V \cdot \cos \alpha$$

$$\alpha = \arctg \sin(\lambda - \Lambda) / \{ [\sin(90 - \phi) / \tg(90 - \Phi)] - \cos(90 - \phi) \cdot \cos(\lambda - \Lambda) \}. \quad (4)$$

Следует отметить, что использование модели ITRF2014 дает вклад в ошибку до 0.2 мм по отдельной горизонтальной компоненте [Altamimi et al., 2017]. Вертикальное движение пунктов в модели не предусмотрено. Исследование вертикальных смещений, например, эффектов оледенения и последующей релаксации среды, требуют разработки специальных моделей с учетом вязкости мантии [Vardic et al., 2022]. Исключив плитное смещение Евразии по модели ITRF2014, можно переходить к анализу аномальных смещений в различные временные эпохи и в отдельных областях Горного Алтая и его окружения.

РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПАХ, И ИХ АНАЛИЗ

Чуйское землетрясение в сентябре 2003 г. (координаты 50°N и 88°E) естественным образом разбивает период наблюдений с 2000 по 2022 г. на несколько этапов: предсейсмический (2000–2003 гг., табл. 3, 4), косейсмический (2003–2004 гг.), постсейсмический для эпицентральной области Чуйского землетрясения

Таблица 3. Скорости в эпоху 2000–2003 гг., западная часть Горного Алтая

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H (м)	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	Vф мм/г, разность	Vл мм/г, разность
SEMI	–1.31	26.909	1483	–1.82	27.36	–0.51	+0.45
USTK	–1.07	26.932	1003	–0.48	26.52	+0.59	–0.41
CHIK	–1.51	26.942	1710	–0.70	26.33	+0.81	–0.61
KAYT	–1.26	27.020	1038	+0.11	27.73	+1.37	+0.71
KAIT	–1.27	27.019	983	–0.83	27.49	+0.44	+0.42
					Среднее	+0.53±0.31	+0.11±0.26

Таблица 4. Скорости в эпоху 2000–2003 гг., восточная часть Горного Алтая (будущая эпицентральной область)

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H (м)	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	Vф мм/г, разность	Vл мм/г, разность
BALY	–1.99	26.895	1259	–0.63	27.20	+1.36	+0.30
YAZU	–2.23	26.886	1544	–0.42	27.31	+1.81	+0.42
ULAG	–1.89	26.930	2039	–1.00	27.37	+0.89	+0.44
KURA	–1.96	26.955	1470	–1.64	27.06	+0.32	+0.10
CHAG	–2.11	26.962	1710	–1.25	27.00	+0.86	+0.04
					Среднее	+1.05±0.25	+0.26±0.20
UKOK (2001–2003)	–2.05	27.027	2323	–0.83	27.49	+1.22	+0.46
					Среднее	+1.07±0.22	+0.29±0.18

(2004–2013 гг.) и межсейсмический (тектонический) для остальных районов Горного Алтая, незатронутых значимо воздействием землетрясения (2000–2004–2022 гг.). Первый этап проанализируем, используя данные станций, работавших, начиная с 2000 г. В горной части, исследуемой территории, оказалось всего 10 таких пунктов, а из них 5 пунктов относятся к области будущего землетрясения (эпицентральной зоне) и 5 пунктов вне ее (см. рис. 1). Исходя из результатов анализа, можно отметить, что область будущего землетрясения 27.09.2003 г. выделяется относительно высокой скоростью смещений на ССВ (в 2 раза). Пересчет смещений в скорости деформаций с привлечением данных всех 20 пунктов сети (см. табл. 1) начиная с 2001 г. показывает максимальную скорость деформации на юго-востоке территории ($2 \cdot 10^{-7}$). Здесь выделяется аномалия в сдвиговой деформации. В равнинной части территории, расположенной на северо-западе, скорость деформации составляет 10^{-9} /год.

*Период Чуйского землетрясения,
эпоха 2003–2004 гг.*

Чуйское землетрясение в Горном Алтае произошло 27 сентября 2003 г. [Гольдин и др., 2004]. Параметры землетрясения по результатам сейсмологических исследований приведены в табл. 5. По данным различных научных центров, разброс по координатам эпицентра составляет от 7 до 16 км, по глубине от 10 до 24 км. Разброс значений положения гипоцентров афтершоков составил от 1 до 22 км. Полевыми работами летом 2004 г. закартирован разрыв длиной 75 км, ширина его максимально составляет 20 км, средняя подвижка по геологическим определениям достигает 2.5 м [Арефьев и др., 2006]. Отметим, что картирование проведено через год после землетрясения и зимнего периода с аномально высоким уровнем осадков.

Распределение векторов косейсмических смещений, по данным космической геодезии, приведено на рис. 2а. На рис. 2б показано решение для смещений отдельного пункта сети по трем компонентам. Подобно геологическим

Таблица 5. Результаты сейсмологических определений различными центрами

Сейсмологический центр	Координаты в градусах	Глубина, км	M_s	M_w
OBN – ГС РАН	50.01 87.74	24	7.3	
NVS – ГС СО РАН	50.0 88.1		7.5	
NEIC – ГС США	50.04 87.81	16	7.5	7.3
CMT – Гарвардский университет	50.02 87.86	15.0		7.3
EIC – Япония	49.98 87.90	18.4	7.3	7.2
Американский сейсмологический центр USGS – получена величина сейсмического момента $M_0 = 10^{20}$ Н·м, длина разрыва – 153 км, глубина – 10 км, подвижка – 2 м				
Решение для механизма очага		Главные оси		
Нодальные плоскости		Val	Plg	Azm
Strike	Dip	Slip	T	0.95 10 262
NP1	38	70 –5	N	0.20 69 143
NP2	130	85 –160	P	–1.14 18 356

данным, косейсмический скачок показал правостороннее смещение по сейсмическому разрыву. Деформация в эпицентральной зоне в эпоху 2003–2004 гг. составила: растяжение $6 \cdot 10^{-6}$ (BALY–ULAG–KURA), сдвиг $4 \cdot 10^{-6}$ (YAZU–CHAG–KURA), ориентация главных осей и направление сдвига лежит в пределах от 116°N до 129°N , что близко к ориентации нодальной плоскости 130°N .

Решение прямой задачи для определения полей смещений, деформации и напряжений на поверхности, при подвижке в момент землетрясения вдоль плоскости сейсмического разрыва, проводилось с использованием программы Coulomb 3.1 [Toda et al., 2011]. В основе алгоритма лежат аналитические выражения для изотропного упругого полупространства. В результате можно определить элементарную

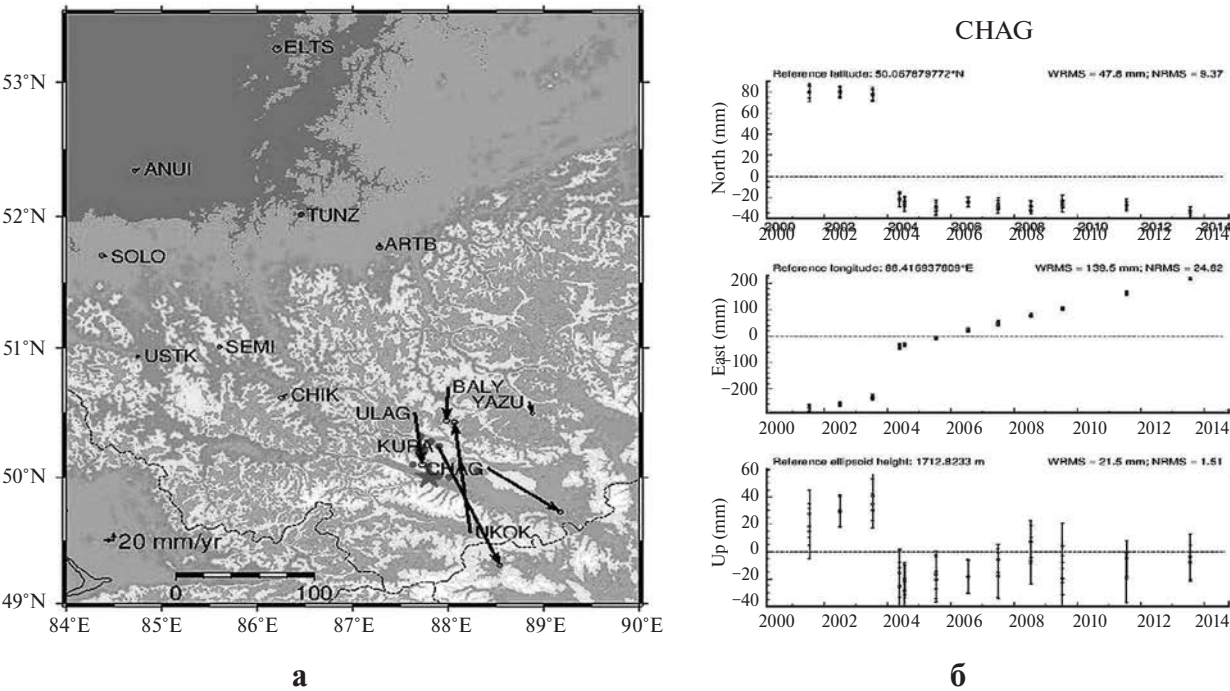


Рис. 2. Вектора косейсмических смещений при Чуйском землетрясении, эпоха 2003–2004 гг., приведена линии разрыва и положение эпицентра (звездочка) (а) и смещение пункта CHAG (по широте, долготе и высоте в мм), расположенного в эпицентральной зоне (б). Измерения в 2004 г. проведены в мае и июле.

дислокацию U_1 , U_2 , U_3 , связанную с горизонтальной, вертикальной или косой компонентой произвольной дислокации по разрыву (рис. 3а). Например, выражения для элементарной дислокации горизонтального сдвига U_1 для трех компонент смещения на поверхности можно записать как:

$$\begin{aligned} u_1^1 &= (F/4\pi\mu) \{ (1/R) + (x_1 - \xi_1)^2/R^3 + [\mu/(\lambda + \mu)] \\ &\quad [1/(R - \xi_3) - (x_1 - \xi_1)^2/R(R - \xi_3)^2] \}, \\ u_2^1 &= (F/4\pi\mu)(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \{ 1/R^3 - [\mu/(\lambda + \mu)] \\ &\quad [1/R(R - \xi_3)^2] \}, \\ u_3^1 &= (F/4\pi\mu)(x_1 - \xi_1) \{ -\xi_3/R^3 - [\mu/(\lambda + \mu)] \\ &\quad [1/R(R - \xi_3)] \}, \end{aligned} \quad (5)$$

где λ и μ – константы Ламе, коэффициент Пуассона 0.25, u_i^j – i -я компонента смещения

в точке (x_1, x_2, x_3) , обусловленная силой F в точке (ξ_1, ξ_2, ξ_3) в j -м направлении, для однородного полупространства, R – расстояние.

Результаты моделирования по программе Coulomb 3.1 с использованием параметров землетрясения по определениям сейсмологов (сейсмический момент $M_0 = 10^{20}$ Н·м, длина разрыва – 153 км, глубина – 10 км, подвижка – 2 м, для нодальной плоскости – ориентация $130^\circ N$, падение -85° , смещение – -160° , при нормальных параметрах коры – модуль Юнга 80 ГПа, коэффициент Пуассона 0.25) приведены на рис. 4.

Косейсмические горизонтальные смещения по нашим определениям в эпоху 2003–2004 гг. и модельные смещения показаны в табл. 6 и 7.

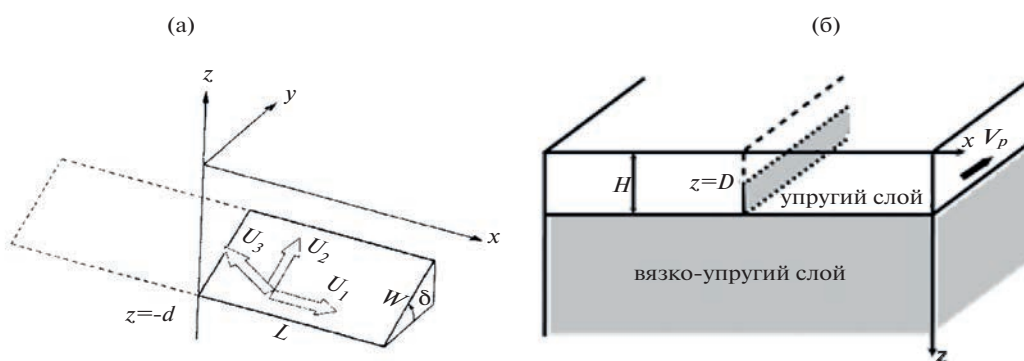


Рис. 3. Модель ограниченного разрыва – дислокационная модель землетрясения в упругом полупространстве (а) и двухслойная модель сейсмоактивного разлома (б).

Модель включает упругий слой (мощность H), вязко-упругое полупространство – тело Максвелла, субвертикальный сейсмический разрыв – простирается по оси Z до $z = D$; косейсмическое смещение – Δu . На границе упругого и вязкого слоев “прилипание”, т. е. нет разрыва смещений. После быстрого горизонтального смещения бортов разлома в верхней части упругого слоя при землетрясении, далее происходит медленное подтягивание нижней части упругого слоя, сцепленной с вязким слоем.

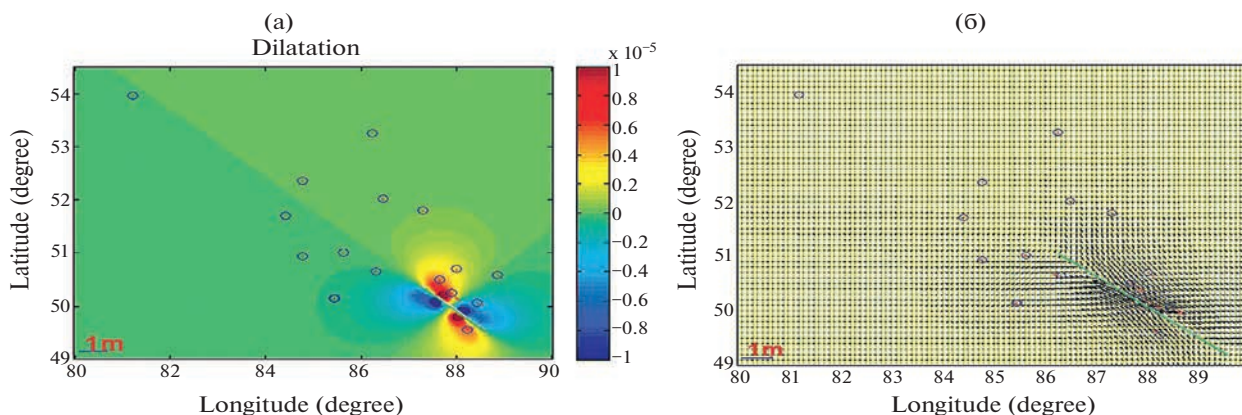


Рис. 4. Объемная деформация в эпицентральной зоне по результатам моделирования (а) и горизонтальные смещения по результатам моделирования (б).

Кружки – пункты космической геодезии, нарисована линия сейсмического разрыва.

Таблица 6. Эпицентральная зона, смещение по результатам измерений (2003–2004 гг.) и по 3D-модели, используя сейсмологические данные. Пункт ULAG находится под ЛЭПом, что может быть источником искажения результатов и шума

Код пункта	$\Delta\varphi$ мм, эксперимент	$\Delta\lambda$ мм, эксперимент	$\Delta\varphi$ мм, модель	$\Delta\lambda$ мм, модель	$\Delta\varphi$ отношение	$\Delta\lambda$ отношение	Расстояние от разрыва, км
YAZU	–26.2	+33.8	–27.5	+37.7	0.95	0.87	90
BALY	–90.0	+6.0	–134.8	+6.8	0.67	0.88	65
ULAG	–131.7	+18.4	–297.5	+32.5	0.44	0.57	39
CHAG	–104.6	+200.0	–126.4	+251.2	0.83	0.80	28
KURA	–296.5	+198.5	–352.8	+258.0	0.84	0.77	18
UKOK	+278.5	–34.0	+419.6	–192.0	0.66	0.18	26
KAYT	–0.0	–17.2	–0.1	–37.5	1.00	0.46	130

Таблица 7. Эпицентральная зона, горизонтальные смещения по широте и по долготе по результатам измерений (2003–2004 гг.)

Код пункта	φ косейсмический скачок, мм	λ косейсмический скачок, мм	Величина вектора, мм	Расстояние от разрыва, км
YAZU	–26.2	+33.8	43	90
BALY	–90.0	+6.0	90	65
ULAG	–131.7	+18.4	133	39
CHAG	–104.6	+200.0	226	28
KURA	–296.5	+198.5	357	18
UKOK	+278.5	–34.0	281	26

Величина смещений по экспериментальным данным составляет в среднем 80–85% от модельных значений, что требует изменения параметров землетрясения – увеличения глубины или энергии землетрясения.

Используя наши данные, сделаем определение глубины разрыва с помощью простой 2D модели смещений при землетрясении. Смещение пунктов в функции расстояния от разрыва (x) и глубины разрыва (a) можно определить с помощью соотношения (1) или по соотношению, приведенному в работе [Теркот и др., 1985]:

$$\Delta w(x) \equiv w(x) - w_0(x) = (\Delta w_0/2)[(1 + x^2/a^2)^{1/2} - x/a] \operatorname{sgn} x. \quad (6)$$

По данным 2D моделирования (рис. 5) хорошее совпадение с результатами измерений получается при глубине очага 14–15 км и смещении на разрыве в 2 м. Моделирование показывает, что при скачке смещения на разрыве в 2.5 м глубина разрыва составила бы 8 км, а это противоречит экспериментальным данным и результатам 3D моделирования (см. табл. 6).

В итоге следует остановиться на следующей модели землетрясения. При величине относительного смещения по разрыву $\Delta w = 2$ м, глубине 14 км, длине разрыва 100 км и при модуле упругости земной коры $\mu = 3.2 \cdot 10^{10}$ Па определяем величину сейсмического момента $M_0 = \mu \cdot \Delta w \cdot S = 0.9 \cdot 10^{20}$ Н·м. Таким образом, для магнитуды землетрясения получаем оценку $M_w = (\lg M_0/1.5) - 6.03 = 7.2$.

Эпоха 2004–2013 гг.

Проанализируем постсейсмические смещения, зарегистрированные за 10 лет (2004–2013 гг.) в эпицентральной зоне (100 км). Наблюдаемый постсейсмический сигнал сохраняет правостороннее смещение и распространяется в эпицентральной зоне. В этой области сохраняются эффекты Чуйского землетрясения несколько десятилетий после события. После косейсмического скачка скорость по компонентам в основном не превышает 1 мм в год, а ее изменение во времени

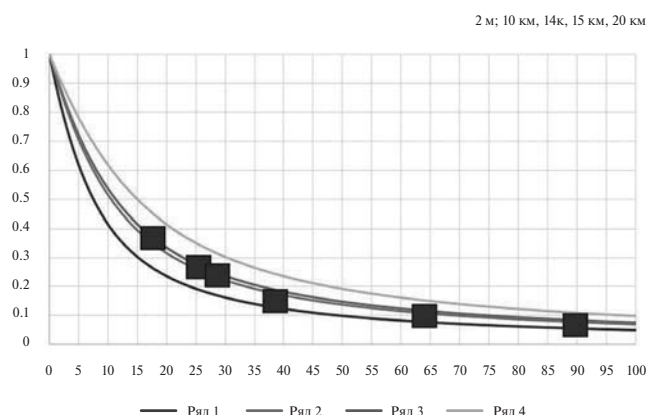


Рис. 5. Распределение изменений косейсмических горизонтальных смещений на поверхности, согласно 2D-модели бесконечного разрыва (по соотношению (6)).

Квадраты – значения смещений, вертикальная шкала – в м, горизонтальная – в км. Скачок смещений на разрыве – 2 м, глубины разрыва соответственно 10 км (Ряд 1), 14 км (Ряд 2), 15 км (Ряд 3), 20 км (Ряд 4).

через 1–2 года после события практически линейно. Абсолютная величина вектора горизонтальной скорости для эпохи (2004–2013 гг.) в среднем составила 1.6 мм/год (CHIB, BALY, ULAG, KURA, CHAG, YAZU) (табл. 8).

Для описания постсейсмического процесса использована двухслойная модель из упругого и вязкого слоев (соотношение (1), см. рис. 3б). После быстрого горизонтального смещения верхней части упругого слоя происходит медленное подтягивание его нижней части, сцепленной с вязким слоем. Скорости смещения в дальней зоне отличаются от картины смещений

в эпицентральной зоне и показывают смещение на север (табл. 9), подобно эпохе 2000–2003 гг.

При моделировании постсейсмических движений обратимся к модели, включающей упругий слой толщиной H , лежащий на вязко-упругом полупространстве. В этом случае время релаксации по Максвеллу составляет $\tau = 2\eta/\mu$, где η – вязкость и μ – модуль сдвига. Горизонтальная скорость на земной поверхности пропорциональна расстоянию от разрыва (x), числу сейсмически-активных процессов (n) и времени (t) записывается таким образом [Segall, 2002]:

$$v(x, t) = (\Delta u / \pi \cdot \tau) \cdot \exp(-t / \tau) \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \left[(t / \tau)^{n-1} / (n-1)! \right] \cdot F_n(x, D, H) \quad (7)$$

при этом пространственное распределения записывается как:

$$F_n(x, D, H) = \left\{ \tan^{-1}[(D + 2nH) / 2] + \tan^{-1}[D - 2nH] / x \right\} = \tan^{-1} \left\{ 2xD / [x^2 + (2nH)^2 - D^2] \right\},$$

если $n = 1$: $v(x, t) = (\Delta u / \pi \cdot \tau^R) \cdot \exp(-t / \tau^R) \tan^{-1} \{ 2 \times D / [x^2 + (2H)^2 - D^2] \}$. (8)

Как представлено в соотношениях (7) и (8) постсейсмическая скорость является функцией четырех параметров: косейсмического сдвига Δu , глубины разлома D , толщины упругого слоя H , параметра релаксации материала τ и времени. Из экспериментальных данных получаем

Таблица 8. Скорость смещения пунктов за 2004–2013 гг., эпицентральной зона

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H, м	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	φ мм/г, разность	λ мм/г, разность	Вектор, мм/г	Расстояние, км
YAZU	−2.23	26.886	1544	−1.72	27.88	+0.51	+0.99	1.12	90
BALY	−1.99	26.895	1259	−1.84	26.42	+0.15	+1.52	1.55	65
ULAG	−1.89	26.930	2039	−2.81	28.55	−0.92	+1.41	1.69	39
CHAG*	−2.11	26.962	1710	−3.60	28.05	−1.41	+1.39	1.98	28
KURA*	−1.96	26.955	1470	−2.20	28.87	−0.29	+1.89	1.92	18
CHIB*	−1.85	26.957	1122	−2.30	27.99	−0.45	+1.03	1.13	11
				Среднее	(6)	−0.40	+1.37	1.56	
				Среднее	*	−0.72	+1.43	1.68	
UKOK	−2.05	27.027	2323	−0.13	26.70	+1.92	−0.33	1.95	26

Примечание. * – пункты расположены в 30-километровой зоне вдоль сейсмического разрыва.

Таблица 9. Скорость смещения пунктов за 2004–2013 гг., дальняя зона

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H, м	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	ф мм/г, разность	λ мм/г, разность
SEMI	–1.31	26.909	1483	–0.48	26.73	+0.83	–0.18
UST2	–1.07	26.932	1004	–0.66	26.99	+0.41	+0.06
USTK	–1.07	26.932	1003	–0.63	26.88	+0.44	–0.05
CHIK	–1.51	26.942	1710	–0.63	27.08	+0.88	+0.14
KAYT	–1.26	27.020	1038	–0.36	26.86	+0.90	–0.16
KAIT	–1.27	27.019	983	–0.13	26.22	+1.14	–0.82
					Среднее	+0.76	–0.12

скорости за десятилетний период с момента Чуйского землетрясения t . Используем модель затухания смещений (7) и распределение скоростей на определенном расстоянии (x) от разрыва (рис. 6), определяем время релаксации $\tau = 150$ лет. Пусть модуль сдвига нижнего слоя составляет $\mu = 33$ ГПа, скачок смещения на одной стороне разрыва $\Delta u = 1$ м, глубина разрыва $D = 15$ км, толщина упругого слоя $H = 20$ км, используя соотношение для вязкости $\eta = \mu \cdot \tau / 2$, получаем величину вязкости нижнего слоя земной коры $\eta = 5 \cdot 10^{19}$ Па·с. Если модуль сдвига достигает $\mu = 55$ ГПа, а время релаксации $\tau = 200$ лет, получаем величину вязкости нижнего слоя $\eta = 1.1 \cdot 10^{20}$ Па·с.

Смещения вне эпицентральной зоны 2000–2022 гг.

В этом блоке рассмотрим все данные, полученные по сети, исключив эпицентральную область, где еще продолжают процессы релаксации постсейсмических смещений. Наиболее продолжительные ряды наблюдений получены на пунктах USKT, UST2, KAYT, KAIT, CHIK, SEMI. Пример, наблюдаемых смещений на пункте USTK, показан на рис. 7а, 7б. Для определения плитного движения использована модель ITRF2014. Материалы по 13 станциям сети представлены в табл. 10. Можно отметить, что для годовых скоростей в миллиметрах среднее значение для 13 пунктов сети составляет по компонентам (по широте и по долготе соответственно): +0.286 мм/год, –0.219 мм/год, а для 12 пунктов (без станции NVSK): +0.330 мм/год, –0.239 мм/год, что лежит в пределах ошибки измерений. Для пунктов, расположенных на равнинной части территории (см. рис. 1) получены средние значения – для 4 пунктов (NVSK,

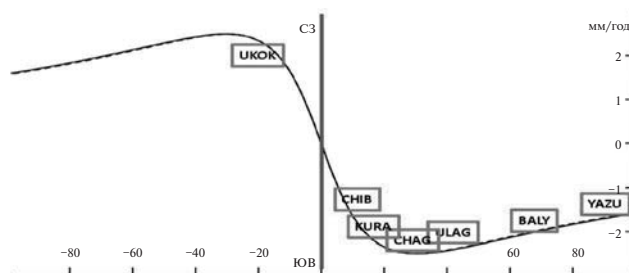


Рис. 6. Распределение постсейсмической скорости по данным за 10 лет после землетрясения (использовано соотношение (8)) по разные стороны от сейсмического разрыва.

Глубина разрыва $D = 15$ км, мощность упругой коры $H = 20$ км, отношение $D/H = 0.75$, время релаксации $\tau = 150$ лет. Вертикальная ось — скорость в мм в год, горизонтальная — расстояние от линии разрыва (красная линия) до пункта наблюдений — в км.

KRUT, ELTS, ANUI): –0.09 мм/год, –0.25 мм/год, для 6 пунктов (NVSK, KRUT, ELTS, ANUI, TUNZ, ARTB): –0.28 мм/год, –0.18 мм/год, для 5 пунктов без NVSK (KRUT, ELTS, ANUI, TUNZ, ARTB): –0.24 мм/год, –0.21 мм/год, для 4 пунктов (ELTS, ANUI, TUNZ, ARTB) –0.40 мм/год, –0.11 мм/год. Таким образом, полученные в разных комбинациях значения скоростей на северной равнинной части исследуемой территории находятся в пределах ошибки определения. Скорость площадной деформации по определениям на треугольнике (NVSK–ELTS–ANUI) составляет $2 \cdot 10^{-9}$ /год (сжатие) (см. рис. 1).

Определения в горной части изучаемой территории показали более значимый результат. Скорости по компонентам составили в среднем для 7 пунктов сети (SOLO, SEMI, UST2, USTK, CHIK, KAYT, KAIT): +0.75 мм/год, –0.25 мм/год, в среднем для 5 пунктов сети (UST2, USTK, CHIK, KAYT, KAIT): + 0.81 мм/год,

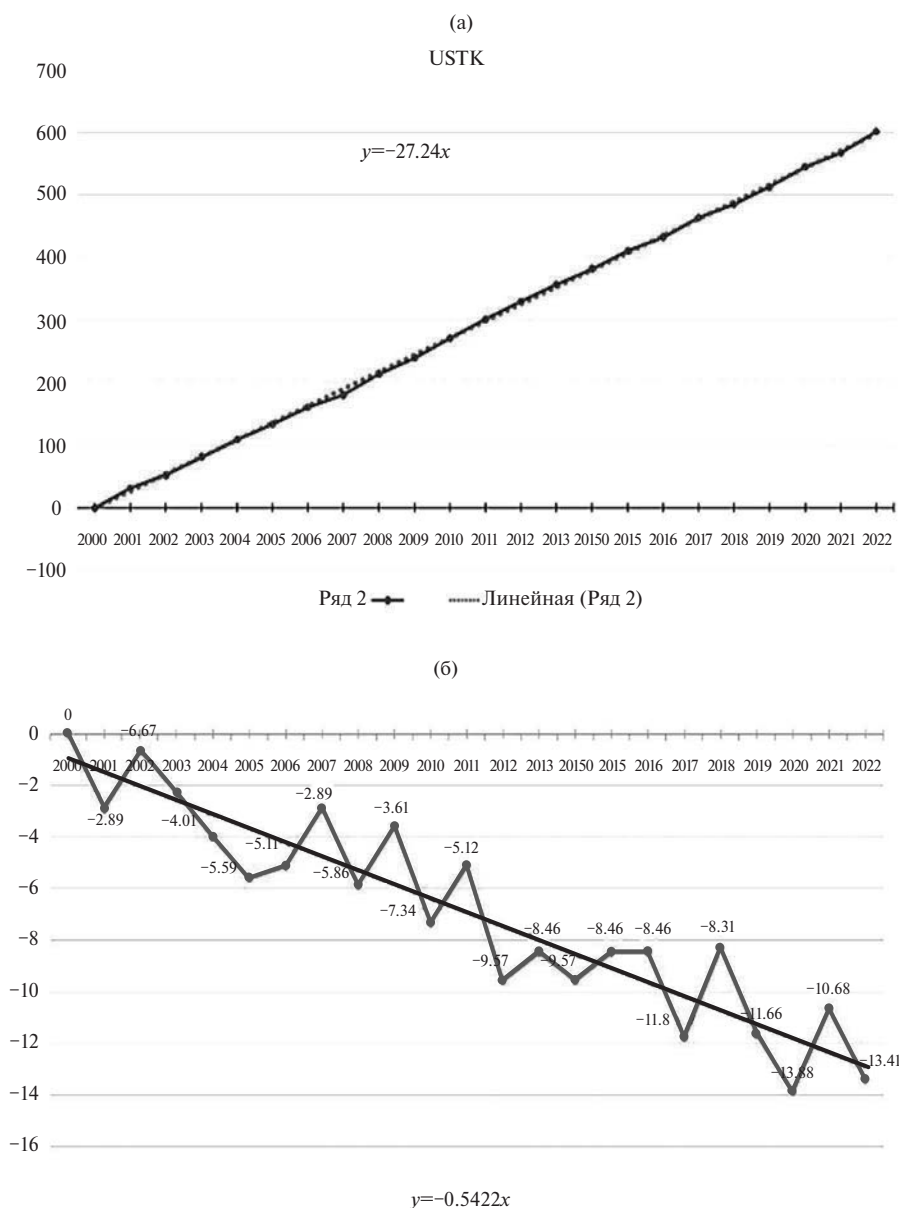


Рис. 7. Смещение пункта USTK (см. рис. 1) за период наблюдений 2000–2022 гг. (в мм) по долготе (смещение на восток) (а) и по широте (смещение на юг) (б).

На графиках точками отмечены измеренные значения и линия тренда.

–0.10 мм/год, что хотя бы по одной компоненте превышает ошибки определения (0.3–0.5 мм). Значение вектора скорости смещений в горной части составляет 0.8 мм/год, а его направление на северо–северо-запад (ССЗ). Скорость площадной деформации по определениям на треугольнике (USTK, СНИК, КАУТ) достигает $2 \cdot 10^{-8}$ /год и на порядок превышает скорость в равнинной части обследуемой территории (см. рис. 1).

Анализируя полученные результаты и геологические данные (рис. 8) отметим, что равнинная

часть, отличающаяся низкими скоростями смещений и слабой интенсивностью площадной деформации – это в основном мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Горная часть исследуемой территории, сложена вулканогенно-осадочными комплексами, выделяется более сильными движениями и на порядок более высокой скоростью площадной деформации. По геологическим данным здесь имеется обширная сеть глубинных разломов, наиболее плотная на юго-востоке Горного Алтая

Таблица 10. Результаты определений скоростей, используя последнюю версию программного пакета GAMIT-GLOBK, для пунктов сети, расположенных вне эпицентральной области, период наблюдений 2000–2022 гг.

Код пункта	φ мм/г, модель	λ мм/г, модель	H (м)	φ мм/г, эксперимент	λ мм/г, эксперимент	φ мм/г, разность	λмм/г, разность
NVSK (IGS) (2000–2022)	−0.63	26.396	123	−0.88	26.42	−0.25	−0.03*
KRUT	−0.05	26.542	87	+0,37	25.94	+0.42	−0.60*
ELTS	−1.49	26.590	190	−1.65	26.43	−0.16	−0.16*
ANUI	−1.07	26.715	183	−1.02	26.95	+0.05	−0.24*
TUNZ	−1.55	26.761	266	−2.28	26.92	−0.73	+0.16
ARTB	−1.78	26.771	460	−2.56	26.56	−0.78	−0.21
SOLO	−0.97	26.839	445	−0.38	26.11	+0.59	−0.73
SEMI	−1.31	26.909	1483	−0.79	26.39	+0.52	−0.52
UST2	−1.07	26.932	1004	−0.64	27.48	+0.43	+0.55
USTK	−1,07	26.932	1003	−0.54	27.24	+0.53	+0.31
CHIK	−1.51	26.942	1710	−1.00	26.22	+0.51	−0,72
KAYT	−1.26	27.020	1038	−0.03	26.64	+1.23	−0.38
KAIT	−1.27	27.019	983	0.08	26.74	+1.36	−0.28
URUM (IGS) (2015–2022)	−1.88	27.808	859 $V_H = -0.18 \pm \pm 0.16$	3.35	28.08	+5.23	+0.27
URUM (IGS) (2001–2011)				5.88	31.09	+7.76	+3.18
LHAZ (IGS) (2000–2003) (2015–2022)	−2.87	27.619	3624	17.40 17.08	45.25 45.46	+20.27 +19.95	+17.63 +17.84

Примечание. * – пункты расположены на равнине, в отличие от остальных пунктов, расположенных в горной местности. Все величины, приведенные в таблице получены авторами, решение в международных центрах для пунктов URUM и LHAZ дают близки результаты, см. <http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/URUM.sta>, <http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/URUM.png>, <http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/LHAZ.sta>, <http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/LHAZ.png>

в зоне Чуйского землетрясения. Эта область отличается увеличенной глубиной границы Мохо [Тимофеев и др., 2023]. Если обратить внимание на скорости аномального смещения пунктов, расположенных к югу от Горного Алтая, то можно отметить, что скорость смещения пункта Урумчи (URUM), расположенного в Джунгарии, составила 7 мм на север, а для Тибетского пункта Лхаса (LHAZ) – 20 мм на север. Такое давление с юга, возможно, и является причинами высокой сейсмичности региона и аномальных значений смещений земной коры в Горном Алтае.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Более двух десятков лет продолжают ежегодные измерения современных смещений

земной поверхности методами космической геодезии на Алтайской геодинамической сети. Сеть простирается от Новосибирска на севере до монгольской границы на юге и от границы с Казахстаном на западе до Саян на востоке. Измерения выполняются с жесткой центровкой антенн на скальных реперах, а при постобработке данных использованы последние модификации программных пакетов GAMIT-GLOBK и Coulomb 3. Эпоха 2000–2003 гг. перед Чуйским землетрясением 27.09.2003 г., $M = 7.2-7.5$ выделяется более сильными движениями в будущей эпицентральной области. В период землетрясения 2003–2004 гг. зарегистрированы правосторонние косейсмические смещения, убывающие с расстоянием от сейсмического разрыва. Распределение скачка смещений

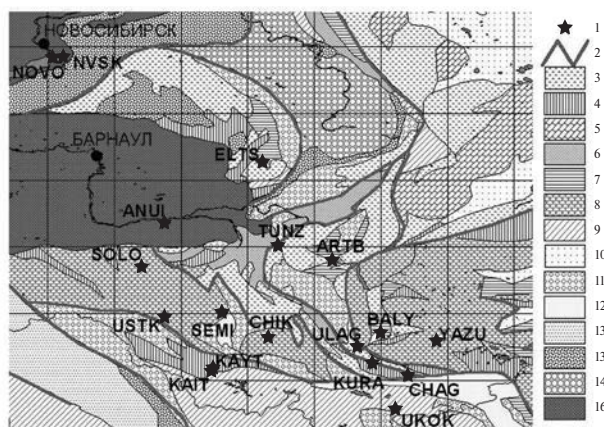


Рис. 8. Тектоническая схема Алтая с нанесенными на нее пунктами GPS.

1 — GPS пункты, 2 — разломы, 3 — венд-кембрийские осадочно-вулканогенные островодужные комплексы, 4 — комплексы венд-кембрийских аккреционных зон, местами с фрагментами офиолитов и высокобарических пород, 5 — блоки с венд-нижекембрийским карбонатным чехлом, 6 — фрагменты подводных океанических поднятий с венд-нижекембрийским кремнисто-карбонатным чехлом, 7 — области распространения верхнекембрийско-силурийских морских отложений, 8 — области распространения с верхнекембрийско-силурийских флишеидных и шельфовых отложений, 9 — венд-кембрийские флишеидные толщи Алтае-Монгольского террейна, 10 — нижнедевонские осадочно-вулканогенные рифтогенные комплексы, перекрытые в крупных впадинах средне-верхне-полеозойской континентальной массой, 11 — ниже-среднедевонские осадочно-вулканогенные рифтогенные комплексы активной континентальной окраины, 12 — среднедевонские песчано-сланцевые комплексы прогибов, 13 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные комплексы вулканических островных дуг, 14 — комплексы задуговых морских бассейнов и шельфов, 15 — верхнепалеозойская-триасовая континентальная масса, 16 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты [Парфенов и др., 2003].

с расстоянием хорошо соответствует результатам 2D- и 3D-моделирования. При относительном смещении на разрыве в 2 м оценена глубина гипоцентра 14 км. Постсейсмические смещения в эпицентральной области в эпоху 2004–2013 гг. в среднем составляли 1.6 мм/год. В рамках двухслойной вязко-упругой модели определена вязкость нижнего слоя земной коры при разных значениях модуля упругости ($\mu = 33\text{--}55$ ГПа) $\eta = 5 \cdot 10^{19}\text{--}1.1 \cdot 10^{20}$ Па·с. Вне эпицентральной области скорость смещения Горного Алтая за весь период измерений 2000–2022 гг. составила

0.8 мм/год на ССЗ. Смещения в северной равнинной части исследуемой территории оказались на уровне 0.2–0.4 мм/год, т.е. не превысили ошибку измерений. Скорость деформации сжатия на равнинной части территории сети составляла $2 \cdot 10^{-9}$ /год, а на территории Горного Алтая оказались на порядок выше $2 \cdot 10^{-8}$ /год. Возможная причина сейсмичности и аномальных смещений—деформаций Горного Алтая — это постоянное давление в северном направлении расположенных южнее частей земной коры, что зарегистрировано смещение, например, на пунктах Урумчи (6 мм/год) и Лхаса (20 мм/год).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) № FWZZ-2022-0019 и проекта АСФ ФИЦ ЕГС РАН (г. Новосибирск) № 075-01271-23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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. № 2. С. 85–96.
- Гольдин С.В., Селезнев 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 // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 534–536.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 126)
- Жалковский Н.Д. Закон повторяемости землетрясений и некоторые его следствия. Новосибирск, 1988. 29 с. (Препринт ИГиГ СО АН СССР. № 21)
- Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий / Ред. В.Г. Трифонов. М.: ГИН АН СССР, Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1986.
- Мазуров Б.Т. Изучение геодинамических процессов на основе моделирования геодезических и гравитационных параметров / Дис. ... д-ра техн. наук. Новосибирск, 2007. 254 с.

- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 297–314.
- Парфенов Л.П., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Булга-тов А.Н. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.
- Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1976 г. М.: Наука, 1980. 308 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, Ч. 2. 1985. 643 с.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Валитов М.Г., Стусь Ю.Ф., Сизиков И.С., Носов Д.А., Калиш Е.Н. О сравнении результатов определения координат и скоростей смещения пунктов с помощью двухчастотных приемников космической геодезии // Вестник СГУГиТ. 2020. Т. 25. № 2. С. 63–77.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Голдобин Д.Н., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Сизиков И.С., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф. Глубинное строение Горного Алтая и современные модели гравитационного поля // Geodynamics and Tectonophysics = Геодинамика и тектонофизика: Электронный журнал. 2023. Т. 14. № 1. С. 1–12.
<https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0681>
- Филина А.Г. Землетрясения Алтае-Саянского региона // Землетрясения в России в 1991 г. М.: Наука, 1997. 150 с.
- Чернов Г.А., Вдовин В.В., Окишев П.А. и др. Рельеф Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1988. 206 с.
- Altamimi Z., Metivier L., Collilieux X. ITRF2008 plate motion model // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. DOI: 10.1029/2011JB008930
- Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P., Rouby H., Collilieux X. ITRF2014 plate motion model. Geophys. J. Int. V. 209(3). P. 1906–1912.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx136>
- Altamimi Z., Rebischung P., Métivier L., Collilieux X. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. V. 121. P. 6109–6131. DOI: 10.1002/2016JB013098
- Argus D.F., Gordon R.G. No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. № 11. P. 2039–2042.
- Argus D.F., Gordon R.G., Heflin M.B., Ma C., Eanes R.J., Willis P., Peltier W.R., Owen S.E. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy // Geophys. J. Int. 2010. V. 180(3). P. 916–960.
- Argus D., Gordon R.G., Demets C., Zheng L. NNR-MORVEL56: No-net-rotation model of geologically current plate motions // AGU Fall Meeting Abstracts. 2010. V. 2010. P. G43A–0819.
- Buslov M.M., Imaeva L.P. Neotectonics of the AltaiSayan Mountains and reactivation of regional faults controlling seismicity // Earth Science Frontiers. 2021. V. 28(5). P. 301–319.
<https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2021.9.9>
- Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK // Massachusetts Institute of Technology. Massachusetts: Cambridge, 2010.
- Johnson K.M., Segall P. Viscoelastic earthquake cycle models with deep stress-driven creep along the San Andreas fault system // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. 10403–10422.
- Kogan M.G., Steblov G.M. Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B04416. DOI: 10.1029/2007JB005353
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. № 189. P. 419–426.
- Molnar P., Tapponnier P. The Collision between India and Eurasia // Scientific American. 1977. V. 236. № 4. P. 30–41.
- Savage J., Prescott W. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 3369–3376.
- Segall P. Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the San Andreas fault system // Int. Geol. Rev. 2002. V.44. P. 62–82.
- Toda S., Stein R.S., Sevilgen V., Lin J. Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching – user guide // U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1060. 2011. 63 p. Available from:
<https://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/>
- Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems. N. Y.: John Wiley & Sons, 1982. 464 p.
- Vardic K., Clarke P.J., Whitehouse P.L. A GNSS velocity field for crustal deformation studies: The influence of glacial isostatic adjustment on plate motion models // Geophys. J. Int. 2022. V. 231(1). P. 426–458.
- Yin An. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics. 2010. V. 488. Iss. 1–4. P. 293–325.
<http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/URUM.sta>
<http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/URUM.png>

[http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/
LHAZ.sta](http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/LHAZ.sta)

[http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/
TimeSeries/LHAZ.png](http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/LHAZ.png)

VARIATION OF DISPLACEMENT FIELDS AND GORNY ALTAI SEISMIC REGIME

V. Yu. Timofeev^{1, 2, *}, D. G. Ardyukov¹, A. V. Timofeev¹

¹*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, prosp. Akad. Koptiyg, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Altay-Sayan Branch of Geophysical Survey RAS, prosp. Akad. Koptiyg, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

**e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

More than twenty years of crust motion measurements by space geodesy method include different epochs of Gorny Altai seismic process. Our study aims at investigating the fields of displacement and deformation in the Gorny Altai region, where we have 20 points-net, situated on big territory, from Novosibirsk in North to Mongolian border at South, and from Kazakhstan border at West, to Sayan Mountains at East. Chuya earthquake (September, 2003) separated study period (2000–2022) to several epochs: pre-seismic – 2000–2003; 2003–2004 co-seismic period for epicentral zone; 2004–2013 post-seismic period for epicentral zone and 2000–2022 period for far-zone without of earthquake influence. Long term data analyses by modern special program. Anomalous behavior features are discovered in the displacement orientations, as well as in the distribution of velocities and deformation in the zone of the future earthquake. The spatial displacement pattern defined for the period of coseismic displacements corresponds to the right-lateral strike-slip along the vertical fault. Elastic and viscoelastic models (2D and 3D modification) used for interpretation. Depth of hypocenter was estimated as 14 km with 2 m relative shift on the seismic fault. In frame of two layers model the viscosity of lower crust ranges $5 \cdot 10^{19}$ – $1.1 \cdot 10^{20}$ Pa·s for different elastic modulus parameters. The results of our study show that modern horizontal displacements occur in the NNW direction at the rate of 0.8 mm/y for mountain part outside the Chuya earthquake epicenters zone. Velocity of area deformation at mountain part was $2 \cdot 10^{-8}$ /y and it is one order more than the value at flat territory situated to North from Gorny Altai.

Keywords: current displacements, space geodesy methods, Gorny Altai, earthquake, elastic and viscoelastic models of earth crust, epochs of seismic process

УДК550.34

ЮЖНО-ЧУРУБАШСКОЕ ПОСЕЛЕНИЕ, ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ. СЕЙСМО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И СЕЙСМО-ИНЕРЦИОННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

© 2024 г. В. Н. Зинько^{a, *}, А. М. Корженков^{b, **}, А. Н. Овсяченко^{b, ***},
Д. Е. Едемский^{c, ****}, А. С. Ларьков^{b, *****}, А. И. Сысолин^{b, *****}

^aКрымский федеральный университет им. В.И. Вернадского,
просп. Академика Вернадского, 4, Симферополь, 295007 Россия

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

^cИнститут земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН,
Калужское шоссе, 4, Москва, Троицк, 108840 Россия

*e-mail: elena-zinko@mail.ru

**e-mail: korzhenkov@ifz.ru

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

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

*****e-mail: las119@yandex.ru

*****e-mail: alexandr.sysolin@gmail.com

Поступила в редакцию 07.08.2023 г.

После доработки 07.10.2023 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Были проведены комплексные исследования (археологические, архео- и палеосейсмологические, георадарное профилирование), которые позволили установить причину разрушения Южно-Чурубашского поселения (большая усадьба на хоре Нимфея) в Восточном Крыму. Сильное сейсмическое событие с возможным очагом вдоль юго-западного ограничения Чурубашского лимана — одного из сегментов Парпачско-Таманского активного разлома, привело к формированию оползневых тел к юго-западу от дизъюнктива. Субмеридиональная плоскость отрыва одного из них пересекала древнее поселение приблизительно посередине, образовав видимую флексуру в “материке” (грунте) археологического памятника — сейсмо-гравитационную дислокацию. Сильные сейсмические подвижки в очаге землетрясения привели к обрушениям всех строительных конструкций и сильной деформации сохранившихся нижних рядов каменной кладки: наклонам, выдвиганиям и разворотам частей стен — сейсмо-инерционными дислокациями. Учитывая близость сейсмического очага и сильнейшие разрушения всех построек поселения, мы предполагаем, что усадьба попала в эпицентральной зону древнего землетрясения, где интенсивность сейсмических подвижек была не менее $I_0 \geq IX$ баллов. Судя по находкам амфорных клейм, чернолаковой керамики, а также боспорской монеты, эта большая усадьба на хоре Нимфея прекращает свое существование при серьезном землетрясении и сильном пожаре в начале четвертой четверти IV в. до н.э. Возможно, что следы этого землетрясения наблюдались нами ранее в Нимфее: так, очень серьезно пострадали — были полностью или частично разрушены сооружения Нимфея, построенные в V–IV вв. до н.э. Дальнейшие исследования активных геологических структур и археологических памятников помогут более точно параметризовать выявленное сейсмическое событие, что послужит цели более точной оценки сейсмической опасности Крымского полуострова.

Ключевые слова: археология, археосейсмология, палеосейсмология, георадарные исследования, Южно-Чурубашское поселение, хора Нимфея, Восточный Крым, Керченский полуостров, древние землетрясения, сейсмо-гравитационные и сейсмо-инерционные дислокации, Парпачско-Таманский разлом

DOI: 10.31857/S0203030624040054, EDN: IXWQRO

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф Восточного Крыма предстает собой однообразную картину: чередование безлесых глинистых балок и водоразделов между ними. Встречаются и небольшие сельские поселения, жители которых занимаются земледелием и скотоводством. На поверхности встречаются иногда развалы камней, многие из которых обработаны человеком и имеют правильную остроугольную форму. Это остатки древних поселений, заложенных в большинстве своем еще во времена греческого освоения Крыма (рис. 1). Некоторые поселения раскопаны археологами и тогда взору предстают руины древних построек, чаще всего сохранившиеся до уровня первых (нижних) рядов каменной кладки. По найденным артефактам: фрагментам керамики, редким монетам археологи определяют время бытования поселений, часто выявляя периоды их оставления и запустения, что традиционно объясняется нашествиями варваров (чаще всего скифов, кочевавших во второй половине первого тысячелетия до нашей эры неподалеку).

В доказательство приводятся следы пожаров, человеческие останки, неустребовавшие клады.

Однако следует помнить, что здания разрушаются и сильными землетрясениями. Во время сильных сейсмических колебаний падают горящие свечи и масляные лампы, разрушаются печи. Потолки и стены падают на людей. Даже хорошие специалисты-археологи забывают, что в Южном Крыму в 1927 г. произошли 2 значительных землетрясения, приведшие к значительным повреждениям и даже разрушениям в поселениях на берегу моря, погибли люди. Магнитуда этих сейсмических событий составила $M = 6.0$, $M = 6.8$, а интенсивность сейсмических колебаний до $I_0 = VIII$ – IX баллов [Пустовитенко и др., 1989; Никонов, 2003].

Кроме общих рассуждений, необходимо иметь в виду, что последние полвека успешно развивается новая наука — археосейсмология. Эта дисциплина приводит научные доказательства сейсмической природы наблюдаемых разрушений и повреждений [Archaeoseismology, 1996]. Примерами наиболее важных работ в области

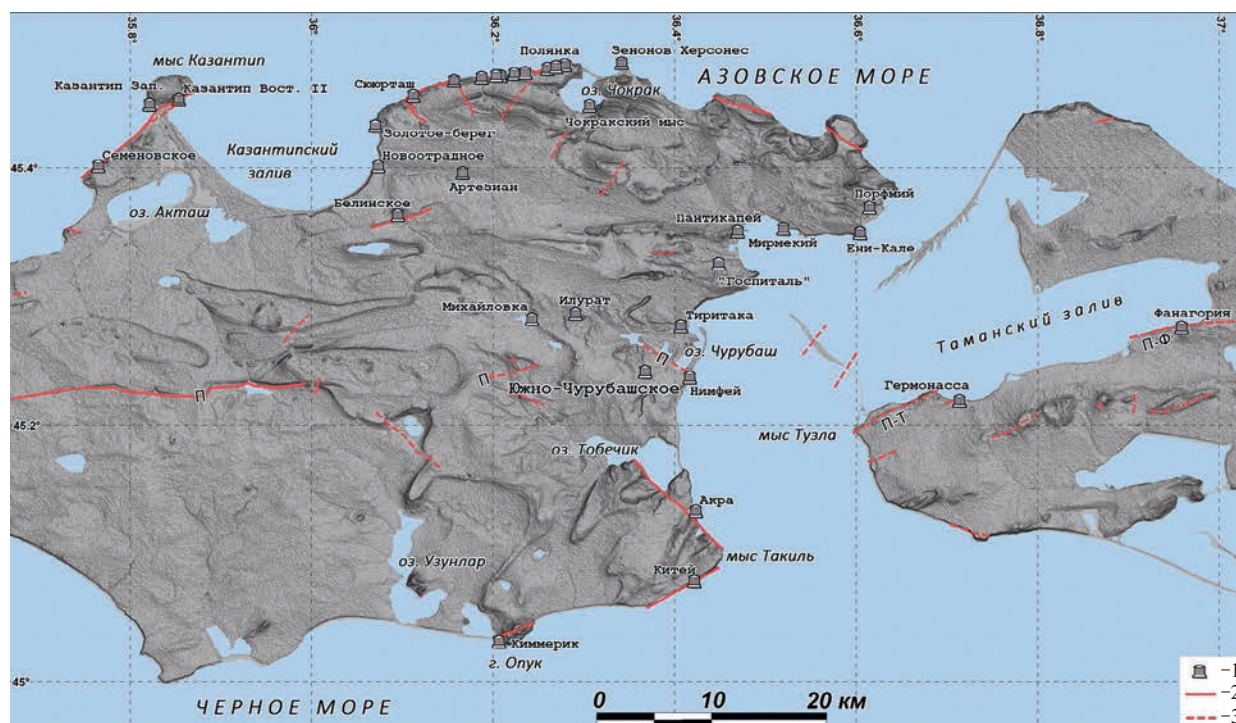


Рис. 1. Обзорная схема Керченского и Таманского п-овов с положением Южно-Чурубашского поселения.

1 — археологические памятники с изученными следами землетрясений; 2 — активные разломы с изученными следами сеймотектонических смещений в результате выхода очага сильного землетрясения на поверхность; 3 — предполагаемые активные разломы по структурно-геоморфологическим, геофизическим и дистанционным данным. П — сегменты Парпачско-Таманского активного разлома (П-Т, П-Ф — изученные отрезки Тузлинско-Фанагорийской разломно-складчатой зоны).

археосейсмологии, опубликованных за последнюю декаду являются [Martín-González, 2018, 2021; Liritzis et al., 2019; Roumane, Ayadi, 2019; Al-Tawalbeh et al., 2020; Benjelloun et al., 2020; Hinojosa-Prieto, 2020; Kázmér, Győri, 2020; Satuluri et al., 2020; Stiros, 2020; Kázmér, Škrgulja, 2021]. Используя кинематические индикаторы деформаций, можно доказать, был ли комплекс построек разрушен во время военных действий, вследствие статистической нагрузки со временем, просадки из-за грунтовых условий или сильных сейсмических воздействий [Korzhnikov, Mazog, 1999; Корженков и др., 2020 и др.]. Чтобы не проводить одни и те же объяснения и модели из одной нашей статьи в другую, просим читателя обратиться к ранее опубликованным работам.

Наша нынешняя работа посвящена исследованию руин Южно-Чурубашского городища, попытке определения причины разрушений. Подобные научные исследования, включающие в себя комплекс методов: археологию, архео- и палеосейсмологию, георадарное профилирование, пока исключительны не только у нас в России, но и за рубежом.

ИСТОРИКО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Во второй четверти VI в. до н.э. на южном побережье одной из лучших бухт европейского побережья Боспора Киммерийского (современный Керченский пролив) эллинскими переселенцами был основан город Нимфей. В последней четверти VI—первой четверти V вв. до н.э. на его сельской округе — хоре возникают первые сельские поселения: Героевка-1, Героевка-2 [Зинько, 1998, с. 87]. Небольшие сельские поселения нимфейской хоры находились в пределах прямой видимости с находящегося на возвышенном скалистом мысе городского центра полиса и представляли собой долговременные, неукрепленные, бессистемно застроенными сырцово-каменными постройками деревни для небольшого числа земледельцев [Зинько, 1996, с. 13]. К ранним поселениям хоры Нимфея некоторые исследователи относят еще одно сельское поселение — Южно-Чурубашское, которое находится в степи на запад от Нимфейского городища на расстоянии около 5 км. Оно возникло, по заключению И.Т. Кругликовой, в конце VI в. до н.э. К этому времени, как будто, относятся остатки каменных стен наземных построек, планы которых не

восстанавливаются [Кругликова, 1975, с. 46—47]. Однако исследования В.Н. Зинько этого поселения в 1994 и 2001—2005 гг. не подтверждают этой ранней датировки. Слой ранее второй половины V в. до н.э. на поселении не выявлено, хотя отдельные фрагменты керамики конца VI—первой половины V вв. до н.э. все же встречаются [Scholl, Zin'ko, 1999, p. 85—89; Зинько, 2007, с. 55]. В опубликованной в 2002 г. статье И.Т. Кругликова передатировала постройки Южно-Чурубашского поселения, указав, что подавляющее большинство фрагментов керамики принадлежат IV и IV—III вв. до н.э. [Кругликова, 2002, с. 149]. В то же время ею отмечается, что в нижнем слое встречаются фрагменты амфор второй половины VI—V вв. до н.э. [Кругликова, 2002, с. 141, с. 146—147]. С небольшой возвышенности, на которой расположено Южно-Чурубашское поселение, хорошо просматриваются Нимфейское и Тиритакское городища, вся южная часть Керченского пролива, а также мыс Ак-Бурун, где проходила одна из киммерийских переправ Геродота. А само сельское поселение находилось на единственном удобном “проходе” со стороны степи к мысу Кара-Бурун (на современных картах мыс Камыш-Бурун), где располагался боспорский город Нимфей. Основываясь на находках античной керамики конца VI—первой четверти V вв. до н.э. можно предположить существование на месте Южно-Чурубашского поселения небольшой деревни [Зинько, 2007, с. 55].

Открытые в центральной и южной частях Южно-Чурубашского поселения сырцово-каменные постройки датируются IV—началом III вв. до н.э. [Зинько, 2007, с. 106—109]. Особый интерес представляет большая сельская усадьба, открытая в южной части поселения на площади более 700 кв. м [Зинько, 2003, с. 91—117]. В результате исследований удалось установить, что максимальных своих размеров этот жилищно-хозяйственный строительный комплекс достигает в результате целого ряда перестроек, в ходе которых пристраивались новые помещения к основному зданию усадьбы и сооружались различные хозяйственные постройки. Первоначально, в середине IV в. до н.э. в южной части Южно-Чурубашского поселения на скальном основании строится двухкамерный дом (8.7 × 5.9 м), вытянутый с востока на запад. С южной стороны от дома, располагался хозяйственный двор, в западной части которого, примыкая к южной стене дома, находилась

большая пристройка прямоугольной формы. Этот изначально заложенный принцип организации пространства небольшой сельской усадьбы был впоследствии развит при дальнейшем расширении усадьбы, связанный с увеличением хозяйства.

В течении непродолжительного времени с восточной стороны дома в три приема пристраиваются еще четыре новых помещения. Где-то

в третьей четверти IV в. до н.э. эта усадьба достигает максимальных размеров и уже состоит из большого сырцово-каменного шестикомнатного здания, значительного внутреннего двора и ряда иных хозяйственных построек (рис. 2). Северная стена (длиной более 30 м) основной постройки ориентирует главную ось комплекса в направлении запад–восток. Наиболее ранние смежные помещения, судя по всему, являлись жилыми и с южной стороны имели выход во

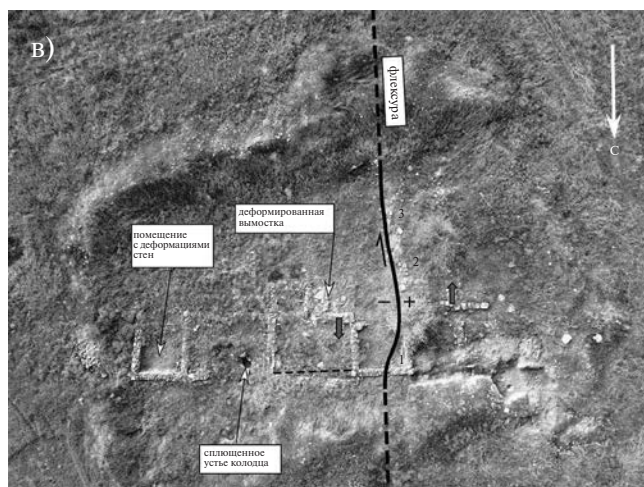
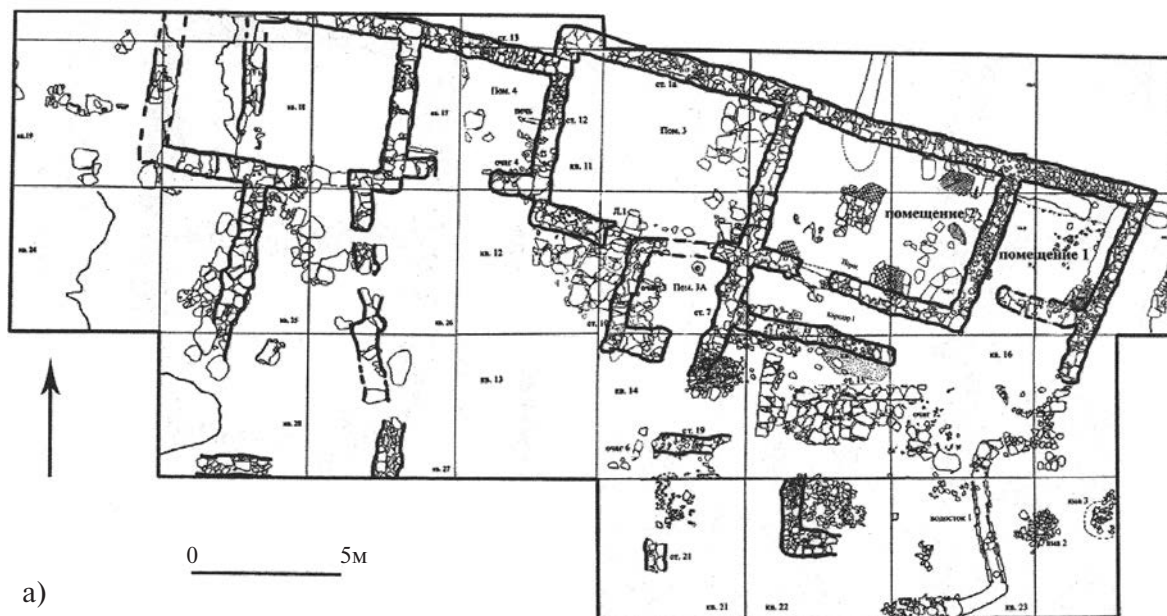


Рис. 2. Южно-Чурубашское поселение.

а — план большой сельской усадьбы 2001–2005 гг.; б — большая сельская усадьба, вид с запада; в — вертикальный снимок южной части Южно-Чурубашского городища с БПЛА.

Здесь и далее снимки 2021 г. Черная линия — тыловой шов флексуры, “+” означает поднятое крыло, односторонняя стрелка указывает предполагаемое латеральное смещение вдоль флексурного поднятия.

1–3 — участки и разрезы, которые будут описаны ниже. Красные малые стрелки показывают направление смещения верхних каменных рядов кладки. Тонкая штриховая линия проведена по первоначальному фасу повернутой широтной стены.

внутренний двор. С востока к ним примыкало помещение, в центре которого возвышалась прямоугольная известняковая плита, а к восточной стене была пристроенная печь. На покрытой глиняной обмазкой полу этого помещения найдены лепные и чернолаковые сосуды. Судя по перекрывающему весь пол мощному черному горелому слою, это помещение погибло в сильном пожаре [Зинько, 2003, с. 104–105, рис. 59]. С восточной стороны к этому помещению было пристроено еще одно большое помещение. Первоначально в южной стене этого помещения располагался довольно широкий входной проем, который в последний период функционирования был заложен сырцовыми кирпичами, а к западу от него сооружен другой вход.

В последнюю очередь к основному зданию сельской усадьбы был пристроен с восточной стороны блок из двух помещений (см. рис. 2а). Крайнее восточное помещение № 1 было жилым, так как у северной и восточной стен сохранились две лежанки, а в юго-восточном углу помещения находился очаг, обрамленный камнями. В центральной части этого помещения были расчищены четыре столбовых ямки, служившие для деревянных столбов, поддерживающих кровлю. Вход в помещение находился в юго-западной части южной стены, а перед ним располагалась небольшая галерея. С запада к помещению № 1 примыкало помещение № 2, которое судя по выявленным в нем конструкциям, являлось кузницей [Зинько, 2003, с. 97–100].

С южной стороны основного здания сельской усадьбы Южно-Чурубашского поселения располагался хозяйственный двор с двумя небольшими постройками, несколькими зерновыми ямами и водостоком. Судя по находкам амфорных клейм, чернолаковой керамики, а также боспорской монеты, эта большая усадьба на хоре Нимфея прекращает свое существование при сильном пожаре в начале четвертой четверти IV в. до н.э. [Зинько, 2007, с. 111].

АРХЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В южной части Южно-Чурубашского поселения была выявлена меридиональная флексура (см. рис. 2в). Ее азимут простираения — приблизительно 4°. Флексура выражена: 1) понижением каменной кладки в северной стене

городища на 55 см (рис. 3а, 3б), опущено восточное крыло структуры). “Материк” (грунт) на обоих крыльях флексуры имеет аналогичную деформацию;

2) плиты вымостки, расположенные южнее северной стены и лежащие на материке, в месте флексурного изгиба наклонены на восток (см. рис. 3а, 3в) под углом 12°, 19°, 18°, 14°, 32°, 6°, 29°, 12°;

3) стена меридионального простираения, стоявшая до образования флексуры на месте ее поднятого крыла, обрушилась на восток (см. рис. 3а, 3г) и дезинтегрировалась при ударе о грунт. Вследствие этого удара каменные блоки, слагавшие стену, расположились на изогнутой поверхности как костяшки домино.

В 6 м на восток от описанной структуры имеется широтная стена (точнее, ее остатки) с азимутом простираения 95°. От стены сохранилась лишь 2 нижних ряда кладки (см. рис. 2в, рис. 4а, 4б). При этом весь верхний ряд выдвинулся на север по азимуту 5°. Ширина стены 70 см (по верхнему ряду). Ширина образовавшейся полочки от 12 до 23 см. Ширина полочки увеличивается в западном направлении. Чтобы создать такую деформацию, необходимо резкое смещение грунта в южном направлении. Верхний же ряд кладки как бы остается на месте, создавая иллюзию своего смещения на север.

Аналогичное кажущееся смещение было отмечено нами к западу от флексуры (см. рис. 2в, 4а, 4в). Здесь небольшой фрагмент каменной кладки из верхнего ряда сместился на юг. Здесь видно также обрушение камней в том же направлении и наклон камней нижнего ряда кладки все также на юг. Описанные деформации каменных кладок по обе стороны от флексуры могут означать не только вертикальное, но и небольшое (десяток см?) латеральное — правостороннее смещение вдоль структуры.

Впечатляют отрывы и вращения значительных фрагментов стен и даже стен целиком. Так субширотная северная стена в северной части Южно-Чурубашского поселения повернулась по часовой стрелке вокруг вертикальной оси на 7° (см. рис. 2в, рис. 5а). Оторвался западный конец стены и пришел в движение, однако восточное окончание удержалось на прежнем месте. Ее первоначальное простираение было 100°. В настоящее время азимут простираения описываемой стены 107°.

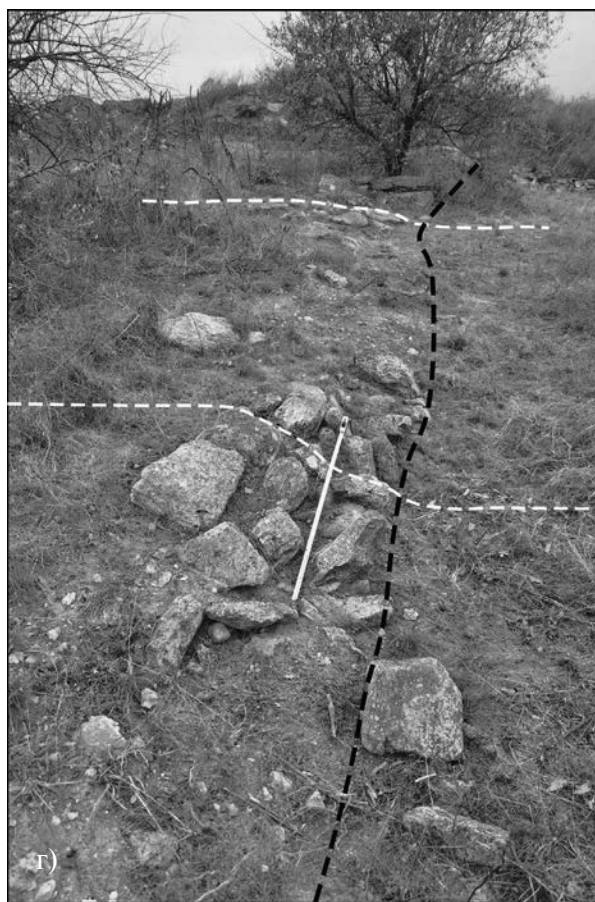
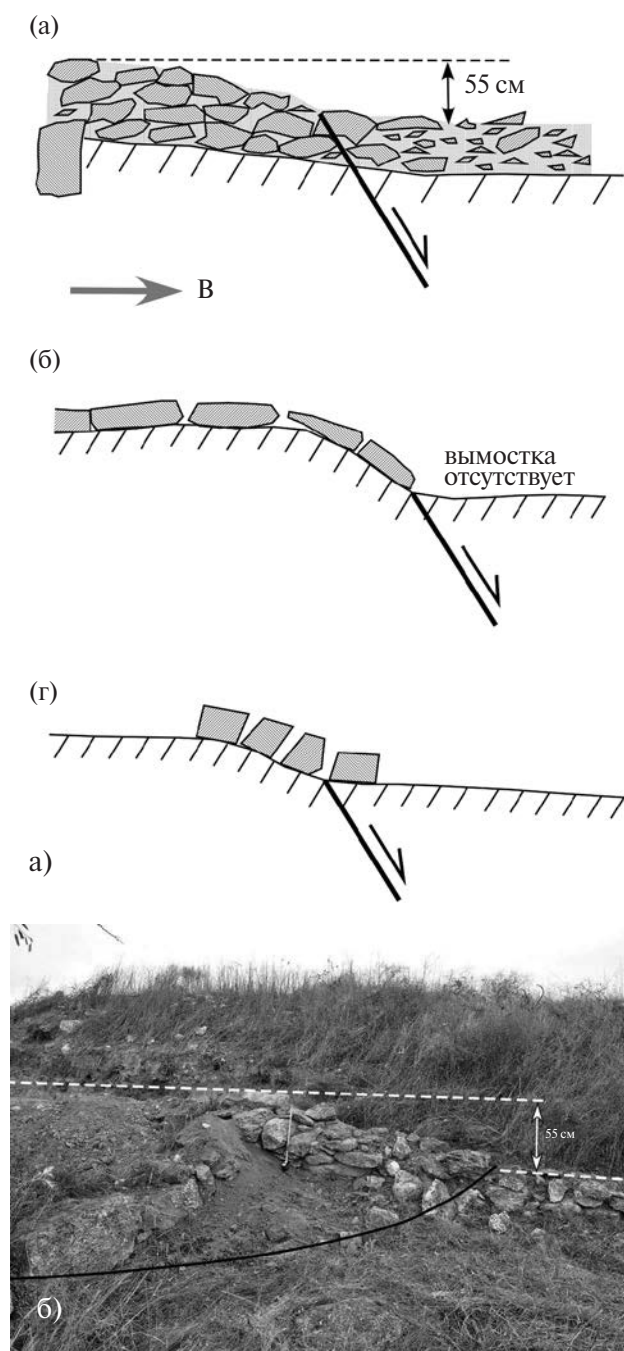


Рис. 3. Флексурное поднятие меридионального простирания, разделяющее Южно-Чурубашское городище на две части.

а — схематические профили через флексуру (их местоположение показано на рис. 2в); б — северный профиль вдоль северной каменной стены городища. Здесь и далее: черная сплошная линия — тыловой шов флексуры; в — срединный профиль поперек флексуры, деформировавшей плоские каменные плиты вымостки, лежащие на материке; г — южный профиль. Склон флексуры перекрыт обломками стены, упавшей и дезинтегрированной во время удара о грунт.

Поворот, но уже против часовой стрелки, претерпело северное окончание западной стены “помещения с деформациями” в СВ части Южно-Чурубашского поселения (см. рис. 2в, 5б). Первоначальный азимут простирания стены

10° , азимут простирания повернутого фрагмента 3° , таким образом величина поворота составила 7° . Эта же стена имеет небольшой наклон на восток под углом в первые градусы. Смежная к северу стена этого же помещения в западной своей

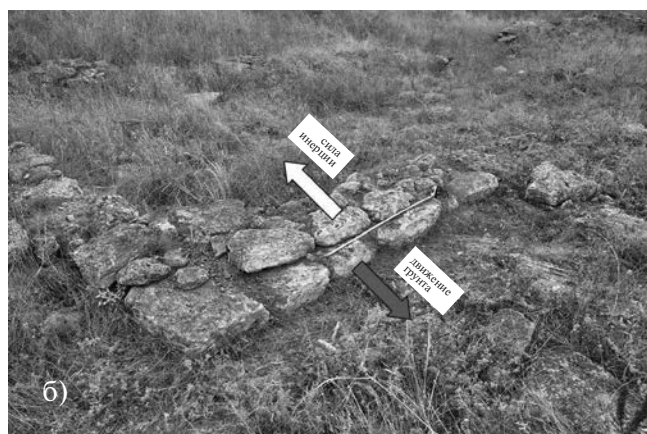
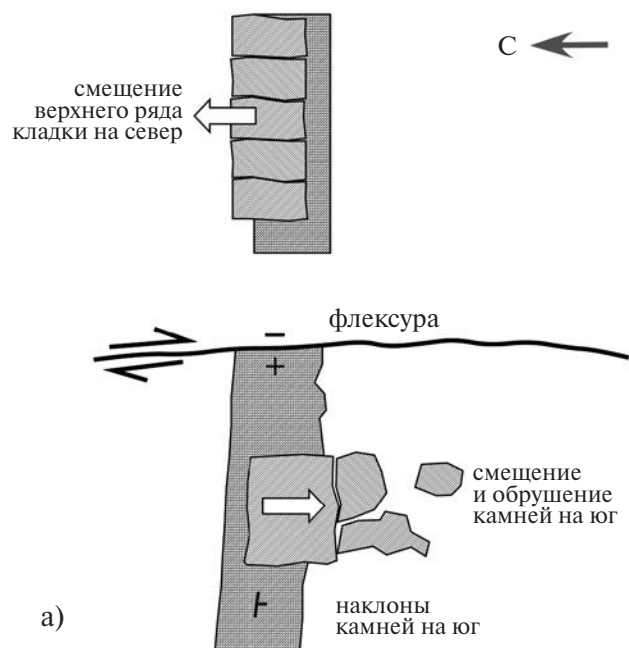


Рис. 4. Разнонаправленное смещение верхних рядов кладки в стенах на Южно-Чурубашском городище к западу и к востоку от флексуры.

а — схематическая зарисовка (план); б — кажущееся смещение верхнего ряда каменной кладки субширотной стены Южно-Чурубашского городища к востоку от флексуры (см. рис. 2в для локации). В действительности сместились грунт (материк) и нижний ряд кладки на юг, а верхний ряд “остался на месте”; в — аналогичное смещение (только на юг) верхнего ряда каменной кладки к западу от флексуры.

части также имеет наклон внутрь помещения (на юг) под углом в первые градусы. Однако в восточной своей части северная стена помещения с деформациями наклонилась наружу — на север под значительным углом в 73° . Таким образом северная стена помещения имеет пропеллерный наклон. Подобные пропеллерные наклоны ранее наблюдались нами на городище Полянка в Южном Приазовье [Масленников и др., 2017]. Смежная к востоку — восточная стена помещения с деформациями также наклонилась наружу под еще большим углом — в 68° . Наклон наружу этих двух смежных стен: северной и восточной вызвал условия растяжения в углу (СВ) между ними.

Обращает на себя внимание сильная деформация сжатия, которая привела к сплющиванию устья колодца в СВ части Южно-Чурубашского поселения (см. рис. 2в, 5в). Максимальное сжатие отверстия имело место вдоль оси СВ—ЮЗ — по азимуту 45° . Ширина устья вдоль этой оси всего 75 см, в то время как ширина отверстия вдоль перпендикулярной (СЗ—ЮВ) оси составляет 100 см. Имеется зона трещиноватости в Ю—ЮЗ части каменного (известнякового) обклада устья колодца. Однако трудно определить, имеют ли эти трещины связь со сплюснутостью отверстия колодца.

Следует также упомянуть значительные деформации плит вымостки к востоку от флексуры (см. рис. 2в, 5а). Каменные плиты различного

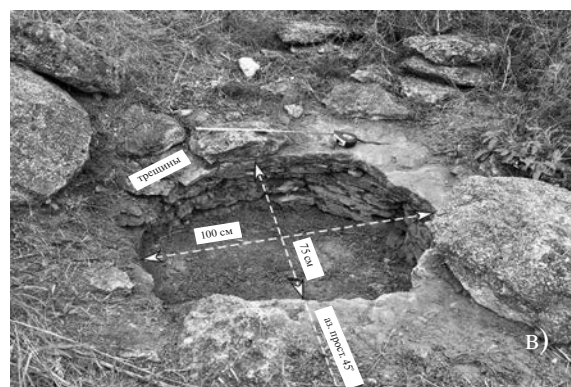
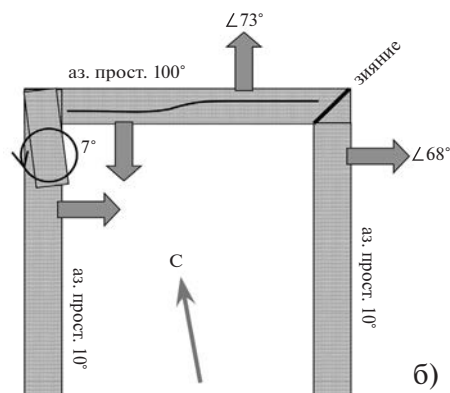


Рис. 5. Деформации в восточной части Южно-Чурубашского поселения (положение см. на рис. 2). а — отрыв западного окончания и поворот по часовой стрелке северной стены целиком по часовой стрелке; б — схематическая зарисовка (план) “комнаты с деформациями”. Стрелки показывают наклоны стен. Изогнутая сплошная линия указывает на пропеллерный изгиб в разные стороны северной стены помещения; в — значительное горизонтальное сплющивание устья колодца. Сжатие по оси СВ–ЮЗ — по азимуту 45°.

размера наклонены, подняты и опущены, налегают друг на друга, что, по-видимому, свидетельствует об условиях сжатия. Мы замерили наиболее значительные наклоны плит: 15°, 21°, 40°, 9°, 15°, 21°, 14°, 18°, 20°, 31°.

СЕЙСМОТЕКТНИКА РАЙОНА ГОРОДИЩА

В рассматриваемом районе выделяется одна из крупнейших разломных структур Керченского п-ова — Парпачско-Таманский разлом [Шнюков и др., 1981] или Предгорная коллизионная сутура, прослеживаемая сюда на уровне фундамента из района предгорий Горного Крыма [Юдин, 2011]. Разлом трассируется по Парпачскому гребню к оз. Чурубаш, вдоль Таманского залива и далее на восток по долине р. Кубань [Шнюков и др., 1981]. В кайнозойском чехле зона разлома распадается на отдельные сегменты — разломы и разломно-складчатые зоны (см. рис. 1). На западе Керченского п-ова активный разлом прослежен вдоль Парпачского гребня, где нами были изучены следы трех сейсмотектонических подвижек взбросового типа, произошедших за последние 2–2.5 тыс. лет [Овсюченко и др.,

2017a]. Вдоль южного берега Таманского залива протягивается активная Тузлинско-Фанагорийская разломно-складчатая зона. С ней связан очаг сильного землетрясения X в., сейсмотектонические деформации которого были обнаружены нами в Фанагории и Тмутаракани [Овсюченко и др., 2017б; Корженков и др., 2019a]. А.А. Никоновым [2000] магнитуда этого землетрясения была оценена величиной $M = 6.7 \pm 0.5$.

Таким образом, Парпачско-Таманский разлом проявил сейсмотектоническую активность в историческое время практически на всем своем протяжении. Активизацию при этом испытывали различные сегменты разломной зоны. Оставалась неясной возможность проявления сейсмотектонической активности на Чурубашском сегменте разломной зоны. В то же время, по результатам геофизических исследований методом микросейсмического зондирования (ММЗ), на профиле “Заветное—Керчь” в подошве низкоскоростного горизонта, ассоциируемого с майкопской серией олигоцен—раннемиоценового возраста, выявлена резкая ступень — тектонический разлом, секущий весь

чехол кайнозойских отложений [Овсяченко и др., 2019]. На поверхности эта структура проявлена абразионно-тектоническим уступом в южном борту Чурубашского лимана и расположен точно на простирации Парпачско-Таманского разлома, трассируемого сюда Е.Ф. Шнюковым и др. [1981]. Уступ прослеживается на расстояние около 5 км. Выразительность уступа, определяемая крутизной и высотой, увеличивается в сторону Керченского пролива. Можно полагать, что значительная часть нарушения скрыта в акватории пролива.

Южно-Чурубашское поселение расположено к югу от Чурубашского лимана, на вершине платообразной возвышенности, сложенной полого залегающими глинистыми отложениями и известняками неогенового возраста, а также четвертичными лессовидными суглинками (рис. 6). От городища плато полого спускается в северном направлении. Здесь расположен пологий склон, имеющий сглаженную длительной распашкой, бугристо-западинную поверхность, характерную для оползневых тел. Со стороны плато бугристо-западинный склон ограничен дугообразной системой балок и пологих ложбин, сформировавшихся вдоль тылового

шва оползневого тела. На севере оползневое тело выдвинуто в Чурубашский лиман. На этом участке основной уступ на южном ограничении лимана не обнаруживает явных признаков абразионной переработки. В то же время, восточнее оползневого тела основной уступ образован абразионными формами рельефа — мысами и бухтообразными излучинами. Возможно, решающую роль в оползании сыграл срыв вдоль пологой слоистости в благоприятных для этого, преимущественно глинистых коренных отложениях. Размеры оползневого тела велики — до 2 км в длину и 2.7 км в ширину. Аналогичные бугристо-западинные поверхности, ограниченные дугообразными системами балок и ложбин, прослеживаются и западнее городища.

Поверхность Чурубашского лимана сильно изменена антропогенным воздействием. Внутри лимана выделяется серия древних береговых валов, слагающих аккумулятивную морскую террасу. Наиболее молодой из валов, в результате наращивания к северу, почти полностью отгородил Чурубашский лиман от моря, превратив его в озеро [Поротов, Зинько, 2013]. Бурением установлено, что морфология Чурубашского лимана определяется ступенчатой

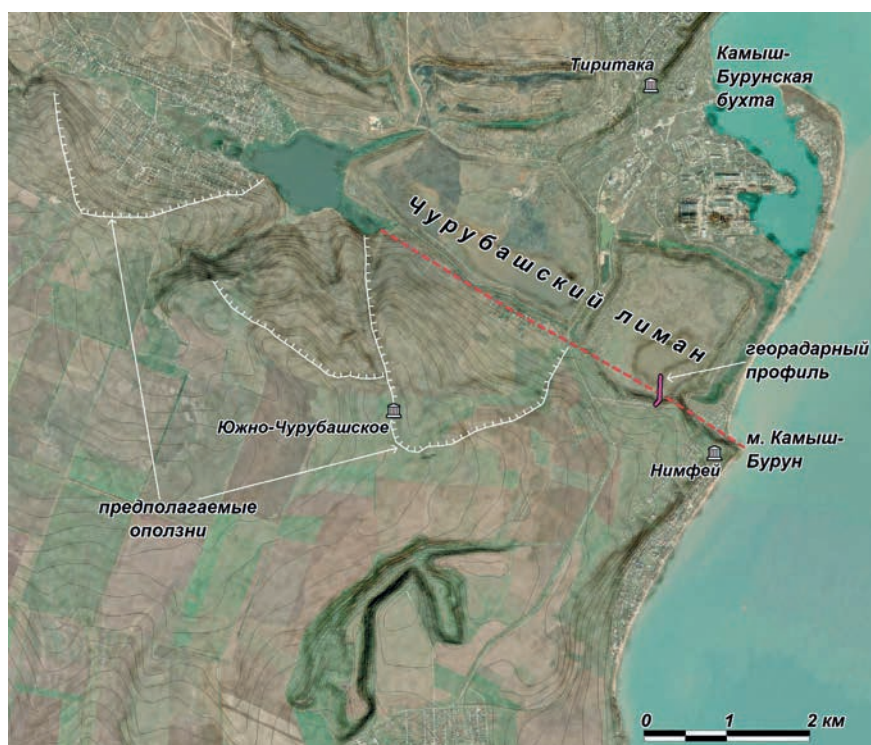


Рис. 6. Обзорная схема расположения городищ с изученными следами сильных землетрясений, георадарного профиля и тектонического уступа (красная линия).

серией тектонических разрывов неоген–четвертичных отложений [Шнюков и др., 1981]. Разрывы образуют многоступенчатый асимметричный грабен. Южный борт грабена максимально опущен по ступенчатой системе субвертикальных тектонических разрывов — мощность голоценовых лагунно-морских отложений здесь достигает 20 м и уменьшается до 2 м на севере Чурубашского лимана. Асимметрия находит выражение и в современном рельефе — южный берег лимана, оканчивающийся мысом Камыш-Бурун, гораздо круче, чем северный и представляет собой абразионно-тектонический уступ высотой 10–18 м. Однако изучение проявлений поздне-голоценовой активности разлома в чехле молодых отложений геологическими методами затруднено. Практически на всем протяжении уступа чехол молодых отложений переработан либо антропогенной деятельностью, либо абразионно-аккумулятивными процессами. По этой причине вклад тектонических движений в образование уступа оставался не ясен.

В связи с этим, на небольшом участке, сохранившемся от антропогенного вмешательства, уступ в южном борту Чурубашского лимана был изучен методом георадиолокации с применением георадара “Лоза-В”, который в течение продолжительного времени успешно применяется для решения различных геологических задач [Kopeikin et al., 2012; Едемский и др., 2018, 2021; Edemsky et al., 2021; Овсяченко и др., 2022 и др.]. Георадар укомплектован резистивно-нагруженными антеннами с центральной частотой 50 МГц. Амплитуда зондирующего импульса составляла 5 кВ, ширина зондирующего импульса ~7 нс. Такой комплект антенн способен обеспечивать глубину зондирования до 10–20 м и разрешающую способность 0.25–0.5 м.

При заложении георадарного профиля был использован основной принцип изучения активных разломов, который опирается, в первую очередь, на прослеживание опорных геоморфологических уровней и соответствующих им слоистых отложений с выявлением их смещений и других тектонических деформаций. Профиль пересек основной уступ в южном борту Чурубашского лимана. Уступ здесь имеет высоту примерно 14 м. Севернее

него профиль пройден по ровной поверхности лагунно-морской террасы. Терраса сложена ракушечными песками серии древних береговых валов, озерно-лагунными илами и четвертичными лёссовидными суглинками [Поротов, Зинько, 2020]. На рассматриваемом участке основной уступ имеет извилистый характер — он образован мысами и бухтами, выработанными абразией во время формирования серии древних береговых валов. Вершины мысов соединяются пологим прямолинейным уступом высотой около 1 м. Он прослеживается на поверхности лагунно-морской террасы и также пересечен георадарным профилем (рис. 7).

Обработка радарограмм включала подборку подходящего значения усиления сигнала, яркости и контрастности, применение полосовой фильтрации сигнала и функции усреднения, отображение результатов в виде производной волновой формы принятого сигнала. На заключительном этапе обработки и анализа на георадарный профиль накладывался цифровой рельеф местности. Привязка георадарного



Рис. 7. Аэрофотоплан и перспективное фото района георадарного профиля.

917–924 — пикеты георадарного профиля. Стелками показан (вдоль простирания) пологий прямолинейный уступ на поверхности лагунно-морской террасы. В правой части перспективного фото расположен главный уступ.

профиля осуществлялась с помощью Garmin CX60 на характерных точках профиля.

При интерпретации георадарных разрезов были использованы основные признаки, отражающие нарушения типа разрывов: разрывы осей синфазности с их смещением или изменением угла наклона по субвертикальным линиям нарушений; изменение мощности георадарных комплексов по мере приближения к плоскости нарушения; образование дифрагированных волн в плоскости линий нарушений; формирование своеобразной локальной геометрии пакетов отражений с изменением волновой картины отражений.

На полученном георадарном разрезе выявлены слои, нарушенные серией разрывов, которые соответствуют уступам в рельефе (рис. 8).

В районе основного уступа, на отметках 40–55 м, выделен ряд разрывов, один из которых представляет собой вертикальную линию с формированием точки дифракции зондирующего сигнала в плоскости разрыва и появлением соответствующего “хвоста” гиперболы, который на рис. 8 показан белой штрихпунктирной линией.

На отметках 75–85 м наблюдается зона разрушения субгоризонтального строения приповерхностного разреза, которая на георадарном профиле фиксируется как резкое изменение текстуры волновой картины отражений по линиям разрывов.

На отметках 175–200 м георадарного профиля наблюдаются разрывы осей синфазности с их смещением и изменением угла наклона по субвертикальным линиям нарушений. Данные нарушения можно интерпретировать как зону активного разлома со смещением позднеголоценовых отложений лиманно-морской террасы по серии частных разрывов, ступенчато смещающих все слои, залегающие ниже самого молодого мощностью 2–3 м. Возраст этих отложений установлен радио-углеродным датированием в пределах 2000–7000 лет [Поротов, Зинько, 2022].

Выявленные с помощью георадиолокации нарушения в молодых слоях геологического разреза проявлены и на дневной поверхности. Они выражены резкой сменой растительности вдоль уступа высотой около 1 м (район пикета 919, отметка 180 м, см. рис. 7, 8), северное крыло которого занято заболоченной лагунной террасой. Наличие разрыва приповерхностных слоев разреза позволяет полагать, что здесь расположен молодой тектонический разрыв, смещающий позднеголоценовые отложения. Уступ прослеживается и за пределы низкой лиманно-морской террасы. Однако, за пределами рассмотренного участка, его строение повсеместно замаскировано антропогенной деятельностью.

Разрывы на георадарном профиле выявлены и в пределах основного уступа. Величина смещения наблюдаемых слоев разреза здесь

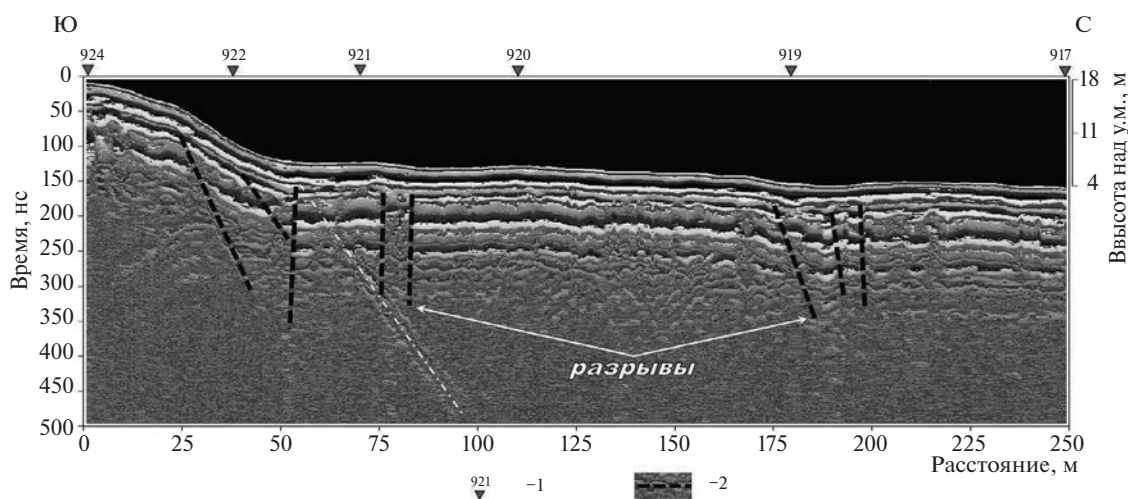


Рис. 8. Георадарный разрез.

1 – пикеты профиля; 2 – предполагаемые тектонические разрывы.

существенно меньше высоты уступа. Можно полагать, что в образовании основного уступа существенную роль сыграла абразия, смоделировавшая первично тектоническую форму рельефа. При этом тектоническое обновление уступа происходило и после абразионного воздействия, о чем свидетельствуют смещения самых молодых слоев разреза. Таким образом, уступ имеет смешанное, абразионно-тектоническое происхождение.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаруженные смещения позднеголоценовых отложений свидетельствуют о первично тектонической природе уступа в южном борту Чурубашского лимана и активности сегмента Парпачско-Таманского разломной зоны на рассматриваемом участке. Уступ прослеживается на расстояние около 5 км. Можно полагать, что значительная часть нарушения скрыта в акватории пролива. По всей видимости этот сегмент представляет собой основную активную тектоническую структуру в рассматриваемом районе. Обнаруженное нарушение (флексур) на Южно-Чурубашском поселении не имеет четких признаков связи с активными тектоническими смещениями. Представляется, что флексур расположена на участке оползневого шва, выраженного пологим, распаханным уступом (см. рис. 6), по которому водораздельное плато претерпело импульсную подвижку. Об этом говорит разнонаправленное смещение верхних рядов кладки в стенах на Южно-Чурубашском поселении к западу и к востоку от флексуры. При этом восточная часть городища, расположенная на оползневой поверхности, сместилась в сторону оползневой подвижки, т.е. Чурубашского лимана. Оползневая подвижка произошла в результате сейсмических сотрясений, вызвавших многочисленные деформации стен городища. За неимением детальных данных о строении плато флексур на Южно-Чурубашском поселении можно рассматривать и как оперяющую структуру, активизированную во время сильного землетрясения с очагом в Парпачско-Таманской разломной зоне.

Субмеридиональная плоскость отрыва этой оперяющей структуры пересекла древнее поселение приблизительно посередине,

образовав видимую флексур в “материке” археологического памятника. Сильные сейсмические подвижки из очага привели к обрушениям всех строительных конструкций и сильной деформации сохранившихся нижних рядов каменной кладки: наклонам, выдвиганиям и разворотам частей стен. Учитывая близость сейсмического очага и сильнейшие разрушения всех построек поселения, мы предполагаем, что усадьба попала в эпицентральной зону древнего землетрясения, где интенсивность сейсмических подвижек была не менее $I_0 \geq IX$ баллов. Судя по находкам амфорных клейм, чернолаковой керамики, а также боспорской монете, эта большая усадьба на хоре Нимфея прекращает свое существования при серьезном землетрясении и вспыхнувшем в результате этого сильном пожаре в начале четвертой четверти IV в. до н.э.

Следы сейсмических разрушений ранее нами были изучены в Нимфее [Соколова и др., 2017; Корженков и др., 2018]. Так, очень серьезно пострадали — были полностью или частично разрушены — сооружения Нимфея, построенные в V–IV вв. до н.э. Причиной их разрушения послужило, по-видимому, сильное землетрясение, произошедшее в III в. до н.э. На площадке раскопа “Г” было выявлено систематическое наклонение и выдвигание меридиональных стен на восток, а широтных — на север в стенах, датирующихся I в. до н.э., что однозначно указывает на СВ–ЮЗ простирающие оси суммарных максимальных сейсмических воздействий. Возможно, что наблюдавшиеся повреждения возникли в Нимфее при известном землетрясении 63 г. до н.э., следы которого ранее были выявлены в Пантикапее [Блатовский, 1977; Толстиков, 1999]. Наклон и обрушения мощных городских стен Нимфея, функционировавших в I в.—первой половине II в. н.э., имели место во время сильного сейсмического события, по-видимому, после середины II в. н.э. Сейсмическая интенсивность была $8 \leq I_0 \leq 9$ баллов.

Ранее были описаны свидетельства катастрофического разрушения одного из самых ранних в Причерноморье святилищ покровительницы земледельцев Деметры, открытого в Нимфее. Святилище Деметры было возведено на склоне основного уступа

у мыса Камыш-Бурун в первой половине VI в. до н. э. [Худяк, 1952, с. 258]. В конце того же века святилище сгорело, а на его месте было возведено новое. Примерно в середине—начале V в. до н.э. на территории святилища произошел обвал скал, и возможно, что громадный обломок, оторвавшись от гряды скал, разрушил здание святилища. Другой, гораздо больший, обвал произошел в северной части “священного участка”, где образовался разрыв гряды скал [Худяк, 1952, с. 262]. Можно предположить, что такие деформации были вызваны выходом очага сильного землетрясения на поверхность в Парпачско-Таманской разломной зоне.

В строительных конструкциях Тиритаки нами изучены следы сильных землетрясений середины или конца III в. до н.э. и возможно 63 г. до н.э. [Корженков и др., 2019б]. Сейсмическая интенсивность была не менее $I > 9$ баллов.

Более поздние события (после начала четвертой четверти IV в. до н.э.) не могли зафиксироваться в руинах Южно-Чурубашской усадьбы, так как они к тому времени стали частью грунта и в этих засыпанных руинах не могли образоваться сейсмо-инерционные деформации. К Южно-Чурубашскому городищу может быть применен слоган “руины древних зданий — окаменевшие сейсмоскопы” [Korjenkov, Mazor, 1999, 2003]. Дальнейшие исследования активных геологических структур и археологических памятников помогут более точно параметризовать выявленное сейсмическое событие, что послужит цели более точной оценки сейсмической опасности Крымского полуострова.

ВЫВОДЫ

Были проведены комплексные исследования (археологические, архео- и палеосейсмологические) и георадарное профилирование, которые позволили установить причины разрушения Южно-Чурубашского поселения (большая усадьба на хоре Нимфея) в Восточном Крыму. Сильное сейсмическое событие с возможным очагом вдоль юго-западного ограничения Чурубашского лимана — одного из сегментов Парпачско-Таманского активного разлома, привело к формированию оползневых тел к юго-западу от дизъюнктива.

Субмеридиональная плоскость отрыва одного из них пересекло древнее поселение приблизительно посередине, образовав видимую флексуру в “материке” археологического памятника — сейсмо-гравитационную дислокацию. Сильные сейсмические подвижки из очага землетрясения привели к обрушениям всех строительных конструкций и сильной деформации сохранившихся нижних рядов каменной кладки: наклонам, выдвиганиям и разворотам частей стен — сейсмо-инерционные дислокации. Учитывая близость сейсмического очага и сильнейшие разрушения всех построек поселения, мы предполагаем, что усадьба попала в эпицентральную зону древнего землетрясения, где интенсивность сейсмических подвижек была не менее $I_0 \geq IX$ баллов. Судя по находкам амфорных клейм, чернолаковой керамики, а также боспорской монеты, эта большая усадьба на хоре Нимфея прекращает свое существования при серьезном землетрясении и сильном пожаре в начале четвертой четверти IV в. до н.э. Возможно, что следы этого землетрясения наблюдались нами ранее в Нимфее: так, очень серьезно пострадали — были полностью или частично разрушены сооружения Нимфея, построенные в V–IV вв. до н.э. Дальнейшие исследования активных геологических структур и археологических памятников помогут более точно параметризовать выявленное сейсмическое событие, что послужит цели более точной оценки сейсмической опасности Крымского полуострова.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.В. Куликова за его помощь при полевых работах 2021 г.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования на Южно-Чурубашском поселении были проведены при финансовой поддержке программы государственных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Георадарные исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 22-12-00083.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блаватский В.Д.* Землетрясение 63 г. до н.э. на Керченском полуострове // *Природа*. 1977. № 8. С. 56–57.
- Едемский Д.Е., Попов А.В., Прокопович И.В., Дегтерев А.В., Рыбин А.В.* Опыт георадиолокационного зондирования почвенно-пирокластического чехла юго-восточной части о. Матуа (Курильские острова) // *Вестник КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле*. 2018. Т. 40. № 4. С. 69–81.
- Едемский Д.Е., Тумской В.Е., Овсяченко А.Н.* Георадиолокационное зондирование отложений в пределах деградирующего полигонального микрорельефа в Арктике // *Криосфера Земли*. 2021. Т. XXV. № 5. С. 55–69.
- Зинько В.Н.* Некоторые итоги изучения сельской округи античного Нимфея // *МАИЭТ. Вып. V. Симферополь*, 1996. С. 12–20.
- Зинько В.Н.* Хора Нимфея в VI–IV вв. до н.э. // *Древности Боспора. Вып. 1. М.*, 1998. С. 86–104.
- Зинько В.Н.* Хора боспорского города Нимфея // *БИ. Вып. IV. Симферополь–Керчь*, 2003. 316 с.
- Зинько В.Н.* Хора городов европейского побережья Боспора Киммерийского (VI–I вв. до н.э.) // *БИ. Вып. XV. Симферополь–Керчь*, 2007. 336 с.
- Корженков А.М., Ларьков А.С., Овсяченко А.Н., Соколова О.Ю.* Следы сильных землетрясений в руинах Боспорского города Нимфея // *Боспорские исследования*. 2018. Вып. XXXVII. С. 111–138.
- Корженков А.М., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Рогожин Е.А., Димитров О.В., Сударев Н.И., Устаева Э.Р.* О следах сильных землетрясений в древнем городе Гермонасса-Тмутаракань и структурное положение их очаговых зон // *Боспорские исследования*. 2019а. Вып. XXXIX. С. 242–274.
- Корженков А.М., Ларьков А.С., Овсяченко А.Н., Зинько В.Н.* Следы сильных землетрясений на древнем городище Тиритака в Восточном Крыму. // *Боспорские исследования*. 2019б. Вып. XXXVIII. С. 137–159.
- Корженков А.М., Минчев А., Тенкеджиев В., Овсяченко А.Н., Димитров О., Ларьков А.С., Рогожин Е.А., Рангелов Б., Стрельников А.А.* Сейсмические деформации в раннехристианском монастыре в местности Джанавара (Варна, Болгария). Ч. 1. Методы исследований // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2020. Т. 47. № 4. С. 72–91.
- Кругликова И.Т.* Сельское хозяйство Боспора. М., 1975. 299 с.
- Масленников А.А., Овсяченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В.* Следы сильных древних землетрясений на городище Полянка и Южно-Азовский активный разлом // *Древности Боспора (Москва)*. 2017. Т. 21. С. 265–294.
- Никонов А.А.* Сейсмический потенциал Крымского региона: Сравнение региональных карт и параметров выявленных событий // *Физика Земли*. 2000. № 7. С. 53–62.
- Никонов А.А.* Раненый Крым. По следам разрушений крупнейшего на полуострове в XX веке природного бедствия. Феодосия // *Крымский альбом* 2002. М., 2003. Вып. 7. С. 74.
- Овсяченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В., Рогожин Е.А.* Новые сведения об очагах сильных землетрясений в районе Керченского полуострова // *Доклады АН*. 2017а. Т. 472. № 1. С. 89–92.
- Овсяченко А.Н., Корженков А.М., Вакарчук Р.Н., Горбатилов А.В., Ларьков А.С., Рогожин Е.А., Сысолин А.И.* Следы сильного землетрясения в средневековом городе Фанагория на Таманском полуострове // *Геология и геофизика юга России*. 2017б. № 3. С. 78–94.
- Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Андреева Н.В., Степанова М.Ю., Ларьков А.С., Сысолин А.И.* Микросейсмическое зондирование и активные разломы Керченско-Таманского региона // *Физика Земли*. 2019. № 6. С. 84–95.
- Овсяченко А.Н., Едемский Д.Е., Жостков Р.А.* Активная тектоника Восточной Арктики: новые данные геолого-геофизических исследований на мысе Фомы (запад острова Врангеля) // *Геотектоника*. 2022. № 3. С. 3–19.
- Поротов А.В., Зинько В.Н.* Изменение уровня моря и рельеф приморской полосы хоры Тиритаки и Нимфея в античное время (Западное побережье Керченского пролива) // *Боспорские исследования*. 2013. Вып. XXVIII. С. 3–20.
- Поротов А.В., Зинько В.Н.* Основные результаты археолого-палеогеографических исследований приморской территории Тиритацкого городища // *Боспорские исследования*. 2022. Вып. XLV. С. 5–22.
- Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В.* Землетрясения Крымско–Черноморского региона. Киев: Наукова думка, 1989. С. 42–55.
- Соколова О.Ю., Корженков А.М., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Мараханов А.В.* Переплетение торгово-экономического и природного факторов в судьбе античного города Нимфей // *Боспор Киммерийский и варварский мир в период античности и средневековья. Торговля: пути–товары–отношения. XVII Боспорские чтения. Керчь*, 2017. С. 506–516.
- Толстиков В.П.* К проблеме землетрясения III в. до н. э. на Боспоре (по материалам раскопок Пантикапея и Нимфея) // *Боспорский город Нимфей: новые исследования и материалы и вопросы изучения*

- античных городов Северного Причерноморья. СПб., 1999. С. 72–75.
- Худяк М.М. Раскопки святилища Нимфея // Советская археология. 1952. № XVI. С. 232–281.
- Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.Л., Науменко П.И., Иноземцев Ю.И., Скиба С.И. Геология шельфа УССР. Керченский пролив. Киев: Наукова думка, 1981. 160 с.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
- Al-Tawalbeh M., Jaradat R., Al-Bashaireh K., Al-Rawabdeh A., Gharaibeh A., Khrisat B., Kázmér M. Two inferred antique earthquake phases recorded in the Roman theater of Beit-Ras // Capitolas (Jordan) // Seismol. Res. Lett. 2020. V. XX. P. 1–19.
- Archaeoseismology / Eds S. Stiros, R.E. Jones. Athens: Brit. School at Athens, 1996. 268 p. (Fitch Laboratory Occasional Pap. Ser.)
- Benjelloun Y., de Sigoyer J., Dessales H., Baillet L., Guéguen P., Sahin M. Historical earthquake scenarios for the middle strand of the North Anatolian fault deduced from archeo-damage inventory and building deformation modeling // Seismol. Res. Lett. 2020. V. XX. P. 1–16.
- Hinojosa-Prieto H.R. Estimation of the moment magnitude and local site effects of a postulated Late Bronze Age earthquake: Mycenaean citadels of Tiryns and Midea, Greece // Ann. Geophys. 2020. V. 63. № 3. SE331.
- Edemsky D., Popov A., Prokopovich I. Geophysical survey of Tunnug mound periphery, Tuva, Russia // Journal of Applied Geophysics. 2021. V. 189. 104326.
- Kázmér M., Györi E. Millennial record of earthquakes in the Carpathian-Pannonian region: Historical and archaeoseismology // Hungar. Histor. Rev. 2020. V. 9. № 2. P. 284–301.
- Kázmér M., Škrkulja R. The 4th century Siscia (Croatia) earthquake – archaeoseismological evidence // 1st Croatian conference on earthquake engineering, 22–24 March 2021. Zagreb, Croatia: Abstr. Zagreb, 2021. P. 257–266.
- Khadr M. Deux actes de waqf d'un Qarahaniide d'Asie Centrale avec une introduction par Claude Cahen // J. Asiatique. 1967. V. CCLV. P. 305–334.
- Kopeikin V.V., Morozov P.A., Edemskiy F.D., Edemskiy D.E., Pavlovskii B.R., Sungurov Yu.A. Experience of GPR application in oil-and-gas industry // Proc. 14th Int. Conf. "Ground Penetrating Radar", Shanghai, China. 2012. V. 3. P. 817–819.
- Korjenkov A.M., Mamurov E., Omuraliev M., Kovalenko V.A., Usmanov S.F. Rock avalanches and Landslides formed in result of strong Suusamy (1992, $M = 7.4$) earthquake in the northern Tien Shan – test structures for mapping of paleoseismic deformations by satellite images // Proceedings of the 7th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography. Band 23. Dresden: Kartographische Bausteine, 2004. P. 117–135.
- Korjenkov A.M., Mazor E. Earthquake characteristics reconstructed from archeological damage patterns: Shivta, the Negev Desert, Israel // Isr. J. Earth Sci. 1999. V. 48. P. 265–282.
- Korjenkov A.M., Mazor E. Archeoseimology in Mamshit (southern Israel): Cracking a millennia code of earthquakes preserved in ancient ruins // Archaeologischer Anzeiger. 2003. № 2. P. 51–82.
- Korzhnikov A.M., Mazor E. Structural reconstruction of seismic events: Ruins of ancient cities as fossil seismographs // Sci. New Technol. 1999. № 1. P. 62–74.
- Liritzis I., Westra A., Miao C. Disaster geoarchaeology and natural cataclysms in world cultural evolution: An overview // J. Coastal Res. 2019. V. 35. № 6. P. 1307–1330.
- Martín-González F. Earthquake damage orientation to infer seismic parameters in archaeological sites and historical earthquakes // Tectonophysics. 2018. V. 724/725. P. 137–145.
- Martín-González F. Review and proposed method to study the damage orientation of earthquake effects in pre-instrumental earthquakes // Izv. Phys. Solid Earth. 2021. V. 57. № 6. P. 980–993.
- Roumane K., Ayadi A. Archaeoseismology in Algeria: Observed damages related to probable past earthquakes on archaeological remains on Roman sites (Tel Atlas of Algeria) // The Geology of the Arab World – An Overview / Eds A. Bendaoud et al. // Springer Geol. 2019. P. 319–339.
- Satuluri S., Gadhavi M.S., Malik J.N., Vikrama B. Quantifying seismic induced damage at ancient site Manjal located in Kachchh Mainland region of Gujarat, India // J. Archaeol. Sci. Rep. 2020. V. 33. 102486.
- Scholl T., Zin'ko V. Archaeological map of Nymphaion (Crimea). Warsaw, 1999. 126 p.
- Stiros S.C. Monumental articulated ancient Greek and Roman columns and temples and earthquakes: Archaeological, historical, and engineering approaches // J. Seismol. 2020. V. 24. P. 853–881.

YUZHNO-CHURUBASHSKOE SETTLEMENT, EASTERN CRIMEA. SEISMIC-GRAVITATIONAL AND SEISMIC-INERTIAL DEFORMATIONS

V. N. Zinko^{1, *}, A. M. Korzhenkov^{2, **}, A. N. Ovsyuchenko^{2, ***}, D. E. Edemsky^{3, ****},
A. S. Larkov^{2, *****}, A. I. Sysolin^{2, *****}

¹*Vernadsky Crimean Federal University, Academician Vernadsky ave., 4, Simferopol, 295007 Russia*

²*Schmidt Institute of Earth Physics of the Russian Academy of Sciences,
Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

³*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS,
Kaluga highway, 4, Moscow, Troitsk, 108840 Russia*

**e-mail: elena-zinko@mail.ru*

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

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

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

******e-mail: las119@yandex.ru*

******e-mail: alexandr.sysolin@gmail.com*

Comprehensive studies (archaeological, archeo- and paleoseismological, georadar profiling) were carried out, which made it possible to establish the genesis of the destruction of the Yuzhno-Churubashskoe settlement (a large estate on the Nymphaea Choir) in the Eastern Crimea. A strong seismic event with a possible focus along the southwestern limit of the Churubash estuary, one of the segments of the Parpach-Taman' active fault, led to the formation of landslide bodies to the southwest of the fault. The submeridional plane of separation of one of them crossed the ancient settlement approximately in the middle, forming a visible flexure in the bedrock of the archaeological monument – a seismic-gravitational deformation. Strong seismic movements from the seismic source led to the collapse of all building structures and severe deformation of the preserved lower rows of masonry: tilts, horizontal shifts and rotations of parts of the walls – seismic-inertial deformations. Taking into account the proximity of the seismic focus and the severe destruction of all the buildings of the settlement, we assume that the estate fell into the epicenter zone of an ancient earthquake, where the intensity of seismic movements was at least $I_0 \geq IX$ points. Judging by the finds of amphoric stamps, chernolak ceramics, as well as a Bosporan coin, this large estate on the Nymphaea Choir ceases to exist during a serious earthquake and a strong fire at the beginning of the fourth quarter of the IV century BC. It is possible that we observed traces of this earthquake earlier in Nymphaeum: the Nymphaeum structures built in the V–IV centuries BC were very seriously damaged – they were completely or partially destroyed. Further studies of active geological structures and archaeological sites will help to more accurately parameterize the identified seismic event, which will serve the purpose of a more accurate assessment of the seismic hazard of the Crimean Peninsula.

Keywords: archeology, archaeoseismology, paleoseismology, georadar studies, South-Churubashskoe settlement, Chora Nymphaea, Eastern Crimea, Kerch Peninsula, ancient earthquakes, seismic-gravity and seismic-inertial deformations, Parpach-Taman' fault

УДК 550.34

КРИОСЕЙСМОЛОГИЯ АРХИПЕЛАГА СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ – ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СТАЦИОНАРНОГО МОНИТОРИНГА

© 2024 г. Г. Н. Антоновская^{а, *}, Я. В. Конечная^{а, b}, Н. К. Капустян^а, Е. Р. Морозова^а

^аФедеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН,
Никольский просп., 20, Архангельск, 163020 Россия

^bФедеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба РАН”,
просп. Ленина, 139, Обнинск, Калужская обл., 249034 Россия

*e-mail: essm.ras@gmail.com

Поступила в редакцию 19.02.2024 г.

После доработки 11.04.2024 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Представлены первые результаты мониторинга локальной сейсмичности архипелага Северная Земля с конца 2016 по 2023 гг., зарегистрированной одиночной стационарной сейсмической станцией, установленной на о. Большевик. Выделено 73 локальных сейсмических события, имеющих Р- и S-фазы. Рассмотрена возможность их сортировки (землетрясение или льдотрясение) путем сопоставления волновых форм и СВАН-диаграмм с региональными землетрясениями, произошедшими в районе архипелага. Пространственно-временная последовательность и скорость миграции событий показывают, что события ледникового типа могут быть результатом разрядки напряжений в ледниках при воздействии неглубоких коровых землетрясений в радиусе ~30 км. Показано, как при трудности развертывания сейсмической сети, даже одна стационарная сейсмическая станция позволяет получить полезную информацию о ледниковых событиях и коровых землетрясениях.

Ключевые слова: архипелаг Северная Земля, криосейсмология, каталог, льдотрясение, СВАН-диаграмма, мониторинг

DOI: 10.31857/S0203030624040061, **EDN:** IXQPCS

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня криосейсмология является активно развиваемым направлением науки по изучению динамики ледников (см. обзоры [Podolskiy, Walter, 2016; Aster, Winberry, 2017]), но так было не всегда. Ситуация резко изменилась после сообщения о так называемых “ледниковых землетрясениях” [Ekström et al., 2003, 2006].

Обнаружение нового типа сейсмических событий вызвало многочисленные теоретические и экспериментальные исследования планетарных криогенных сейсмических явлений, хотя свойства льда и мерзлых грунтов систематически изучались ранее [Цытович, 2019]. Процессы деструкции ледниковых покровов принято называть льдотрясениями [Hudson et al., 2020]. Регистрация нового типа сейсмических событий потребовала

изменения параметров наблюдательных сетей по сравнению с классической сейсмологией: расширения частотного и динамического диапазонов регистрации, подключения инфразвуковых наблюдений и пр. [Федоров и др., 2016; Виноградов и др., 2021]. По криосейсмологии созданы специальные международные программы и проводятся международные конференции [Podolskiy, Walter, 2016], это стимулирует постановку новых геофизических исследований и разработку методов анализа данных. Ледниковые процессы на сейсмических записях, полученных в криолитозоне, представлены разнообразными волновыми формами – это импульсные и шумоподобные колебаниями, по которым проводится оценка активности ледников. Существенно, что в недоступных районах, в отличие от аэрокосмических наблюдений,

сейсмические работы не зависят от условий видимости и дают информацию о состоянии льдов и ледников. С другой стороны, сейсмические наблюдения, по сравнению с точечными гляциологическими измерениями в скважинах, охватывают большие территории. Следует отметить, что многие методы, используемые сейчас в криосейсмологии, особенно обнаружения и обработки сигналов, уже апробированы в сейсмологии вулканов [Konstantinou, Schlindwein, 2003]. Таким образом, набор методов анализа сейсмических записей дает достоверную информацию о процессах в толще льда, является ключом к пониманию и, возможно, прогнозированию эволюции таяния ледников. Однако, как отмечается в работе [Sánchez-Gómez et al., 2020], исследования только начинаются, и имеющихся знаний все еще недостаточно.

Сейсмические события, вызванные процессами во льдах, обычно разделяют на ледовые, происходящие в морских или оне рассматривалась и анализ этих процессов является основным в данной работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И СЕЙСМИЧНОСТЬ АРХИПЕЛАГА СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

Северная Земля – крупный островной архипелаг к северу от п-ова Таймыр на границе Карского моря и моря Лаптевых, от которого он отделен проливом Вилькицкого (рис. 1). Осадочный чехол Северо-Карского бассейна обнажен на островах архипелага. Фундамент

в основном сложен в разной степени деформированными и метаморфизованными сланцами и песчаниками неопротерозоя–кембрия [Малышев и др., 2012]. На глубине 10–15 см от поверхности находится вечная мерзлота. Глубина сезонного протаивания не превышает 60 см по наблюдениям 2016–2017 гг. [Богородский и др., 2021].

За последние полвека температура воздуха в районе арктических морей значительно выросла. К примеру, по данным Росгидромета, за 30 лет рост температуры атмосферы в районе Карского моря составляет 4.74°C. Подобное явление способствует таянию арктических льдов, увеличению продолжительности безледного периода, что, в свою очередь, приводит к изменению метеоусловий – появлению мезоциклонов, осложняющих навигацию [Репина и др., 2019]. В связи с этим расширение мониторинга ледовой обстановки и включение в него информации о криосейсмологии, особенно вдоль трассы Северного морского пути, является актуальной задачей.

Почти 48% площади арх. Северная Земля покрыто ледниками, выделяется 17 ледниковых систем [Котляков, 2019]. Основные крупные ледники архипелага показаны на рис. 1а, а в табл. 1 приведены некоторые их характеристики в соответствии с Каталогом ледников СССР [1980].

Остров Октябрьской Революции является крупнейшим островом архипелага. На нем находится 7 крупных ледников, которые занимают больше половины всей площади острова (см.

Таблица 1. Водные ресурсы ледников архипелага Северная Земля

Характеристика	Ледники							
	Академии наук	Альбанова	Русанова	Карпинского	Университетский	Вавилова	Пионер	Ленинградский (вместе с ледником Семенова-Тян-Шанского)
Площадь, км ²	5865	408	956	2560	1803	1817	254	2508
Средняя толщина, м	495	158	250	280	300	265	192	140
Максимальная высота поверхности, м	781	524	704	965	800	728	—	935
Объем, км ³	2910	64	240	716	540	480	49	352
Водо запас, 10 ⁹ т	2500	55	206	615	464	413	42	303

Примечание. Информация о средней толщине ледника основана на радиолокационных измерениях.

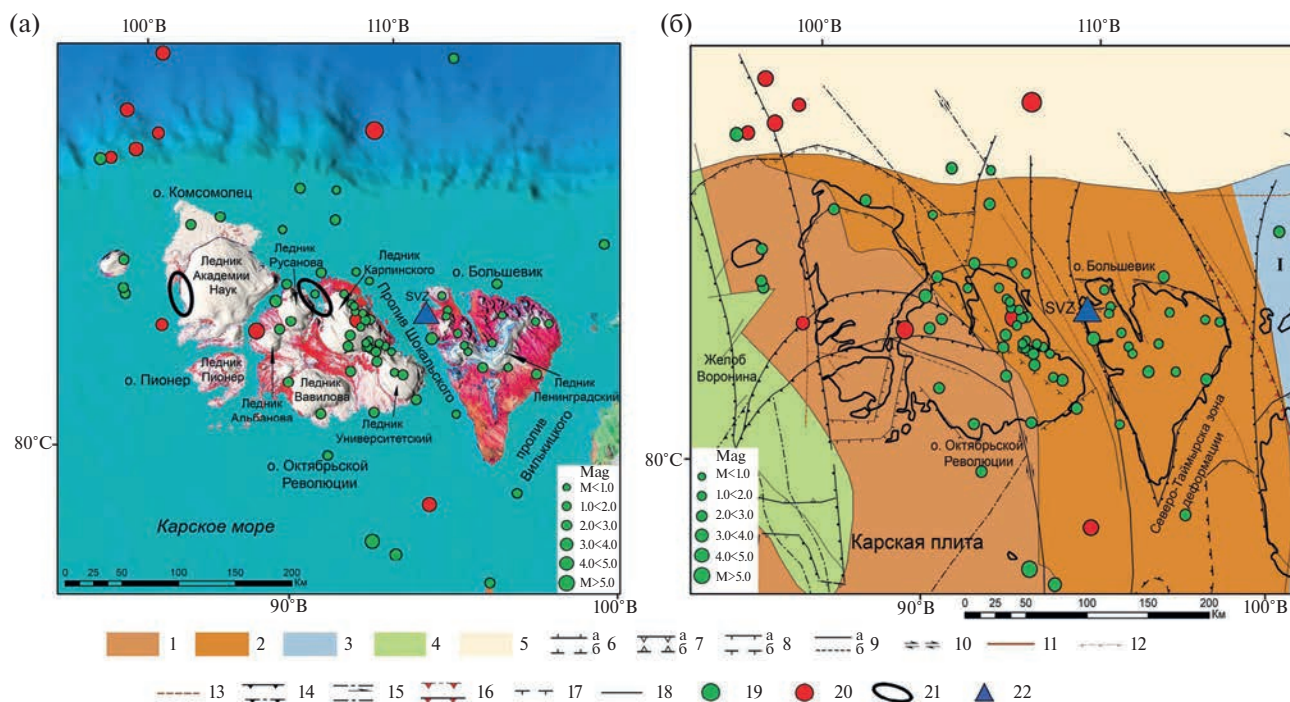


Рис. 1. Пространственное распределение сейсмических событий в районе архипелага Северная Земля на фрагменте физической карты (а) и карты основных неотектонических и геоморфологических элементов Арктики (б) по [Верниковский и др., 2013].

1–5 – литосферные плиты: 1 – с позднекембрийским фундаментом, 2 – с позднекембрийским фундаментом, подвергшиеся герцинским тектоническим деформациям, 3 – аккреционно-коллизонные комплексы, 4 – трог и склоны с корой переходного типа, 5 – современный континентальный склон; 6–9 – современные разломы [Атлас ..., 2004] (а – достоверные, б – предполагаемые): 6 – нормальные разломы, штрихи на опущенном крыле, 7 – взбросы, треугольники на приподнятом крыле, 8 – разломы неустановленного типа, штрихи на опущенном крыле, 9 – разломы без установленного смещения; 10 – стрелками показано направление смещения при сдвигах; 9–13 – разломы [Pubellier et al., 2018]; 11–13 – разломы [Arctic Petroleum Geology..., 2011]: 11 – активный спрединговый центр, 12 – нормальные разломы, 13 – неклассифицированные разломы; 14 – надвиг и взброс; 15 – сдвиговый сброс (стрелка – направление сброса); 16 – фронт деформаций для орогенов; 17 – нормальные листрические разломы; 18 – неклассифицированные разломы; 19, 20 – сейсмические события: 19 – зарегистрированные только станцией SVZ, 20 – включенные в сейсмический каталог; I – Таймырский аккреционный пояс; 21 – области образования айсбергов и ледников [Шапошников и др., 2017]; 22 – сейсмическая станция “Северная Земля” (SVZ).

рис. 1а). Места, где ледники выходят к морю, часто служат источником образования айсбергов [Атлас, 2020]. Стоит отметить, что, согласно рис. 1а, в выделенных районах образования айсбергов сейсмических событий практически нет.

Геотектонические структуры архипелага, являющегося частью Таймыро-Североземельской складчатой области, представляют собой продолжение складчатости п-ова Таймыр (см. рис. 1б). Тектонические процессы, определившие современную конфигурацию североземельских островов и разделяющих их проливов, продолжают и в настоящее время оказывать влияние на формирование рельефа

архипелага [Engen et al., 2003; Верниковский и др., 2013].

На рис. 1 показано распределение эпицентров событий, зарегистрированных за весь период инструментальных наблюдений (с начала XX века) в районе арх. Северная Земля. Анализ пространственного распределения эпицентров показывает, что кроме самого архипелага землетрясения наблюдается на склоне континентального шельфа и в Карском море, южнее арх. Северная Земля. Сейсмичность архипелага характеризуется, в основном, как слабая. Однако, на склоне шельфа и Карском море выявлены землетрясения с магнитудой более 3.5.

Несмотря на рассмотренные ниже трудности при обработке событий по записям единичной станции, результаты показывают, что их эпицентры приурочены к границе Карской плиты, попадают в зону Северо-Таймырской деформации – разлом сбросового характера (см. рис. 1б) по [Верниковский и др., 2013]. Согласно работам [Engen et al., 2003; Верниковский и др., 2013], проявление сейсмичности предположительно связано с процессами рифтогенеза, развивающегося в центральной сейсмоактивной зоне моря Лаптевых.

В соответствии с плотностной моделью земной коры вдоль профиля Северная Земля–Поднятие Менделеева [Каминский, 2009] в районе арх. Северная Земля осадочные породы залегают до 3 км, далее, до глубин 18 км, выделяют гранодиоритовую верхнюю кору, а ниже, до 31 км, – базитовый нижний слой земной коры.

Мы разделили сейсмические события на тектонические землетрясения и события, связанные с деятельностью ледников. Сложность задачи определяется тем, что оба типа событий имеют природный характер и в данном случае известные критерии идентификации, как в паре “землетрясение–взрыв”, не применимы. Одной из возможностей является поиск решения в сопоставлении пространственного положения очага события и глубинного строения коры. Другие возможности мы будем искать при анализе волновых форм, разделения событий на группы и выявления особенностей пространственно-временного хода эпицентров. Кроме того, типизация ледниковых событий и их отсев из общей массы сейсмических событий, происходящих на арх. Северная Земля, позволит в дальнейшем избежать попадания событий ледниковой природы в сейсмический каталог.

СХЕМА НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Для изучения природы землетрясений и льдотрясений схемы наблюдения могут различаться, что определяется, прежде всего, трудностями работ в Арктике. Как и на заре сейсмологии, имеются работы по анализу данных как одиночной сейсмической станции для выделения различных типов льдотрясений [Köhler et al., 2019], так и наблюдения локальных сетей различного уровня [O’Neel et al., 2007;

Walter et al., 2013; Köhler et al., 2015; Winter et al., 2021]. В российских условиях для арктических территорий создание полноценной сейсмической сети мониторинга ледовой и/или ледниковой обстановки до сих пор остаются нереализуемым в полном объеме. Но проведение исследований по накоплению банка данных о процессах, протекающих в ледниках российских архипелагов, весьма актуальны и востребованы. Работы зарубежных коллективов и коллег Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН являются важной составляющей для сопоставления получаемых результатов и выявления общих закономерностей.

В ноябре 2016 г. совместными усилиями ФИЦКИА УрО РАН и ААНИИ (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт) на о. Большевик арх. Северная Земля на территории научно-исследовательского стационара “Ледовая база “Мыс Баранова” была открыта сейсмическая станция “Северная Земля” с кодом SVZ (см. рис. 1) [Антоновская и др., 2018]. Станция вошла в состав сейсмической сети ФИЦКИА УрО РАН.

Развернуть сейсмическую сеть для локализации местных землетрясений и льдотрясений, как это обычно делается на освоенных территориях (например, [Deichmann et al., 2000; O’Neel, Pfeffer, 2007]), пока организационно не представляется возможным. В нашем случае мониторинг сейсмической обстановки осуществляется единичной станцией, с чем связана основная проблема в локализации сейсмических событий – в сейсмологии принято проводить обработку минимум по трем сейсмическим станциям либо группе. Однако, исходя из реальной ситуации, мы попытаемся всесторонне проанализировать записи одной сейсмической станцией, применяя все доступные нам методы. Конечно, обработка по одной станции – это менее достоверный способ локализации, чем по нескольким станциям, однако по его результатам можно определить основные закономерности пространственного распределения эпицентров. Кроме того, даже единичная станция дает важную информацию о спектральном составе событий, типичных волновых формах и магнитудах.

В случае регистрации события несколькими станциями применялся метод засечек

в программном комплексе WSG [Акимов, Красилов, 2020] разработки ФИЦ ЕГС РАН. При локации события по данным одиночной станции эпицентр был определен по пересечению эпицентрального расстояния и направлению обратного азимута в программе EL [ELRESS, 2021]. В обоих случаях использовался годограф Varents [Kremenetskaya et al., 2001]. Для определения значений локальной магнитуды ML используется уточненная шкала для западной части Евразийской Арктики [Морозов и др., 2020].

Для локации сейсмических событий отбирались те, которые имеют уверенные вступления объемных Р- и S-волн, т.е. с достаточно высоким соотношением сигнал/шум. Первоначально все расчеты проводились при фиксированной глубине, затем, как показано ниже, мы варьировали глубину очага. Точность Р-фазы составляет ± 0.3 с, а S-фазы ± 0.5 с. Оценка погрешности в определении эпицентра при локации по нескольким станциям проводилась путем получения эллипса ошибок в программе NAS [Fedorov et al., 2019]. В случае одиночной станции оценка погрешности не является классическим эллипсом ошибок, а дает только оценочное определение его полуосей. Погрешность первой полуоси связана с погрешностью по глубине (от 0 до 30 км), второй полуоси — с неточностью определения азимута ($\pm 10^\circ$).

Построение спектрально-временных диаграмм (СВАН-диаграмм) проводилось в программе Geopsy (рис. 2). Для каждого случая параметры ΔT и Δf подбирались индивидуально, например, для построения СВАН-диаграммы, показанной на рис. 3а, $\Delta T = 2.1$ с, $\Delta f = 0.04$ Гц, а для рис. 3б — $\Delta T = 0.7$ с, $\Delta f = 0.07$ Гц соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Кроме ранее зарегистрированных землетрясений, табл. 2 содержит информацию о 73 локальных сейсмических событиях, выделенных за период функционирования станции SVZ (конец 2016 по 2023 гг. включительно) и имеющих вступления фаз объемных волн. По техническим причинам станция временно не работала в 2019 и 2021 гг. В качестве источника информации для составления каталога (см. табл. 2) использовались собственные данные Архангельской сейсмической сети. В данном

исследовании мы не рассматриваем очевидные ледовые события, характеризующиеся как импульсные высокочастотные микроколебания.

С момента установки станции SVZ с ноября 2016 г. по декабрь 2023 г. большинство слабых сейсмических событий приурочено о. Октябрьской Революции (35 шт.), особенно сейсмичности этого района рассмотрены ниже. Для проведения сравнительного анализа волновых форм были построены СВАН-диаграммы пяти тектонических землетрясений, произошедших в районе арх. Северная Земля (см. табл. 2). Такие землетрясения имеют магнитуду выше 2.5, они были зарегистрированы не только станцией SVZ, но и другими сейсмическими станциями, установленными в Европейской Арктике и находящимися на удалении от эпицентра на сотни километров. Полученные СВАН-диаграммы схожи между собой, пример землетрясения 31.03.2022 г. в районе о. Комсомолец показан на рис. 2.

Эпицентры событий на о. Октябрьской Революции ($N = 35$ шт.) и оценка их погрешностей в виде эллипсов показаны на рис. 3а. Значения локальных магнитуд для этих событий находится в диапазоне от 0.2–2.3. Распределение магнитуд всех зарегистрированных станцией SVZ событий ($N = 73$ шт.) показано на рис. 3б. Оно отображает недостаточность данных с магнитудами ниже 1.2, но дает представление о том, что в совокупности событий возможно два вида толчков, дающих максимум на $ML \sim 1.5$ и значения $ML > 3$.

Анализ волновых форм и построение СВАН-диаграмм показали, что все события, зарегистрированные на о. Октябрьской Революции, условно можно разделить на две группы А и В. В каталоге табл. 2 эти группы помечены разным цветом строк. Расчет описательной статистики для ML показывает, что эти группы различаются по медианным значениям $\langle ML \rangle$: для группы А $\langle ML \rangle = 1.1$, для В $\langle ML \rangle = 0.8$.

На рис. 4 представлены примеры записей (вертикальный и горизонтальные каналы) сейсмических событий и СВАН-диаграммы для вертикального канала. Первая группа А (см. рис. 4а) имеет достаточно четкие вступления Р- и S-волн, а также поверхностные волны. S-волна всегда интенсивнее Р. Хорошо известно, что неглубокие землетрясения генерируют поверхностные волны [Lay, Wallace 1995]. При расчете положения эпицентров изначально мы

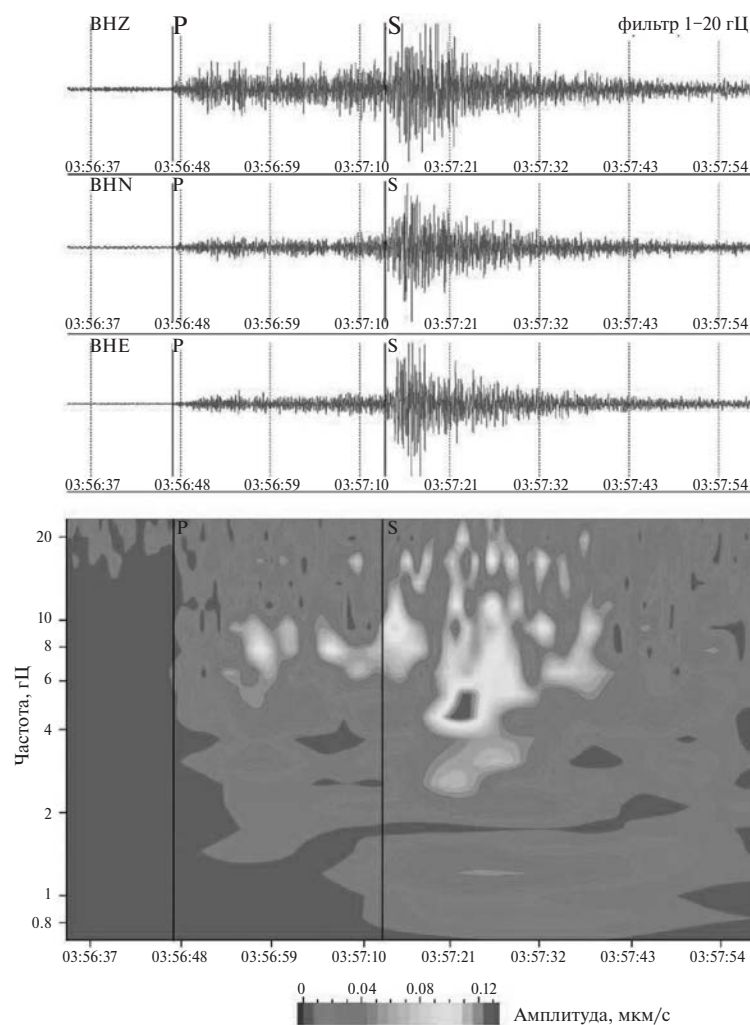


Рис. 2. Волновые формы для Z-, N- и E-каналов и СВАН-диаграмма для Z-канала тектонического землетрясения, зарегистрированного станцией SVZ 31.03.2022 г. в районе о. Комсомолец.

приняли глубину для всех событий $h = 0$ км. В пользу гипотезы о коровых землетрясениях группы **A** свидетельствуют несколько фактов:

- в работе [Köhler et al, 2015] иллюстрируются похожие волновые формы для событий арх. Шпицберген, и они определяются как землетрясения,

- события группы **A** имеют СВАН-диаграммы, аналогичные тектоническим землетрясениям в рассматриваемом районе на записях станции SVZ (см. рис. 2),

- время прихода Rg-волны на сейсмических записях группы **A** сильно отличается от расчетного значения времени вступления Rg с нулевой глубиной в сторону ее увеличения (очевидно, более 5 км).

Согласно одномерной скоростной модели IASPEI91 на локальных расстояниях, при глубинах более 10 км фаза поверхностной волны Rg не наблюдается. Поэтому мы можем лишь отметить, что теоретически гипоцентры событий группы **A** располагаются на глубинах от 5 до 10 км. Все эти рассуждения показывают, что события группы **A** – это коровые землетрясения. У группы событий **B** Р-волна выражена более слабо, отсутствуют поверхностные волны и наблюдается высокочастотный шум (~ 20 Hz) между вступлениями волн. Для событий группы **B** отметим следующие особенности:

- отсутствие поверхностных волн на расстояниях от 50 до 200 км от сейсмической станции,

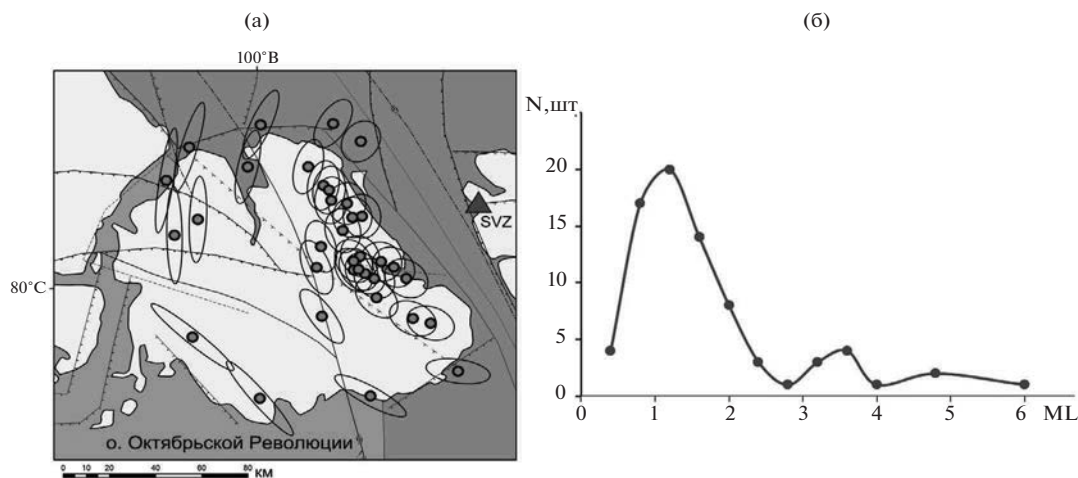


Рис. 3. Расположение сейсмических событий в районе о. Октябрьской Революции арх. Северная Земля на фрагменте карты основных неотектонических и геоморфологических элементов Арктики (а) по [Верниковский и др., 2013] и гистограмма локальной магнитуды сейсмических событий (б). Легенду см. рис. 1.

- меньшие значения магнитуд (т.е. это более слабые сигналы),
- наличие высокочастотной составляющей в волновых формах,
- пространственная приуроченность событий к окраинам ледников.

Все эти особенности позволяют нам предположить, что рассматриваемые события отличаются от коровых землетрясений и имеют другую природу, скорее всего — ледниковую. Такие события могут происходить в ледовых куполах или на поверхности, разделяющую кору и ледовый купол. При этом возможные поверхностные волны от событий группы **В** присутствуют в коде записи на локальных расстояниях.

Заметим, что близкое расположение групп относительно друг друга, возможно, указывает на их геодинамическую связь, тем более что линейный характер их проявления совпадает с выделенной разломной зоной по геологическим данным [Атлас, 2004; Rubellier et al., 2018]. Если это так, то можно предположить определенную очередность событий в выделенных группах. Для выявления этого на карте (рис. 5) была проведена ось $I-I'$ с началом в условно выбранной точке I . Затем эпицентры событий проецировались на эту ось и рассчитывались расстояния от точки I до каждого спроецированного события. На рис. 6а представлен временной ход миграции проекций эпицентров для групп **А** и **В**. Мы оставили

только тот временной промежуток, в котором сейсмическая регистрация велась непрерывно, т.е. это 2017–2018 гг. Несмотря на краткость интервала (два года), при анализе данных есть определенная закономерность в проявлении событий. Отмечается линейный тренд в миграции со скоростью 0.021 км/ч (см. рис. 6а). Видно, что события группы **А** мигрируют знакопеременно вдоль оси тренда. Максимальное отклонение от оси составляет около 150 км. Значения скоростей миграции согласуются с параметрами, характерными для сейсмического процесса в консолидированной породе: на натурных моделях для скорости срыва нестабильного блока [Кочарян, 2016] или скорости распространения разрыва, но для сильных землетрясений (Япония, Аляска) [Kawasaki et al., 2001; Ohta et al., 2006]. По-видимому, здесь мы видим проявление геодинамики, в частности движения по близлежащему разлому (см. рис. 1, 3). Можно отметить тенденцию к знакопеременной миграции не только для событий группы **А**, но и группы **В**, причем временной ход для последних как бы запаздывает на примерно месяц относительно кривой для группы **А**. Пока данных мало, но попробуем интерпретировать отмеченную тенденцию.

Из рис. 5 можно заметить, что события группы **В** преимущественно происходят в краевых областях ледовых куполов. Согласно рис. 6а это интервал расстояний 250–280 км, т.е. не на всей длине оси $I-I'$, а только на этом отрезке

Таблица 2. Каталог сейсмических событий район архипелага Северная Земля

Дата	Параметры эпицентра				Эллипс ошибок			Магнитуда	Примечание
	Время в очаге	φ, °N	λ, °E	h, км	AzMajor	Rminor, км	Rmajor, км		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
19.10.1924	15:34:47.2	80.67	105.94	10f	75	73.2	124.3	MS=6.0	Morozov et al., 2021
07.08.1978	12:48:21.6	79.59	99.08	10f	58	8.7	10.9	mb(ISC)=4.6	Morozov et al., 2021
04.07.1995	03:26:17.1	80.02	95.02	10f	123	8.1	11.2	mb(ISC)=4.6	Morozov et al., 2021
22.06.1999	21:21:21.2	82.15	96.43	10f	157	20.6	118.8	mb(ISC)=3.5	Morozov et al., 2021
22.02.2016	08:20:44.5	81.84	95.46	35f	26	7.0	11.2	mb(IDC)=3.4	Morozov et al., 2021
10.12.2016	03:00:23.6	81.06	95.46	0f	—	1.9	40.3	ML(AH)=1.5	Обработка только по станции SVZ
24.12.2016	08:25:02.6	82.34	100.33	10f	67	15.4	88.4	mb(IDC)=3.6	Morozov et al., 2021
10.01.2017	01:26:36.5	77.83	94.38	0f	—	2.0	39.8	ML(AH)=2.1	Обработка только по станции SVZ
11.01.2017	07:43:05.5	78.01	96.61	10f	117	7.6	10.0	mb(ISC)=3.4	Morozov et al., 2021
07.03.2017	17:10:17.5	79.22	98.57	0f	—	7.4	11.2	ML(AH)=1.9	Обработка только по станции SVZ
13.03.2017	08:56:28.7	80.92	90.63	0f	—	1.6	48.4	ML(AH)=1.7	Обработка только по станции SVZ
19.03.2017	19:48:48.7	79.33	98.73	0f	—	7.9	10.6	ML(AH)=1.2	Обработка только по станции SVZ
08.05.2017	06:33:42.1	80.87	90.56	0f	—	1.6	48.1	ML(AH)=1.8	Обработка только по станции SVZ
09.07.2017	17:43:32.9	78.77	98.85	0f	—	5.7	14.3	ML(AH)=1.6	Обработка только по станции SVZ
19.07.2017	5:20:06	78.83	94.41	0f	—	2.8	28.1	ML(AH)=1.6	Обработка только по станции SVZ
22.08.2017	01:51:15.9	77.19	96.65	0f	—	1.8	44.6	ML(AH)=1.7	Обработка только по станции SVZ
23.08.2017	10:30:09.4	80.58	111.38	0f	—	42.2	1.8	ML(AH)=2.0	Обработка только по станции SVZ
28.08.2017	02:57:44.1	79.00	99.09	0f	—	7.7	10.8	ML(AH)=1.3	Обработка только по станции SVZ
01.09.2017	17:50:51.1	81.84	97.07	5f	40	11.7	88.6	ML(AH)=2.9	Обработка по двум станциям ACC*
04.09.2017	10:59:37.9	80.97	96.96	0f	—	2.2	36.3	ML(AH)=1.6	Обработка только по станции SVZ
25.09.2017	23:52:16.1	81.94	93.41	0f	—	1.4	58.0	ML(AH)=2.9	Обработка только по станции SVZ

Таблица 2. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
02.10.2017	09:19:09.3	79.29	98.81	0f	—	8.2	10.3	ML(AH)=1.1	Обработка только по станции SVZ
07.10.2017	09:08:51.0	80.09	99.19	0f	—	4.5	17.9	ML(AH)=1.3	Обработка только по станции SVZ
22.10.2017	19:07:07.2	80.35	101.38	0f	—	3.8	21.0	ML(AH)=1.1	Обработка только по станции SVZ
21.11.2017	13:11:22.7	79.47	98.00	0f	—	6.0	13.6	ML(AH)=1.1	Обработка только по станции SVZ
28.11.2017	07:37:59.6	79.05	104.78	0f	—	6.8	12.2	ML(AH)=1.3	Обработка только по станции SVZ
11.12.2017	7:00:06.0	79.29	102.67	0f	—	3.7	6.3	ML(AH)=1.0	Обработка только по станции SVZ
11.12.2017	13:53:37.0	78.97	102.06	0f	—	3.3	6.2	ML(AH)=1.0	Обработка только по станции SVZ
17.12.2017	12:27:56.9	79.37	98.59	0f	—	7.4	11.2	ML(AH)=1.0	Обработка только по станции SVZ
18.12.2017	05:24:25.2	79.53	98.38	0f	—	6.5	12.7	ML(AH)=1.1	Обработка только по станции SVZ
03.01.2018	23:12:35.0	79.33	99.17	0f	—	9.0	9.6	ML(AH)=0.6	Обработка только по станции SVZ
16.03.2018	22:57:51.6	78.90	97.10	0f	—	4.4	18.2	ML(AH)=1.1	Обработка только по станции SVZ
14.04.2018	16:36:19.3	79.06	98.87	0f	—	7.6	11	ML(AH)=0.6	Обработка только по станции SVZ
28.04.2018	03:39:49.6	79.36	98.68	0f	—	7.7	10.8	ML(AH)=0.7	Обработка только по станции SVZ
02.05.2018	15:26:28.2	81.12	91.44	0f	—	1.6	49.1	ML(AH)=1.9	Обработка только по станции SVZ
20.05.2018	14:19:50.9	79.28	99.30	0f	—	8.5	10.3	ML(AH)=0.8	Обработка только по станции SVZ
02.06.2018	14:11:42.7	79.29	97.39	0f	—	5.2	15.4	ML(AH)=1.8	Обработка только по станции SVZ
03.06.2018	23:05:02.6	77.64	99.57	0f	—	2.4	32.8	ML(AH)=1.3	Обработка только по станции SVZ
29.06.2018	11:53:23.9	79.21	99.34	0f	—	8.4	10.4	ML(AH)=0.6	Обработка только по станции SVZ
24.07.2018	16:51:23.0	79.53	99.53	0f	—	8.3	10.6	ML(AH)=1.5	Обработка только по станции SVZ

Таблица 2. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
06.01.2020	20:00:54.6	79.92	96.91	0f	—	3.8	20.8	ML(AH)=1.2	Обработка только по станции SVZ
10.03.2020	05:13:03.0	79.40	98.90	0f	—	8.3	10.2	ML(AH)=0.8	Обработка только по станции SVZ
21.03.2020	09:09:08.5	79.83	99.37	0f	—	6.1	13.4	ML(AH)=0.8	Обработка только по станции SVZ
22.03.2020	20:03:50.2	78.51	105.12	0f	—	1.0	19.6	ML(AH)=1.0	Обработка только по станции SVZ
03.05.2020	04:23:30.5	79.92	95.95	0f	—	3.4	23.5	ML(AH)=1.3	Обработка только по станции SVZ
05.05.2020	09:14:28.5	79.66	99.25	0f	—	7.3	11.3	ML(AH)=0.8	Обработка только по станции SVZ
31.05.2020	21:21:50.7	79.61	99.47	0f	—	8.3	10.1	ML(AH)=0.6	Обработка только по станции SVZ
03.06.2020	11:57:56.0	78.28	103.30	0f	—	0.9	20.4	ML(AH)=1.6	Обработка только по станции SVZ
07.07.2020	03:39:30.2	79.55	99.35	0f	—	8.6	9.8	ML(AH)=1.1	Обработка только по станции SVZ
18.08.2020	04:32:25.9	78.62	101.86	0f	—	1.6	12.7	ML(AH)=1.4	Обработка только по станции SVZ
23.08.2020	16:50:02.4	79.53	98.99	0f	—	7.8	10.7	ML(AH)=0.9	Обработка только по станции SVZ
14.01.2022	12:43:46.1	79.17	102.42	0f	—	7.8	10.7	ML(AH)=0.5	Обработка только по станции SVZ
04.03.2022	22:45:00.0	79.73	99.34	0f	—	6.9	12	ML(AH)=0.2	Обработка только по станции SVZ
06.03.2022	03:33:35.5	79.40	98.72	0f	—	7.7	10.8	ML(AH)=0.5	Обработка только по станции SVZ
06.03.2022	14:53:16.9	78.83	103.99	0f	—	1.6	12.1	ML(AH)=0.6	Обработка только по станции SVZ
11.03.2022	14:56:39.0	78.72	102.86	0f	—	1.7	11.8	ML(AH)=0.7	Обработка только по станции SVZ
13.03.2022	11:55:30.1	79.70	99.37	0f	—	7.2	11.5	ML(AH)=0.2	Обработка только по станции SVZ
31.03.2022	03:56:12.0	80.49	91.33	5f	80	20.1	52.4	ML(AH)=2.4	Обработка по 4 станциям ACC*
15.04.2022	18:11:05.1	79.08	101.07	0f	—	4.4	4.4	ML(AH)=2.1	Обработка только по станции SVZ
09.05.2022	23:56:45.2	80.13	96.91	0f	—	3.1	25.5	ML(AH)=2.9	Обработка только по станции SVZ

Таблица 2. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
17.05.2022	20:45:41.3	78.03	93.91	0f	—	2.2	35.8	ML(AH)=3.5	Обработка только по станциям SVZ
13.11.2022	16:41:28.8	79.78	100.67	0f	—	8.1	10.4	ML(AH)=0.9	Обработка только по станциям SVZ
13.11.2022	15:54:05.2	80.74	101.12	0f	—	2.8	27.8	ML(AH)=2.0	Обработка только по станциям SVZ
19.11.2022	07:56:19.1	78.86	101.92	0f	—	2.5	8.1	ML(AH)=0.5	Обработка только по станциям SVZ
26.12.2022	15:05:09.5	79.91	100.48	0f	—	6.3	12.9	ML(AH)=0.8	Обработка только по станциям SVZ
31.01.2023	22:05:27.4	78.6	104.79	0f	—	1.1	17.5	ML(AH)=0.9	Обработка только по станциям SVZ
04.02.2023	14:51:51.3	80.53	102.43	0f	—	3.2	24.4	ML(AH)=1	Обработка только по станциям SVZ
07.02.2023	14:24:33.6	79.98	98.30	0f	—	4.4	18.1	ML(AH)=1	Обработка только по станциям SVZ
15.02.2023	23:58:18.0	79.52	94.85	0f	—	3.3	24.1	ML(AH)=1.3	Обработка только по станциям SVZ
19.02.2023	05:02:25.0	79.14	102.19	0f	—	3.1	8.1	ML(AH)=0.4	Обработка только по станциям SVZ
21.02.2023	17:57:44.6	78.80	101.85	0f	—	1.7	11.8	ML(AH)=0.1	Обработка только по станциям SVZ
25.02.2023	14:01:07.4	80.19	97.54	0f	—	3.5	22.4	ML(AH)=1.1	Обработка только по станциям SVZ
08.03.2022	02:05:19.6	78.47	99.75	0f	—	4.7	17.2	ML(AH)=0.8	Обработка только по станциям SVZ
25.03.2023	12:40:54.6	78.48	102.64	0f	—	1.3	15.2	ML(AH)=0.5	Обработка только по станциям SVZ
04.03.2023	07:52:49.0	81.90	93.97	5f	50	12.1	33.1	ML(AH)=2.5	Обработка по 5 станциям АСС*
30.03.2023	17:06:54.2	80.57	99.07	0f	—	3.0	26.3	ML(AH)=0.9	Обработка только по станциям SVZ
03.04.2023	23:10:05.1	78.63	109.13	0f	—	2.6	29.8	ML(AH)=1.3	Обработка только по станциям SVZ
07.04.2023	12:05:50.7	79.15	95.21	0f	—	3.4	23.0	ML(AH)=1.2	Обработка только по станциям SVZ

Примечание. *АСС – Архангельская сейсмическая сеть.
Цветом показаны события о. Октябрьской Революции: серым – события группы А, синим – события группы В.

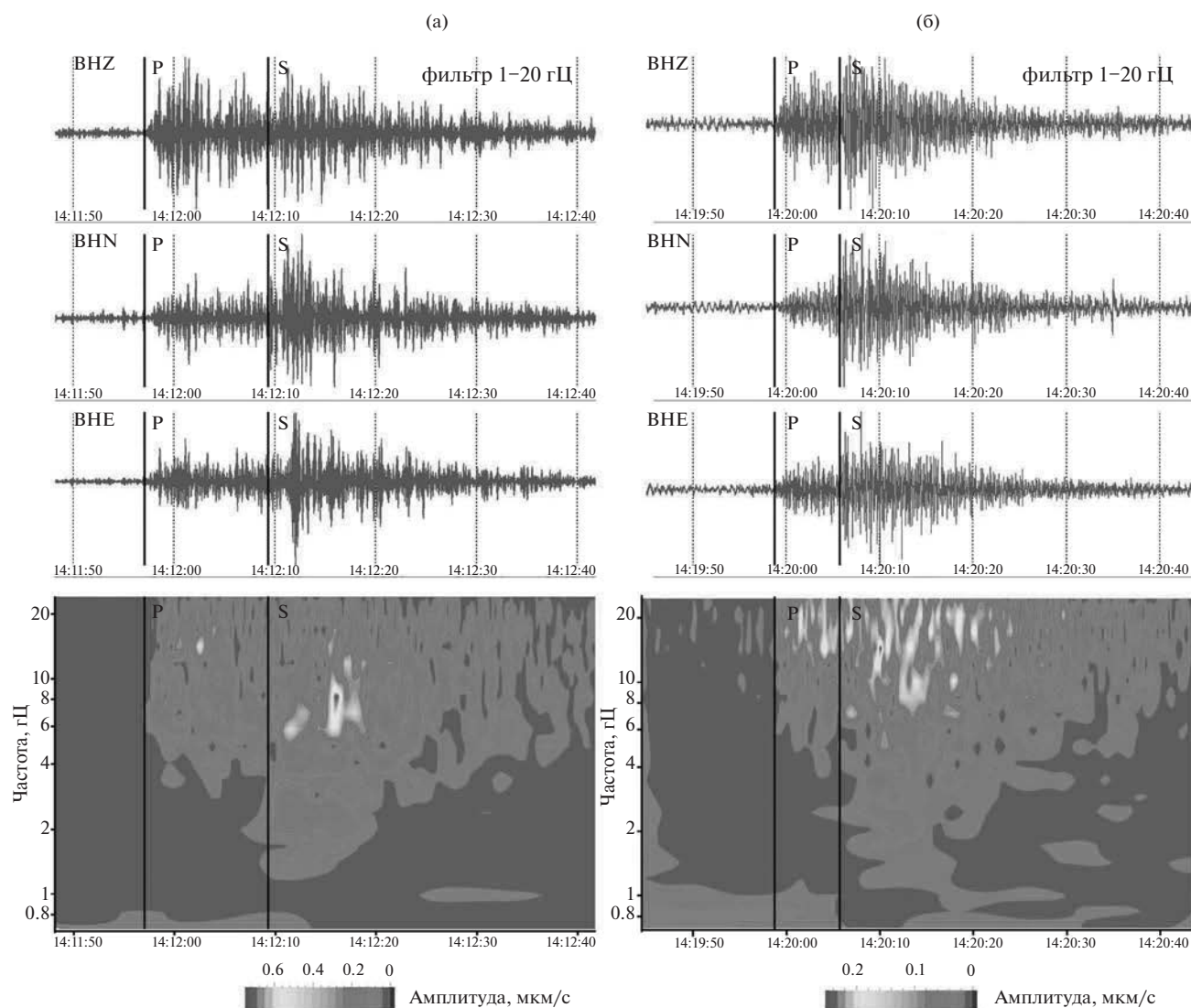


Рис. 4. Волновые формы для Z-, N- и E-каналов и СВАН-диаграммы локальных сейсмических событий, зарегистрированных SVZ (а – группа А, б – группа В).

оси ~30 км. Здесь ледовый купол наиболее тонкий (~100 м).

Если предположить, что коровые события инициируют, например, механизм, запускающий деформирование в толще льда по вертикали (так называемый механизм “push”), то скорость передачи напряжения по диффузным законам (как в модели Эльзасера), приводящей к событиям группы В, исходя из мощности льда и времени отставания (примерно месяц), составляет км/ч. Мы рассматриваем процесс передачи деформирования от подошвы льда до примерно середины его толщи. Это согласуется с оценками скоростей движения в ледосборных бассейнах [Sánchez-Gómez et al., 2020]. Процессы медленного деформирования льда недостаточно

изучены, особенно в крупных ледовых массивах. По существу, мы впервые показываем возможность таких процессов, аналогичных тектоническим волнам [Быков, 2018].

Для выявления скорости миграции проекций эпицентров событий попарно для всего набора событий (n) на о. Октябрьской Революции рассчитывались кажущиеся скорости вдоль оси I-I' путем перебора всех пар событий:

$$V_{ij} = \frac{S_i - S_j}{t_i - t_j} \cdot \begin{pmatrix} i = 1...n \\ j = 1...n \end{pmatrix}.$$

Анализ гистограммы значений (см. рис. 6б) выявляет четкий максимум на значении км/ч, причем знак “+” в положении максимума в распределении указывает на северо-западное

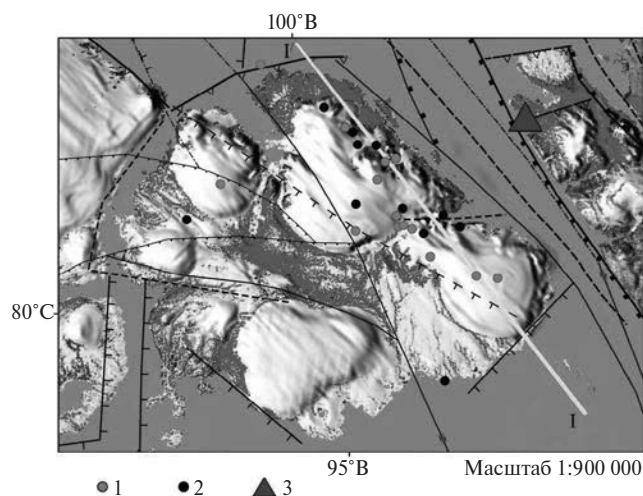


Рис. 5. Распределение событий о. Октябрьской Революции. 1 – группа А, 2 – группа В, 3 – сейсмическая станция SVZ; I–I' – линия, на которую производились проекции эпицентров событий. Условные обозначения см. рис. 1.

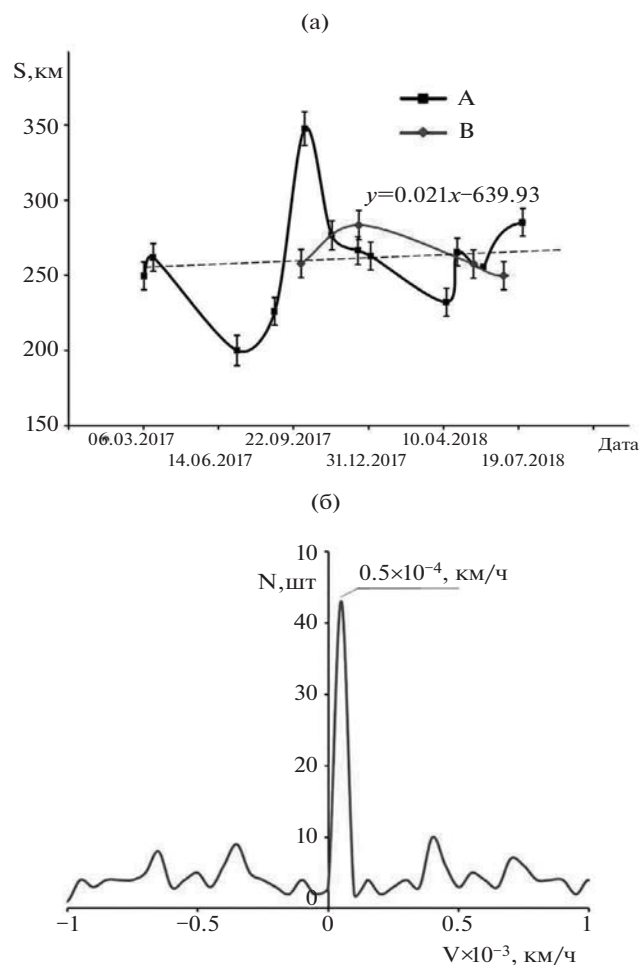


Рис. 6. Временные вариации миграции эпицентров событий групп А и В за 2017–2018 гг. вдоль линии I–I' (а) и частотная гистограмма кажущихся скоростей (б). Линия I–I' показана на рис. 4.

направление миграции. Значение совпадает с оценкой миграции событий группы В по вертикали, т.е. динамика ледниковых событий согласуется с коровой геодинамикой.

Можно предположить, что события группы В представляют собой реализацию механизма разрядки напряжений в ледовой толще, вызванной коровыми землетрясениями с эпицентрами в их окрестности не более ~30 км. По существу, это соответствует механизму индуцирования ледовой сейсмичности. В дальнейшем, при проведении сейсмического мониторинга, стоит учитывать, что события группы В (в рутинной обработке будут определяться по волновой форме и спектрально-временному анализу) относятся к ледниковой активности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установка сейсмической станции SVZ на архипелаге Северная Земля позволила значительно продвинуться в исследовании этой арктической территории, в частности включить в анализ ледовую сейсмическую активность и события в земной коре. Значение локальной магнитуды по данным станции SVZ находится в диапазоне от 0.1 до 4.9. Эпицентры слабых событий были определены по данным одной станции. Тем не менее, с учетом эллипса ошибок, удалось привязать группы событий к разломной тектонике и к ледовым куполам. На основании полученных данных представлен сейсмический каталог за 2016–2023 гг.

Анализ волновых форм (тип волн, их спектральный состав) дает возможность разделить ряд событий по их природе, т.е. отделить явления в ледовой толще от коровых землетрясений. Исходя из непротиворечивых результатов пространственно-временного анализа показано, что ледовые события на седловинах куполов могут инициироваться произошедшими вблизи коровыми землетрясениями. Скорости развития процессов во льду, приводящим к льдотрясениям, составляют км/ч. Этот вид ледовой сейсмичности, индуцированной событиями в земной коре, представляется важным для гляциологии и требует тщательного сбора данных для аналогичных ситуаций.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-27-00095 от 29.12.2023 г. “Исследования сейсмической активности ледников архипелага Северная Земля”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов А.П., Красилов С.А. Программный комплекс WSG “Система обработки сейсмических данных”. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020664678 от 16.11.2020 г.
- Антоновская Г.Н., Ковалев С.М., Конечная Я.В., Смирнов В.Н., Данилов А.В. Новые сведения о сейсмичности российской Арктики по данным пункта сейсмических наблюдений “Северная Земля” // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 2(116). С. 170–181.
DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-2-170-181
- Атлас “Геология и полезные ископаемые шельфов России” / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: Научный мир, 2004. 279 с.
- Богородский П.В., Макштас А.П., Кустов В.Ю. Первые результаты мерзлотных наблюдений на НИС “Ледовая база “Мыс Баранова” // Исследование природной среды высокоширотной Арктики на НИС “Ледовая база “Мыс Баранова” / Под общей редакцией А.П. Макштаса и В.Т. Соколова. СПб.: ААНИИ, 2021. С. 184–193.
- Бужин И.В., Глазовский А.Ф., Май Р.И., Миронов Е.У., Нестеров А.В., Наумов А.К., Гудошников Ю.П. Исследование динамики и морфометрии ледников и айсбергов и прикладное использование полученных результатов при освоении углеводородных месторождений на континентальном шельфе Российской Арктики // Вестник Российского фонда фундаментальных исследований. 2020. Т. 3-4(107-108). С. 21–37.
- Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721–754. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0369
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
- Виноградов Ю.А., Федоров А.В., Баранов С.В., Асминг В.Э., Федоров И.С. О выделении айсбергообразующих льдотрясений по сейсмоинфразвуковым данным // Лед и снег. 2021. Т. 61. № 2. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020087>.
- Голубев В.Н. Современные колебания ледникового купола Вавилова на Северной Земле // Материалы гляциологических исследований. 1998. Вып. 85. С. 196–204.
- Каминский В.Д. Глубинное строение Центрального Арктического бассейна / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб., 2009. 47 с.
- Каталог ледников СССР / Отв. ред. О.Н. Виноградов. 1980. Т. 16. Вып. 1. 81 с.
- Котляков В.М. Ледники // Большая российская энциклопедия 2004–2017. <https://bigenc.ru/geology/text/5556912?> (Дата обращения 05.02.2024).
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов / Отв. ред. акад. РАН В.В. Адушкин. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Малышев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М., Обметко В.В., Мартиросян В.Н., Клещина Л.Н., Рейдик Ю.В. Новая модель геологического строения и истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445. № 1. С. 50–54.
<http://www.evengusev.narod.ru/tecto/malyshev-2012.pdf>
- Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Евтюгина З.А. Шкала *ML* для западной части Евразийской Арктики // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 4. С. 63–68.
DOI: 10.35540/2686-7907.2020.4.06.
- Репина И.А., Артамонов А.Ю., Варенцов М.И., Хавина Е.М. Взаимодействие атмосферы и океана в Северном Ледовитом океане по данным измерений в летне–осенний период // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 49–61.
DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10075.
- Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Борняков С.А., Гранин Н.Г. Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове озера Байкал // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 289–299.
- Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Тарасов П.А., Сальман А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Ефимов Я.О., Мамедов Т.Э. Исследование ледников российской Арктики для обеспечения айсберговой безопасности работ на шельфе // Нефтяное хозяйство. 2018. № 10. С. 92–97.
DOI: 10.24887/0028-2448-2018-10-92-97
- Федоров А.В., Асминг В.Э., Баранов С.В., Виноградов А.Н., Евтюгина З.А., Горюнов В.А. Сейсмологические наблюдения за активностью ледников архипелага Шпицберген // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 151–159.

- Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов: Общая и прикладная // Изд. стереотип. 2019. 446 с.
- Шапошников В.М., Александров А.В., Матанцев Р.А., Ивановская О.Д. Анализ айсберговой опасности на Северном морском пути на примере газозовов // Арктика: экология и экономика. 2017. № 2(26). С. 76–81.
- Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V., Kapustian N.K., Konechnaya Y.V., Morozov A.N. Spatiotemporal Relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge System and Intraplate Seismicity of the European Arctic // Seismolog. Res. Lett. 2021. V. 92. № 5. P. 2876–2890.
https://doi.org/10.1785/0220210024.
- Arctic Petroleum Geology. Geological Society Memoir 35 / Eds A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stupakova, K. Sørensen. London: Geological Society, 2011. 661 p.
DOI: 10.1144/M35.21
- Aster R., Winberry J. Glacial seismology // Rep. Prog. Phys. 2017. V. 80(126801). 39 p.
DOI: 10.1088/1361-6633/aa8473.
- Berg B., Bassis J. Crevasse advection increases glacier calving // Journal of Glaciology. 2022. P. 1–10.
DOI: 10.1017/jog.2022.10
- Blankenship D.D., Anandakrishnan S., Kempf J.L., Bentley C.R. Microearthquakes Under and Alongside Ice Stream B, Antarctica. Detected By A New Passive Seismic Array // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 30–34.
DOI: https://doi.org/10.3189/S0260305500200712
- Deichmann N., Ansorge J., Scherbaum F., Aschwanden A., Bernardi F., Gudmundsson G.H. Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier // Annals of Glaciology. 2000. V. 31(1). P. 85–90.
DOI: 10.3189/172756400781820462
- Dowdeswell J.A., Gorman M.R., Bassford R.P., Williams M. et al. Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic // J. of Geophys. Res. 2002. V. 107(B4). P. 1–16.
DOI: 10.1029/2000jb000129
- Dowdeswell J.A., Williams M. Surge-type glaciers in the Russian High Arctic identified from digital satellite imagery // Journal of Glaciology. 1997. V. 43(145). P. 489–494.
DOI: 10.3189/S0022143000035097
- Ekström G., Nettles M., Abers G.A. Glacial earthquakes // Science. 2003. V. 302(5645). P. 622–624.
DOI: 10.1126/science.1088057
- Ekström G., Nettles M., Tsai V.C. Seasonality and increasing frequency of Greenland glacial earthquakes // Science. 2006. V. 311(5768). P. 1756–1758.
DOI: 10.1126/science.1122112
- ELRESS, Event Locator Seismological Software, 2021. Available from: <http://www.krsc.ru/?q=en/EL> (Last Accessed February 6, 2024)
- Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. of Geophys. Res. 2003. V. 108. № B2. 2075. DOI: 10.1029/2002JB001809
- Fedorov A.V., Asming V.E., Jevtjugina Z.A., Prokudina A.V. Automated Seismic Monitoring System for the European Arctic // Seismic. Instruments. 2019. V. 55. P. 17–23.
https://doi.org/10.3103/S0747923919010067
- Hudson T.S., Brisbourne A.M., Walter F., Graff D., White R.S., Smith A.M. Icequake source mechanisms for studying glacial sliding // J. of Geophys. Res.: Earth Surface. 2020. V. 125. e2020JF005627.
https://doi.org/10.1029/2020JF005627
- Kawasaki I., Asai Y., Tamura Y. Space-time distribution of interpolate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench // Tectonophysics. 2001. V. 330. P. 267–283.
DOI: 10.1016/S0040-1951(00)00245-6
- Köhler A., Maupin M., Nuth C., Van Pelt W. Characterization of seasonal glacial seismicity from a single-station on-ice record at Holtedahlfonna, Svalbard // Annals of Glaciology. 2019. V. 60(79).
DOI: 10.1017/aog.2019.15
- Köhler A., Nuth C., Schweitzer J., Weidle C., Gibbons S.J. Regional passive seismic monitoring reveals dynamic glacier activity on Spitsbergen, Svalbard // Polar Research. 2015. V. 34:1. 26178.
DOI: 10.3402/polar.v34.26178
- Konstantinou K.I., Schlindwein V. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: A review // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2003. V. 119(1–4). P. 161–187.
DOI: 10.1016/S0377-0273(02)00311-6
- Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic Location Calibration of the European Arctic // Pure and Applied Geophysics. 2001. V. 158. P. 117–128.
https://doi.org/10.1007/PL00001151
- Lay T., Wallace T.C. Modern global seismology. San Diego, CA: Academic Press, 1995.
- Mikesell T.D., van Wijk K., Haney M.M., Bradford J.H., Marshall H.P., Harper J.T. Monitoring glacier surface seismicity in time and space using Rayleigh waves // J. of Geophys. Res. 2012. V. 117. F02020.
DOI: 10.1029/2011JF002259
- Moholdt G., Wouters B., Gardner A.S. Recent mass changes of glaciers in the Russian High Arctic // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. P. 1–5.
DOI: 10.1029/2012gl051466
- Morozov A.N., Vaganova N.V., Asming V.E., Mikhailova Ya.A. Seismicity of the North of the Russian Plate:

- Relocation of Recent Earthquakes // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2018. V. 54. № 2. P. 292–309.
DOI: 10.1134/S1069351318020143
- Morozov A.N., Vaganova N.V., Konechnaya Ya.V., Asming V.E., Dulentsova L.G., Evtyugina Z.A. Seismicity in the far Arctic areas: Severnaya Zemlya and the Taimyr Peninsula // *Journal of Seismology*. 2021. V. 25. Iss. 5. P. 1171–1188.
DOI: 10.1007/s10950-021-10032-1
- Ohta Y., Freymueller J.T., Hreinsdóttir S., Suito H.A. A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 247(1–2). P. 108–116.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.013>
- O’Neel S., Marshall H.P., McNamara D.E., Pfeffer W.T. Seismic detection and analysis of icequakes at Columbia Glacier, Alaska // *J. of Geophys. Res.* 2007. V. 112. F03S23.
DOI: 10.1029/2006JF000595
- O’Neel S., Pfeffer W.T. Source mechanics for monochromatic icequakes produced during icebergs calving at Columbia Glacier, AK // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L22502.
DOI: 10.1029/2007GL031370
- Podolskiy E.A., Walter F. Cryoseismology // *Rev. Geophys.* 2016. V. 54. P. 708–758.
DOI: 10.1002/2016RG000526
- Pubellier M., Rossi P., Petrov O., Shokalsky S., St-Onge M., Khanchuk A., Pospelov I. Tectonic map of the Arctic / 1st ed., scale 1:10 000 000. St. Petersburg, Russia: VSEGEI Printing House, 2018.
DOI: 10.14683/2018TEMAR10M
- Sánchez-Gómez P., Navarro F.J., Dowdeswell J.A., De Andrés E. Surface velocities and calving flux of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya // *Ice and Snow*. 2020. V. 60(1). P. 19–28.
DOI: 10.31857/S2076673420010020
- Walter F., Canassy P.D., Husen S., Clinton J.F. Deep icequakes: what happens at the base of Alpine glaciers? // *J. of Geophys. Res.: Earth Surface*. 2013. V. 118. P. 1720–1728.
DOI: 10.1002/jgrf.20124
- West M.E., Larsen C.F., Truffer M., O’Neel S., Le Blanc L. Glacier microseismicity // *Geology*. 2010. V. 38(4). P. 319–322.
DOI: 10.1130/G30606.1
- Winter K., Lombardi D., Diaz-Moreno A., Bainbridge R. Monitoring Icequakes in East Antarctica with the Raspberry Shake // *Seismolog. Res. Lett.* 2021. V. 92(5). P. 2736–2747.
DOI: 10.1785/0220200483

CRYOSEISMOLOGY OF THE SEVERNAYA ZEMLYA ARCHIPELAGO — THE FIRST RESULTS OF PERMANENT MONITORING

G. N. Antonovskaya^{1,*}, Ya. V. Konechnaya^{1,2}, N. K. Kapustian¹, and E. R. Morozova¹

¹Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Nikolsky ave., 20, Arkhangelsk, 163020 Russia

²Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Lenin ave., 139, Obninsk, Kaluga region, 294030 Russia
*e-mail: essm.ras@gmail.com

We present the first results of local seismicity monitoring of the Severnaya Zemlya archipelago for the end of 2016 to 2023, recorded by a single permanent seismic station installed on Bolshevik Island. 73 local seismic events with P- and S-phases have been identified. The possibility of their sorting (earthquake or icequake) by comparing their waveforms and time-frequency analysis with regional earthquakes that occurred in the archipelago area is considered. The spatial and temporal sequence and migration rate of the events show that glacial-type events can be the result of stress discharge in glaciers under the impact of shallow crustal earthquakes within a radius of ~30 km. It is shown how, given the difficulty of deploying a seismic network, even a single permanent seismic station can provide useful information on glacial and crustal earthquakes.

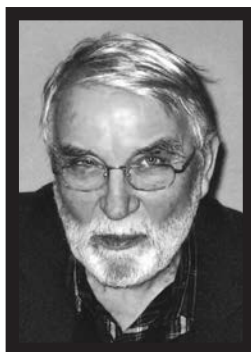
Keywords: Severnaya Zemlya archipelago, Cryoseismology, seismic catalogue, icequake, time-frequency signal analysis, monitoring

ПАМЯТИ ДОКТОРА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК ЕВГЕНИЯ ВИТАЛЬЕВИЧА ШАРКОВА ЧЛЕНА РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА «ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ»

2 марта 2024 г. на 87 году жизни ушел из жизни выдающийся петролог, доктор геолого-минералогических наук, профессор Евгений Витальевич Шарков, ученый с мировым именем, замечательный человек и уважаемый член нашей Редколлегии.

После окончания Ленинградского государственного университета Евгений Витальевич много лет работал в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР в г. Ленинграде, а с 1981 г. в Лаборатории петрографии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии Наук.

Научные интересы Евгения Витальевича охватывали широчайший круг проблем магматической петрологии, связи магматизма и тектоники, эволюции тектоно-магматических процессов в истории Земли и Луны, формирование крупных изверженных провинций. Особый интерес для него представляли проблемы становления расслоенных интрузивных комплексов и их роли в формировании рудных месторождений. Результаты исследований



докембрийских расслоенных интрузий Балтийского щита, опубликованные в многочисленных статьях и монографиях, получили широкую известность не только у коллег в России, но и во всем мире. Научные успехи Евгения Витальевича отмечены благодарностью Бюро ОНЗ РАН. Одновременно с научно-исследовательской работой, он активно участвовал в распространении знаний посредством преподавательской деятельности, при непосредственном участии Евгения Витальевича создан учебник по петрологии, а также ряд учебных пособий.

Евгений Витальевич запомнится нам не только выдающимся ученым с нестандартным подходом к решению актуальных и сложных проблем, способным через “частное” видеть “целое”, но и как разносторонне одаренный человек, великолепно знающий и разбирающийся в живописи и литературе, интересный и добрый собеседник с широким кругозором и неповторимым обаянием врожденной интеллигентности.

*Редколлегия журнала
“Вулканоология и сейсмология”*