

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

## Номер 1, 2021

---

---

Петромагнитная и геохимическая характеристики вулканитов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид, Курильская островная дуга <i>А. Н. Диденко, В. А. Рашидов, Г. П. Марков, М. С. Трусенко, В. В. Петрова, Л. П. Аникин</i>	3
Новый способ определения характерного размера очаговой зоны <i>А. Д. Завьялов, О. Д. Зотов</i>	22
Использование глобальных навигационных спутниковых систем для раннего предупреждения о цунами, вызванных землетрясениями с магнитудой 7–8 <i>В. В. Пупатенко, Н. В. Шестаков</i>	30
Глубинное строение района Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) <i>С. О. Феофилактов, С. Н. Рычагов, В. А. Логинов, Ю. Ю. Букатов, И. А. Нурдаев, М. А. Клементьев, Д. К. Денисов</i>	40
Термическое исследование нового минерала беломаринаита $\text{KNaSO}_4$ <i>М. Г. Белоусова, О. Ю. Сапрыкина, Р. С. Бубнова, А. П. Шаблинский, Л. П. Вергасова, А. Б. Белоусов, С. К. Филатов</i>	57
Неэкстенсивный анализ афтершоков умеренных землетрясений Тянь-Шаня и Северного Памира <i>В. Н. Сычев, Н. А. Сычева</i>	65
Памяти ответственного секретаря редколлегии журнала “Вулканоология и сейсмология” Алексея Илларионовича Ивашенко	80

---

---



УДК 550.382.3:550.4:551.213:551.217.1

## ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ 2015–2016 гг. ВУЛКАНА АЛАИД, КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

© 2021 г. А. Н. Диденко<sup>a, b, \*</sup>, В. А. Рашидов<sup>c, d, \*\*</sup>, Г. П. Марков<sup>e</sup>, М. С. Трусенко<sup>a, b</sup>,  
В. В. Петрова<sup>f</sup>, Л. П. Аникин<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена, 65, Хабаровск, 680000 Россия

<sup>b</sup>Тихоокеанский государственный университет, ул. Тихоокеанская, 136, Хабаровск, 680035 Россия

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

<sup>d</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,

просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

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

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

\*e-mail: itig@itig.as.khb.ru

\*\*e-mail: rashidva@kscnet.ru

Поступила в редакцию 09.01.2020 г.

После доработки 28.03.2020 г.

Принята к публикации 22.10.2020 г.

Вулкан Алаид – самый северный и самый высокий вулкан Курильской островной дуги – расположен на о. Атласова. В октябре 2018 г. удалось впервые отобрать образцы лав терминального извержения 2015–2016 гг. вулкана, на которых был выполнен комплекс петромагнитных, петрогеохимических и микронзондовых исследований. Химический состав продуктов извержения 2015–2016 гг. очень близок химическому составу продуктов извержений 1933–1934, 1972 и 1981 гг., что свидетельствует об одном глубинном источнике магм, который, судя по калиево-натриевому типу их продуктов и оценкам *P-T* условий осаждения породообразующих минеральных фаз из расплава, находится на глубине более 50 км. Впервые получены данные о структуре и составе магнитной фракции магматических пород вулкана Алаид, установлены глубины последнего равновесного стояния магмы извержения 2015–2016 гг. Совместный анализ петромагнитных и петрогеохимических характеристик изученных трахибазальтов позволил выявить значимые корреляционные зависимости между а) содержанием Ti и Si и петромагнитными концентрационными характеристиками, б) элементами щелочной группы (Li, Rb, Cs) и редкоземельными элементами и коэрцитивными петромагнитными параметрами.

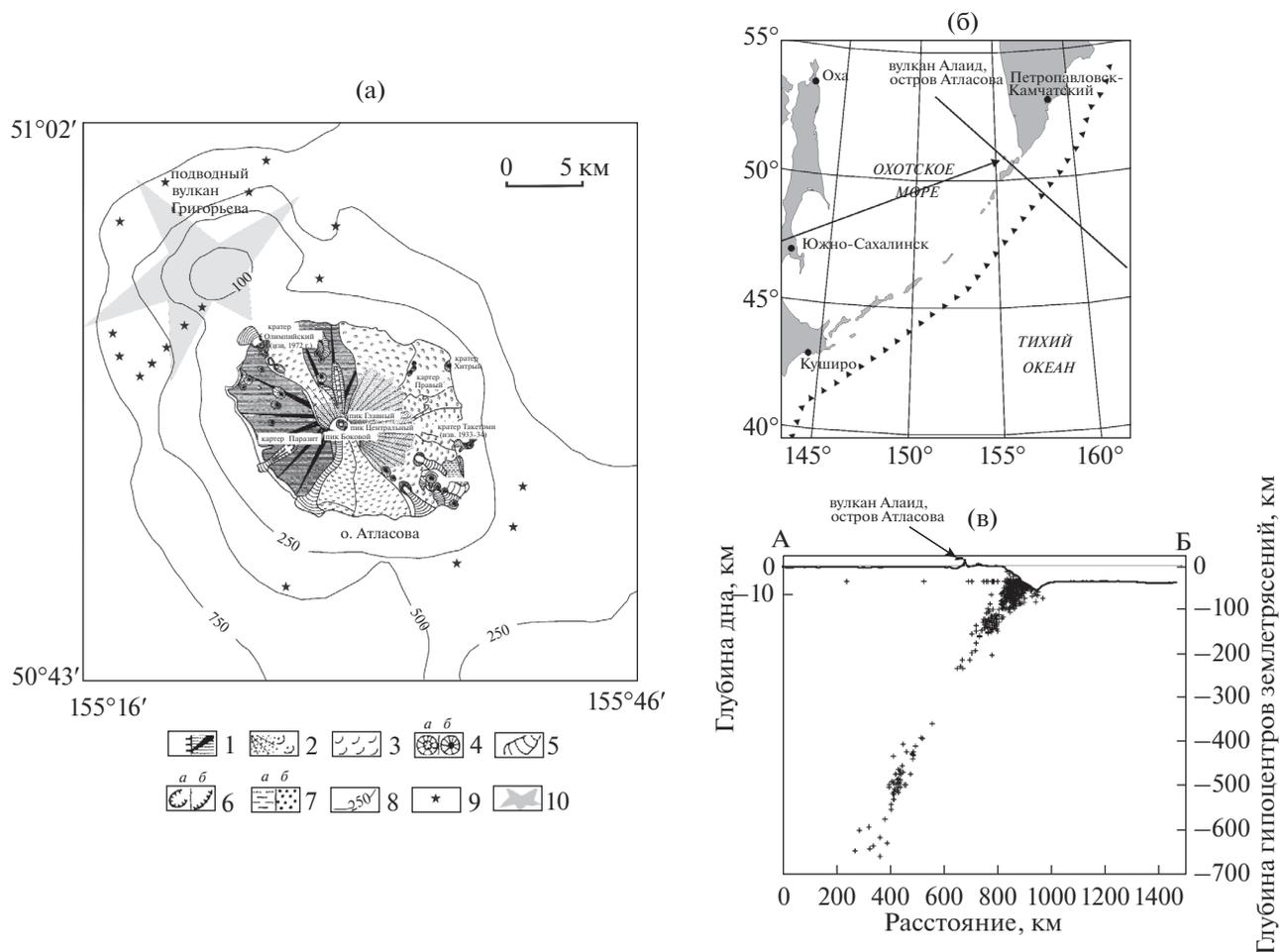
*Ключевые слова:* извержение, вулкан Алаид, петромагнитная и петрогеохимическая характеристики

DOI: 10.31857/S0203030621010028

### ВВЕДЕНИЕ

Магнитные свойства горных пород, а точнее содержащихся в них магнитных минералов, активно используются для решения задач петрологии и минералогии – выяснения условий магмообразования, кристаллизации, вторичных изменений, процессов рудообразования, так как минералы-носители магнетизма горных пород, помимо информации о магнитном поле Земли времени их образования, несут информацию о геологических условиях, при которых они образовались [Магнетизм ..., 1975; Печерский, Диденко, 1995; Шолпо, 1977; Clark, 1997; McEnroe et al., 2018 и др.].

За более чем 85-летнюю историю изучения продуктов извержений вулкана Алаид (рис. 1), расположенного на севере Курильской островной дуги [Абдурахманов и др., 1978; Авдейко и др., 1977, 1978; Федотов и др., 1981, 1982; Флеров и др., 1978, 1982; Купо, 1935 и др.], его петрофизические, в том числе и петромагнитные, исследования проведены в ограниченном объеме. Петромагнитные исследования, которые ограничивались, в основном, измерениями начальной магнитной восприимчивости пород для последующей интерпретации аномального магнитного поля, в небольшом объеме были выполнены для продуктов извержений собственно вулкана Алаид [Коренев, Шкуть, 1979; Геолого-геофизический ..., 1987; Красный, 1990; Ра-



**Рис. 1.** Схема строения вулканического массива Алаид (а) и его положение на карте (б) и профиле (в). 1 – древний конус вулкана Алаид; 2 – молодой конус вулкана Алаид и его лавовые потоки; 3 – лавовые потоки центрального конуса вулкана Алаид; 4 – терминальный (а) и побочные латеральные шлаковые конусы (б) вулкана Алаид; 5 – лавовые потоки внутреннего и побочных шлаковых конусов вулкана Алаид; 6 – кратеры (а) и эрозионные уступы (б) вулкана Алаид; 7 – морская терраса (а) и пирокластические образования кратера Такетоми (б); 8 – изобаты (м); 9 – подводные лавовые конусы; 10 – подводный вулкан Григорьева. Использованы данные работы [Абдурахманов и др., 1978]. На карте (б) треугольниками показана осевая зона глубоководного желоба [www.esri.com; Cloud Free Earth 2 km]. На профиле (в) крестами показаны гипоцентры землетрясений с магнитудой  $M \geq 4.5$  [U.S. Geological Survey, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>], выборка 29.07.1900–10.10.2019.

шидов, Аникин, 2014, 2015, 2016, 2018, 2019] и базальтов, драгированных на подводном вулкане Григорьева (см. рис. 1а), расположенном в 5,5 км к северо-западу от о. Атласова [Блох и др., 2006; Рашидов и др., 2016].

Нами было проведено изучение ряда стандартных магнитных характеристик 40 образцов базальтов исторического возраста латеральных извержений 1933–1934 г. (побочный вулкан Такетоми) и 1972 г. (прорыв Олимпийский) и терминального извержения 1981 г., а также базальтов различных лавовых потоков у береговой линии о. Атласова [Рашидов и др., 2018], результаты которого свидетельствуют об однородности исследованного материала.

В октябре 2018 г. двум соавторам настоящей статьи удалось впервые отобрать лавы терминаль-

ного извержения вулкана Алаид 2015–2016 гг. [Аникин и др., 2019], на открытых участках заснеженного и покрытого льдом вершинного кратера (см. рис. 1а, район пика Центральный), на которых был выполнен комплекс петромагнитных, петрогеохимических и микронзондовых исследований, представленных в настоящей работе. Одной из двух основных задач настоящего исследования явилось получение первых, по сути дела, данных о структуре и составе магнитной фракции магматических пород вулкана Алаид, установление глубины магматического очага, точнее глубины последнего равновесного стояния магмы извержения 2015–2016 гг.

По мнению Н.Л. Добрецова [2018], оценка возможных масштабов и катастрофических послед-

ствий вулканических извержений нуждается в существенной корректировке: “Из-за своих последствий извержения вулканов представляют для человечества не меньшую, а, возможно, большую угрозу, чем атомная война, падение крупного метеорита или любые другие глобальные катастрофы. И, по-видимому, эту опасность мы недооцениваем”. Как показали палеовулканологические исследования последних лет [Cook et al., 2018; Lavigne, Guillet, 2015 и др.], пепел и тефра ряда крупных извержений вулканов Тихоокеанского огненного кольца были найдены в ледяных кернах Антарктиды и Гренландии. Более того, было показано, что с некоторыми из них связаны климатические катаклизмы и социальные кризисы последнего тысячелетия, в частности в первой половине VI века [Toohey et al., 2016] и во второй половине XIII века [Lavigne, Guillet, 2015] нашей эры.

В этой связи достаточно остро встает вопрос об идентификации продуктов вулканизма – какому вулкану они принадлежат? В решении этого вопроса может помочь петромагнитное изучение продуктов палео- и современных извержений вулканов Курило-Камчатского региона. Исследования в этом направлении будут способствовать разработке методических основ создания петромагнитных “паспортов” действующих и временно “спящих” вулканов, что позволит определять источники погребенных вулканических пеплов в голоцене, частоту активности этих источников и возможные ареалы распространения пепловых туч.

С учетом этого, комплексное геолого-геофизическое изучение вулканизма, в том числе и субдукционного, создание петромагнитного “паспорта” каждого вулкана и разработка единой системы наблюдений за катастрофическими природными явлениями является задачей важной не только в научном, но и в социальном плане. Это и есть вторая основная задача настоящей работы – провести методические пилотные исследования продуктов извержения вулкана Алаид с целью установления наиболее информативных петромагнитных характеристик, оценить их возможные связи с химическим составом вулканических пород. Целесообразность создания петромагнитных “паспортов” вулканов определяется также и экспрессностью петромагнитных исследований.

#### КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ

Вулкан Алаид (см. рис. 1) – самый северный и самый высокий (2339 м) вулкан Курильской островной дуги – занимает всю площадь о. Атласова (Алаид, Анфиноген). Остров-вулкан и примыкающий к нему подводный вулкан Григорьева [Безруков и др., 1958] составляют единый вулканиче-

ский массив Алаид [Блох и др., 2006], имеющий северо-западное простирание и размер по изобате 500 м  $\sim 23 \times 30$  км, входящий в состав Северо-Курильского сегмента Курильской островной дуги.

Алаид находится в 225–230 км северо-западнее ближайшей точки Курило-Камчатского глубоководного желоба (см. рис. 1а), который маркирует границу между Тихоокеанской и Охотоморской плитами [DeMets et al., 2010]. В этой зоне отчетливо наблюдается увеличение глубин землетрясений, связанных с поддвигом Тихоокеанской плиты под Охотоморскую, от поверхности дна океана до глубин  $\sim 650$  км (см. рис. 1б). Гипоцентры трех зафиксированных литосферных землетрясений с  $M \geq 4.5$  в непосредственной близости острова-вулкана находятся на глубинах 108–154 км [U.S. Geological Survey, 2019, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>].

Имеются различные сведения о возрасте образования вулкана Алаид. По данным [Мелекесцев, 1980; Поляк, Мелекесцев, 1979], возраст вулкана  $\sim 60$  тыс. лет. По мнению [Абдурахманов и др., 1978], древняя постройка вулкана Алаид сформировалась в среднем, а молодая – в верхнем плейстоцене. Г.С. Горшков [1967] считал, что вулкан образовался в голоценовое время. Однако все предположения о времени образования вулкана Алаид не основываются на данных определения абсолютного возраста. Терминальные извержения вулкана наблюдались в 1793, 1854, 1860, 1894, 1981, 2012 и 2015–2016 гг. [Горшков, 1954; Федотов и др., 1981, 1982; Рашидов, Аникин, 2018; Рашидов и др., 2012], латеральные извержения – в 1933–1934 гг. (прорыв Такетоми) [Imamura, Kawase, 1934; Tanakadate, 1934] и 1972 г. (прорыв Олимпийский) [Авдейко и др., 1977, 1974]. Извержения Алаида относятся к этно-стромболианскому и вулканско-стромболианскому типам [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982].

Среди пород, слагающих постройку вулкана Алаид, подавляющую часть составляют лейкократовые (пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые), а также и меланократовые (оливиновые) высокоглиноземистые с повышенной щелочностью базальты, встречаются также, в весьма ограниченном количестве, авгит-оливиновые андезитобазальты [Абдурахманов и др., 1978; Авдейко и др., 1972; Горшков, 1967; Федорченко и др. 1989; Флеров и др., 1982]. Продукты молодых извержений как терминальных, так и побочных конусов однотипны по химическому и минералогическому составу [Абдурахманов и др., 1978; Флеров и др., 1982].

Выполненные нами химические анализы для 7 образцов показывают близость значений концентрации практически всех элементов в них, во-первых, и, во-вторых, однородность выборки, так

как их средние арифметическое и геометрическое для многих элементов совпадают (табл. 1).

Однородность химических составов исследованных образцов терминального извержения 2015–2016 гг. и их сходство с химическим составом продуктов более ранних извержений вулкана хорошо видны на классификационных (рис. 2) и геотектонической (рис. 3в) диаграммах.

На TAS-диаграмме [Middlemost, 1994] фигуративные точки химических составов всех 36 образцов (лавы, бомбы, лапилли, шлаки, пеплы) сосредоточены в поле трахибазальтов или в непосредственной к нему близости (см. рис. 2а). О повышенной щелочности продуктов извержений вулкана Алаид указывалось и в работах наших предшественников [Абурахманов и др., 1978; Флеров и др., 1982 и др.].

TAS-диаграмма не позволяет классифицировать магматические породы по типу их щелочности, для этого служат  $K-Na$  отношения, но на диаграмме показано, что химические составы 36 анализов распадаются на две группы (врезка, см. рис. 2а) – с общей щелочностью 6.5–7 и 4.5–5.5%, причем в первую группу вошли образцы извержения 2015–2016 гг., проанализированные нами, а во вторую – продукты более ранних извержений. Как показал сравнение, эта разница связана с повышенным содержанием  $Na_2O$  в первой группе (7 образцов), а содержание  $K_2O$  во всех 36 образцах примерно одинаковое, что хорошо видно на классификационной бинарной диаграмме  $SiO_2-K_2O$  [Pescerillo, Taylor, 1976], на которой фигуративные точки составов практических всех образцов занимают поле высоко- $K$  известково-щелочной серии. Величины  $Na_2O/K_2O$  для составов всех образцов находятся в интервале 1.55–2.63, что свидетельствует о калиево-натриевом типе всех проанализированных продуктов извержений вулкана Алаид 1933–1934, 1972, 1981 и 2015–2016 гг.

В анализах, выполненных нашими предшественниками, отсутствуют данные по редким и редкоземельным элементам, за исключением [Абурахманов и др., 1978], где для двух средних анализов дано содержание  $Li$ ,  $Sc$ ,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Y$ ,  $Zr$ . Поэтому мультиэлементная спайдерграмма [Sun, McDonough, 1989] была построена только для 7 образцов извержения 2015–2016 гг. (см. рис. 3а). На спайдерграмме отчетливо проявлены характеристики, свойственные надсубдукционным вулканитам: 1) относительно высокие концентрации LILE ( $Cs$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ), и низкие – HFSE ( $Nb$ ,  $Ta$ ); 2) отчетливые относительные максимумы для  $Pb$  и  $Sr$ ; 3) низкий уровень  $Eu/Sm$  и  $Ti/Dy$ , связанный с их фракционированием при кристаллизации плагиоклаза и магнетита соответственно.

Практически на всех широко используемых геотектонических диаграммах фигуративные точ-

ки составов этих 7 образцов находятся в полях надсубдукционных вулканитов: 1) на тройной диаграмме  $Zr/4-2Nb-Y$  [Meschede, 1986] в поле “С” (базальты вулканических дуг); 2) на трех тройных диаграммах системы  $Th-Hf-Ta-Zr-Nb$  [Wood, 1980] в поле “СAB” (известково-щелочные базальты) и другие. В качестве примера приведена одна из двух геотектонических бинарных диаграмм по [Hollocher et al., 2012], где все фигуративные точки составов находятся в поле континентальных вулканических дуг (см. рис. 3б).

Для всех 36 образцов мы смогли использовать геодинамические диаграммы, рассчитанные с помощью кластерного анализа по содержанию петрогенных элементов в породах с содержанием  $SiO_2 < 52\%$  из четырех геодинамических обстановок [Verma et al., 2006]. Составы всех 36 использованных образцов удовлетворяют этому условию (врезка, см. рис. 2б). На четырех диаграммах, где обозначено поле основных пород островных дуг (IAB), фигуративные точки всех образцов попадают именно в это поле (см. рис. 3в).

#### ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАХИБАЗАЛЬТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ 2015–2016 гг.

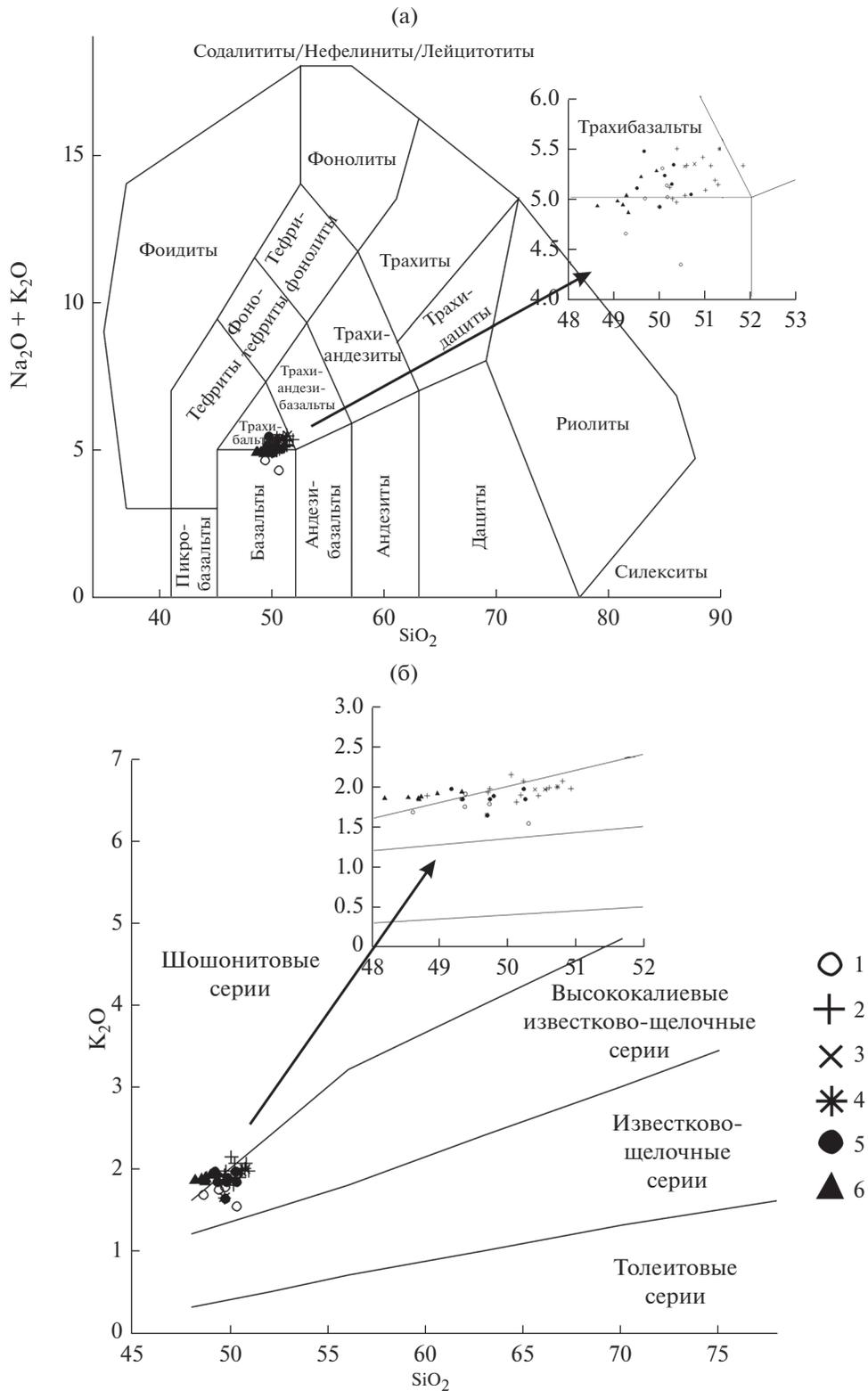
Измерения основных петромагнитных характеристик проводились на оборудовании Центра коллективного пользования Института тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН: 1) естественная остаточная намагниченность (NRM) на спин-магнитометре JR-6A производства AGICO (Чехия) с чувствительностью по намагниченности  $2 \times 10^{-6}$  А/м; 2) начальная магнитная восприимчивость ( $k$ ) на каппа-мосте MFK-1 FA производства AGICO (Чехия) с чувствительностью  $2 \times 10^{-8}$  ед. СИ. Расчет фактора Кенигсбергера – отношения остаточной намагниченности к индуктивной – проводился по формуле  $Q_n = NRM/(H \times k)$ , где  $H = 40$  А/м. Для всех измеренных образцов  $Q_n$  много больше 1 (табл. 2), что свойственно молодым эффузивным породам и хорошо совпадает с результатами наших исследований базальтов из других участков вулкана Алаид [Рашидов и др., 2018].

Измерение петель магнитного гистерезиса с определением намагниченности насыщения ( $J_s$ ) и остаточного насыщения ( $J_{rs}$ ), коэрцитивной ( $H_c$ ) и остаточной коэрцитивной ( $H_{cr}$ ) сил проводились на образцах объемом  $1 \text{ см}^3$  в диапазоне магнитных полей от 0 до  $\pm 800$  кА/м на установке для снятия гистерезисных параметров производства ГО “Борок” ИФЗ РАН, чувствительность прибора 0.3 А/м. Два примера определения гистерезисных параметров, показанные на рис. 2а, б, демонстрируют типичные для псевдооднородных

**Таблица 1.** Химический состав изученных продуктов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алайд

№ образца	ВА 174-1	ВА 174-2	ВА 174-3	ВА 174-4	ВА 174-5	ВА 174-6	ВА 174-7	средн. геом.	средн. арифм.	станд. откл.	макс.	мин.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	48.95	48.17	48.67	48.68	49.31	48.52	48.71	48.71	48.72	0.35	49.31	48.17
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.98	0.98	0.96	0.93	0.98	0.99	0.97	0.97	0.02	0.99	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.05	20.11	19.85	19.81	20.16	19.71	19.74	19.92	19.92	0.18	20.16	19.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.58	3.88	5.12	5.36	5.32	5.81	3.05	4.77	4.87	1.02	5.81	3.05
FeO	5.51	7.73	6.4	6.15	5.52	5.88	9.04	6.50	6.60	1.31	9.04	5.51
MnO	0.21	0.21	0.21	0.21	0.2	0.21	0.22	0.21	0.21	0.01	0.22	0.20
CaO	2.27	2.44	2.48	2.59	2.12	2.56	2.35	2.40	2.40	0.17	2.59	2.12
MgO	9.9	10.55	9.99	10.05	9.85	9.99	10.11	10.06	10.06	0.23	10.55	9.85
Na <sub>2</sub> O	3.23	3.02	3.11	2.96	3.27	3	3.06	3.09	3.09	0.12	3.27	2.96
K <sub>2</sub> O	1.91	1.85	1.85	1.83	1.93	1.86	1.87	1.87	1.87	0.04	1.93	1.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.2	0.2	0.19	0.21	0.19	0.2	0.20	0.20	0.01	0.21	0.19
п.п.п.	0.6	0.43	0.57	0.6	0.59	0.64	0.33	0.53	0.54	0.11	0.64	0.33
Сумма	99.38	99.57	99.43	99.39	99.41	99.35	99.67					
Li	6.61	6.18	6.29	6.40	6.96	6.26	6.21	6.41	6.41	0.28	6.96	6.18
Be	0.80	0.79	0.77	0.80	0.78	0.78	0.74	0.78	0.78	0.02	0.80	0.74
Sc	21.97	20.92	21.60	21.17	21.03	21.00	20.50	21.17	21.17	0.48	21.97	20.50
V	303.70	293.81	303.19	300.00	297.31	296.26	289.31	297.62	297.65	5.15	303.70	289.31
Cr	24.60	20.63	22.68	44.23	26.31	30.38	25.66	26.99	27.78	7.87	44.23	20.63
Co	27.58	26.98	27.09	26.84	25.81	26.31	27.00	26.80	26.80	0.57	27.58	25.81
Ni	10.65	10.76	11.05	11.58	11.10	10.62	10.52	10.89	10.89	0.37	11.58	10.52
Cu	94.73	76.97	96.96	98.79	87.64	105.78	92.04	92.87	93.27	9.15	105.78	76.97
Zn	62.78	62.73	63.94	53.80	64.57	72.95	72.72	64.49	64.79	6.57	72.95	53.80
Ga	20.81	20.09	19.98	20.04	20.33	20.05	19.75	20.15	20.15	0.34	20.81	19.75
Rb	43.27	41.29	41.86	42.25	43.86	41.50	41.03	42.14	42.15	1.05	43.86	41.03
Sr	702.59	712.98	704.67	704.90	686.57	702.79	697.01	701.60	701.65	8.16	712.98	686.57
Y	17.27	16.85	17.22	17.05	16.65	17.07	16.92	17.00	17.00	0.22	17.27	16.65
Zr	76.15	75.14	75.91	75.91	75.40	74.50	74.15	75.31	75.31	0.76	76.15	74.15
Nb	4.77	4.52	4.56	4.57	4.62	4.34	4.39	4.54	4.54	0.14	4.77	4.34
Cd	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.05	0.05	0.01	0.07	0.04
Cs	1.69	1.60	1.62	1.79	1.98	1.61	1.58	1.69	1.70	0.14	1.98	1.58
Ba	353.86	341.85	349.25	351.40	355.60	349.94	344.90	349.51	349.54	4.83	355.60	341.85
La	13.83	12.96	13.13	13.49	13.38	13.07	12.87	13.24	13.25	0.34	13.83	12.87
Ce	30.78	29.04	29.12	30.23	30.03	29.25	29.06	29.64	29.65	0.70	30.78	29.04
Pr	3.99	3.76	3.83	3.93	3.86	3.81	3.78	3.85	3.85	0.08	3.99	3.76
Nd	16.91	16.27	16.11	16.52	16.14	16.12	15.98	16.29	16.29	0.32	16.91	15.98
Sm	3.96	3.74	3.76	3.86	3.78	3.79	3.72	3.80	3.80	0.08	3.96	3.72
Eu	1.24	1.18	1.21	1.21	1.18	1.19	1.18	1.20	1.20	0.02	1.24	1.18
Gd	4.20	3.98	3.99	4.07	4.02	4.01	3.96	4.03	4.03	0.08	4.20	3.96
Tb	0.59	0.56	0.56	0.57	0.57	0.57	0.56	0.57	0.57	0.01	0.59	0.56
Dy	3.23	3.07	3.12	3.10	3.13	3.10	3.06	3.12	3.12	0.06	3.23	3.06
Ho	0.66	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.63	0.64	0.64	0.01	0.66	0.63
Er	1.91	1.84	1.86	1.86	1.82	1.86	1.84	1.86	1.86	0.03	1.91	1.82
Tm	0.28	0.27	0.27	0.27	0.26	0.27	0.27	0.27	0.27	0.01	0.28	0.26
Yb	1.86	1.77	1.75	1.78	1.76	1.77	1.76	1.78	1.78	0.04	1.86	1.75
Lu	0.29	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.01	0.29	0.27
Hf	1.91	1.78	1.84	1.81	1.83	1.78	1.78	1.82	1.82	0.05	1.91	1.78
Ta	0.44	0.37	0.33	0.32	0.33	0.30	0.28	0.33	0.34	0.05	0.44	0.28
W	17.36	22.15	16.74	18.50	21.71	28.65	15.65	19.72	20.11	4.49	28.65	15.65
Pb	3.88	3.71	3.74	4.00	4.21	3.94	3.77	3.89	3.89	0.18	4.21	3.71
Th	2.48	2.33	2.33	2.38	2.48	2.33	2.30	2.37	2.38	0.08	2.48	2.30
U	1.06	0.97	0.96	0.93	0.98	0.95	0.93	0.97	0.97	0.04	1.06	0.93

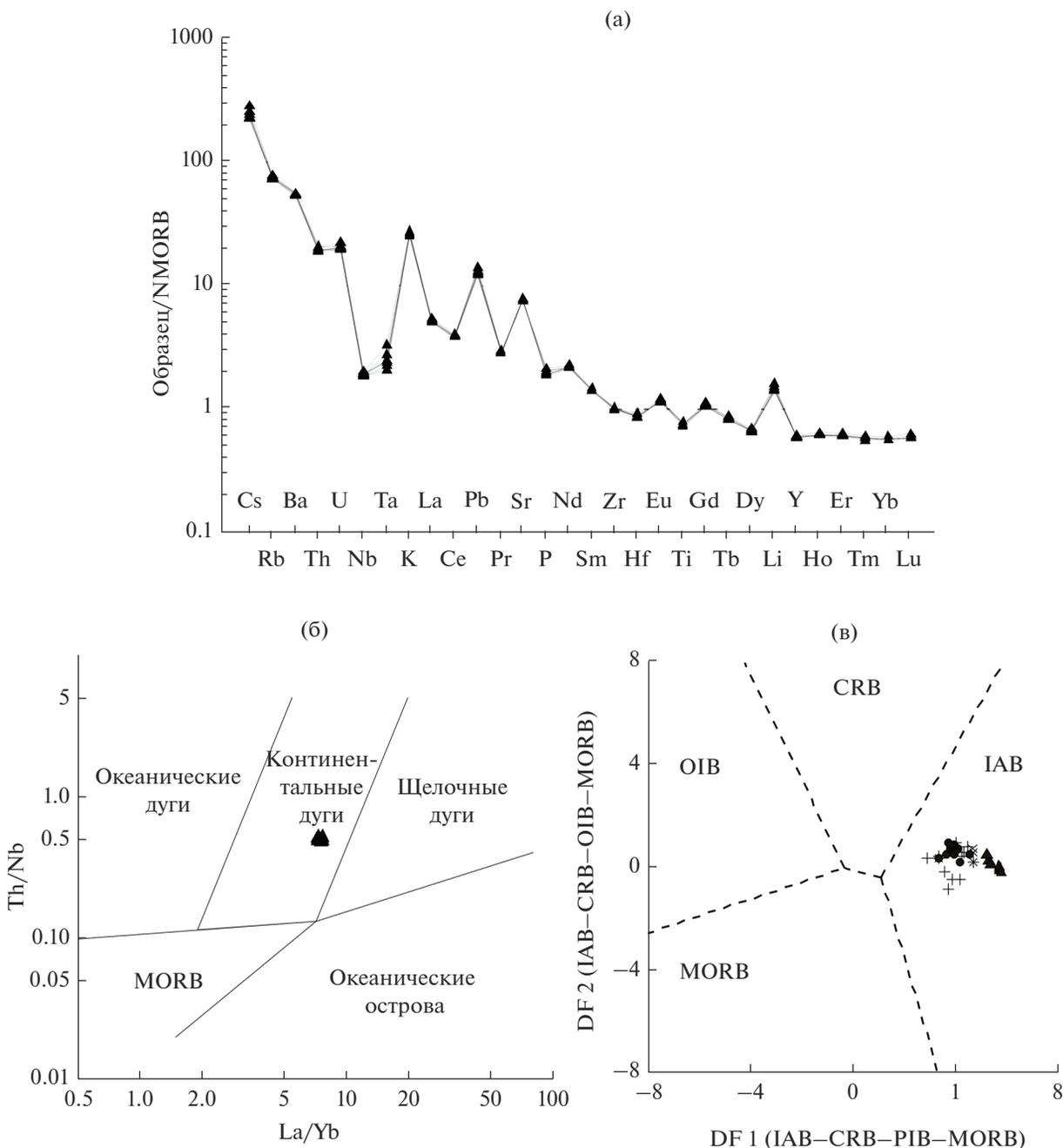
Примечание. Содержание окислов петрогенных элементов дано в вес. %, остальных элементов – в г/т. Анализы выполнены в аналитическом центре Геологического института РАН и в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН на спектрометрах: 1) S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия) для определения содержания петрогенных окислов (аналитик Л.М. Ильин); 2) ICP-MS Elan 9000 (Канада) для определения содержания редких и редкоземельных элементов (аналитики В.О. Крутикова, А.Ю. Петрова).



**Рис. 2.** Положение фигуративных точек химических анализов продуктов извержений вулкана Алаид на классификационных диаграммах.

а – TAS [Middlemost, 1994], б – бинарная диаграмма [Peccherillo, Taylor, 1976].

1 – средние значения данных химического анализа образцов базальтов из работ [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982; Флеров и др., 1982]; 2–5 – единичные значения данных химического анализа образцов пеплов (2), лапилли (3), шлаков (4) и базальтов (5) из работ [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982; Флеров и др., 1982]; 6 – данные настоящей работы (см. табл. 1).



**Рис. 3.** Положение фигуративных точек химических анализов продуктов извержений вулкана Алаид на мультиэлементной спайдерграмме (а) и геотектонических диаграммах (б, в). а – мультиэлементная спайдерграмма концентрации редких и редкоземельных элементов, нормированных на их содержание в нормальных океанических базальтах [Sun, McDonough, 1989]; б – La/Yb–Th/Nb диаграмма [Hollocher et al., 2012]; в – одна из пяти бинарных диаграмм [Verma et al., 2006]. NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; IAB – базальты островных дуг; CRB – базальты континентальных рифтов; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов. DF 1 и DF 2 – дискриминантные функции. Условные обозначения см. рис. 2.

ных носителей намагниченности формы петель гистерезиса.

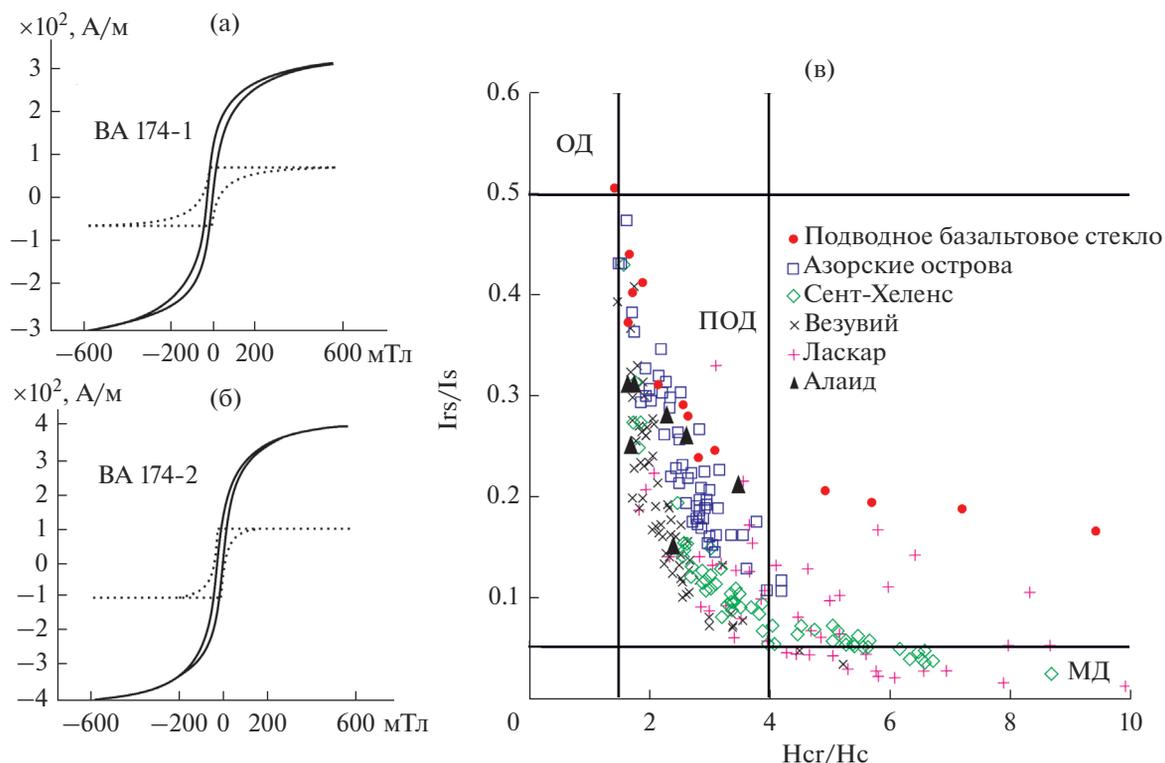
Отсутствие перетяжек на петлях обоих образцов свидетельствует, с большой вероятностью, об

одномодальности коэрцитивных характеристик магнитных минералов [Roberts et al., 1995]. Единственным отличием в гистерезисных параметрах этих двух образцов является существенная разли-

Таблица 2. Петромагнитные характеристики трахибазальтов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид

№ образца	NRM, А/м	k, у. SI	Qn	Js, А/м	Jst/Jso	Tc1, °C	Tc2, °C	Jrs, А/м	Jrs/Js	Hc, мТл	Hcr, мТл	Hcr/Hc	n	Ti/(Ti+Fe) at. %	+/-	Tс3, °C
ВА174-1	28.06	0.02684	26.14	245.1	1.13	355	565	50.293	0.21	11.2	39.1	3.49	22	12.98	2.22	321
ВА174-2	31.69	0.03943	20.09	317.51	0.82	520	550	77.986	0.25	14.3	24.6	1.72	18	9.37	1.03	403
ВА174-3	28.8	0.01633	44.09	152.79	1.05	475	545	46.792	0.31	18.7	33	1.76				
ВА174-4	30.3	0.01461	51.85	132.1	1.06	445	500	36.844	0.28	16.2	37.4	2.31				
ВА174-5	14.42	0.03375	10.68	288.07	0.89	540	555	42.096	0.15	7.8	19	2.42	19	8.44	1.28	424
ВА174-6	17.77	0.01566	28.37	93.9	1.05	365	440	24.112	0.26	16.2	42.5	2.62	14	11.53	0.95	354
ВА174-7	35.74	0.02326	38.41	249.87	1	510	550	76.235	0.31	17.7	29.3	1.66				
Среднее геом.	25.55	0.02270	28.14	194.73	0.99	453	528	47.22	0.25	14.1	31.1	2.21		10.43		373
Среднее арифм.	26.68	0.02427	31.38	211.33	1.00	459	529	50.62	0.25	14.6	32.1	2.28		10.58		376
Станд. откл.	7.71	0.00964	14.27	84.93	0.11	74	44	19.94	0.06	3.9	8.4	0.65		2.06		47
Макс.	35.74	0.03943	51.85	317.51	1.13	540	565	77.99	0.31	18.7	42.5	3.49		12.98		424
Мин.	14.42	0.01461	10.68	93.90	0.82	355	440	24.11	0.15	7.8	19.0	1.66		8.44		321

Примечание. NRM – естественная остаточная намагниченность; k – начальная магнитная восприимчивость; Qn – фактор Кенигсберга; Js, Jrs – намагниченность насыщения и остаточная намагниченность насыщения; Jso, Jst – намагниченность насыщения до и после нагрева до 700°C соответственно; Tc1, Tc2, Tc3 – точка Кюри первого, второго нагревов и расчетная по данным микрозондового анализа титанмагнетитов соответственно; Hc, Hcr – коэрцитивная сила и остаточная коэрцитивная сила соответственно; n – количество исследованных зерен титанмагнетитов при микрозондовом анализе.



**Рис. 4.** Примеры петель магнитного гистерезиса (а, б) и определение доменного состояния магнитных минералов (в). Сплошная линия – петля гистерезиса намагниченности насыщения ( $J_s$ ), пунктир – петля гистерезиса намагниченности остаточного насыщения ( $J_{rs}$ ). а – образец ВА-174-1, б – образец ВА-174-2, в – диаграмма Дэй [Day et al., 1977] с полем распространения фигуративных точек доменной структуры базальтов вулканов Везувий, Ласкар, Сент-Хеленс и Азорских островов [Roberts et al., 2018]. ОД – однодоменные зерна; ПО – псевдооднодоменные зерна; МД – многодоменные зерна.

ца в величинах  $H_{cr}$  (полуширина петли остаточного гистерезиса) – для обр. ВА-174-1 (рис. 4а) она составляет 39.1 мТл и  $H_{cr}/H_c = 3.49$ , для обр. ВА-174-2 (см. рис. 4б) – 24.6 мТл и  $H_{cr}/H_c = 1.72$ , что свидетельствует о большей магнитной жесткости последнего.

Тем не менее, фигуративные точки всех исследованных образцов находятся на диаграмме Дэй [Day et al., 1977] в поле псевдооднодоменной структуры, что хорошо согласуется с данными по базальтам других вулканов (см. рис. 4в).

Терромагнитный анализ  $J_s(T)$  проводился в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН на вибромагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова с чувствительностью  $5 \times 10^{-4} \text{ Ам}^2$  в магнитном поле 1.8 Тл до  $700^\circ\text{C}$ , размер образца  $1 \text{ см}^3$ . Форма зависимостей  $J_s(T)$  у всех образцов типична для “свежих” титаномагнетитов, не претерпевших существенных вторичных изменений [Магнетизм ..., 1975; Печерский, Диденко, 1995].

Два примера определения точек Кюри носителей магнетизма трахибазальтов извержения вулкана Алаид 2015–2016 гг. показаны на рис. 5а, б.

Точки Кюри первого и второго нагревов образца ВА-174-1 (см. рис. 5а) составляют  $355$  и  $565^\circ\text{C}$  соответственно; после первого нагрева величина  $J_s$  образца незначительно увеличилась (13%). Точки Кюри первого и второго нагревов образца ВА-174-2 (см. рис. 5б) составляют  $520$  и  $550^\circ\text{C}$  соответственно; после первого нагрева величина  $J_s$  образца уменьшилась (18%). Размах значений  $T_{c1}$  для всех образцов значителен и составляет почти  $200^\circ\text{C}$ . При повторном нагреве у всех образцов точки Кюри увеличились, причем для некоторых весьма существенно (см. табл. 2), что свидетельствует или о высокотемпературном окислении исходных титаномагнетитов, или высокотемпературном превращении исходных катион-дефицитных титаномагнетитов в ходе лабораторного нагрева на воздухе до  $700^\circ\text{C}$ .

Величины намагниченности насыщения после нагрева у большинства образцов меняются незначительно.

В отличие от характеристик химического состава образцов трахибазальтов, ранее указывалось о близости значений концентрации практически всех элементов в них (см. табл. 1), экстенсивные петромагнитные характеристики и

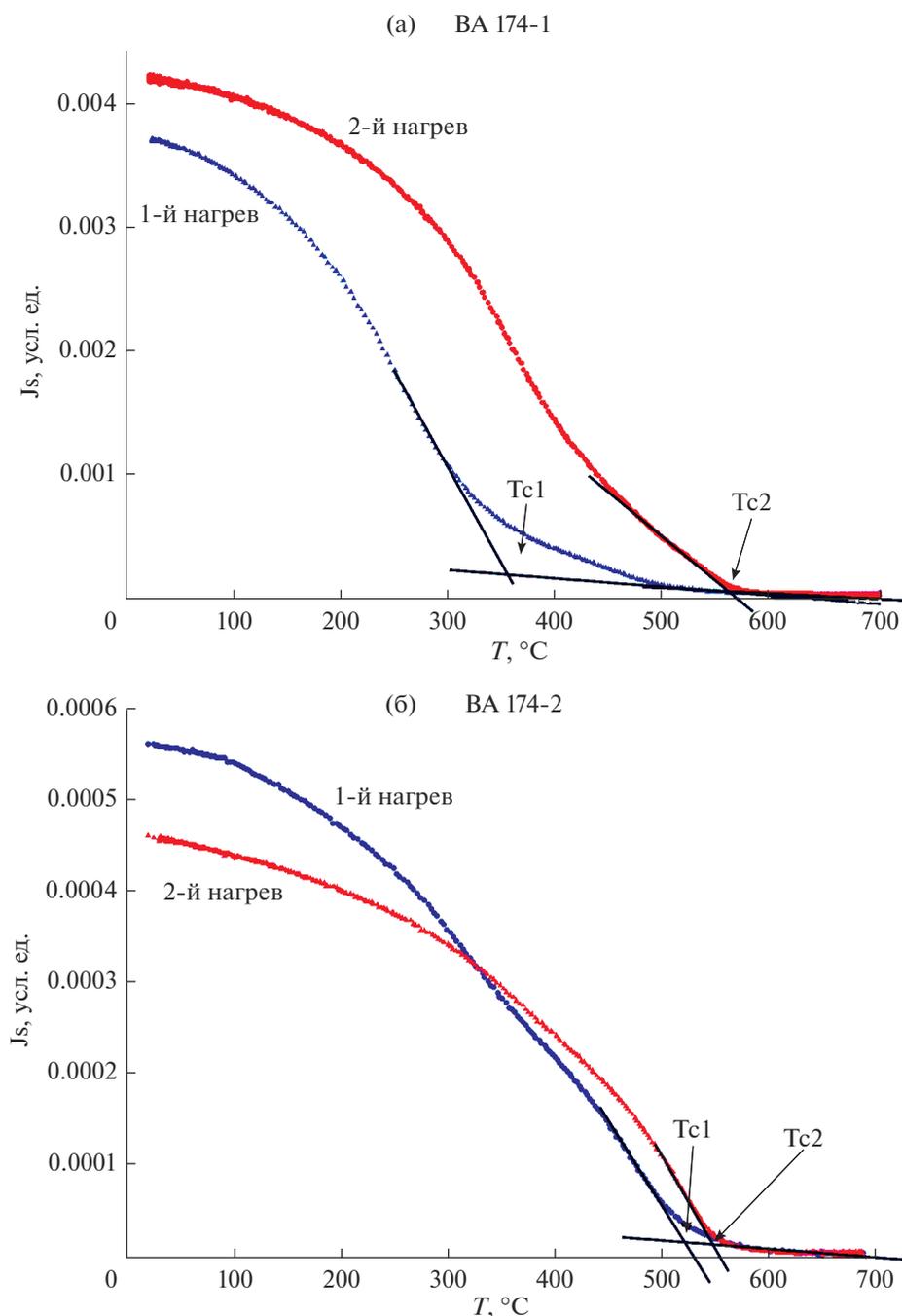


Рис. 5. Примеры зависимостей  $J_s$ – $T$ .

производные от них имеют существенный разброс; для большинства из них эти различия весьма существенны – около 2.5 раз (см. табл. 2). Для  $Q_n$ ,  $I_s$ ,  $I_{rs}$  разброс более существенен – 4.9, 3.4 и 3.2 соответственно. Для выяснения причин такого разброса петромагнитных характеристик в изученных образцах и возможного группирования последних были проведены корреляционный (табл. 3) и кластерный (рис. 6) анализы.

Тесные положительные корреляционные связи  $k$ – $J_s$ ,  $Q_n$ – $J_{rs}/J_s$ ,  $J_{rs}/J_s$ – $H_c$  обычны и легко объяснимы. В первом случае ( $r_k = +0.942$  значим на 99% вероятностном уровне) характеристики отражают, в большей степени, концентрацию магнитных минералов, а во втором ( $r_k = +0.824$  значим на 95% вероятностном уровне) и третьем ( $r_k = +0.988$  значим на 99% вероятностном уровне) – их магнитную жесткость. Так как химиче-

**Таблица 3.** Данные корреляционного анализа петромагнитных характеристик

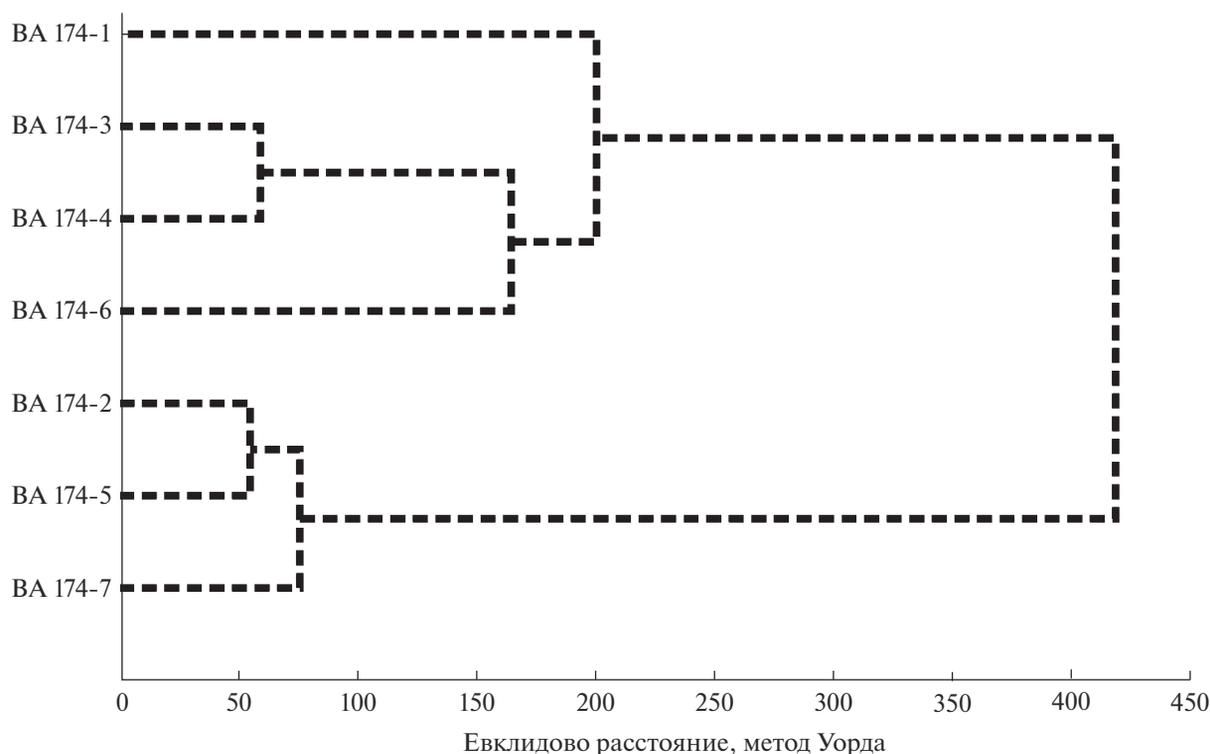
	NRM	k	Qn	Is	Jst/Jso	Tc1	Tc2	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc
NRM	1.000	-0.047	0.578	0.158	0.101	0.132	0.364	0.707	0.702	0.591	0.092	-0.413
k		1.000	<b><i>-0.800</i></b>	<b><i>0.942</i></b>	<b><i>-0.775</i></b>	0.511	0.605	0.606	-0.592	-0.639	-0.752	-0.066
Qn			1.000	-0.647	0.577	-0.199	-0.246	-0.118	<b><i>0.824</i></b>	<b><i>0.798</i></b>	0.540	-0.255
Is				1.000	-0.667	0.592	<b><i>0.797</i></b>	0.754	-0.471	-0.561	<b><i>-0.788</i></b>	-0.131
Jst/Jso					1.000	<b><i>-0.794</i></b>	-0.255	-0.493	0.299	0.296	<b><i>0.844</i></b>	0.555
Tc1						1.000	0.492	0.557	-0.050	-0.096	<b><i>-0.919</i></b>	<b><i>-0.759</i></b>
Tc2							1.000	0.672	-0.234	-0.353	-0.612	-0.098
Irs								1.000	0.218	0.109	-0.518	-0.514
Irs/Is									1.000	<b><i>0.988</i></b>	0.408	-0.562
Hc										1.000	0.451	-0.552
Hcr											1.000	0.480
Hcr/Hc												1.000

Примечание. Значение коэффициента корреляции Пирсона, значимые величины для вероятности 95% выделены жирным курсивом, для вероятности 99% – жирным курсивом с подчеркиванием. Обозначения петромагнитных характеристик приведены в табл. 2.

ские составы всех образцов близки, то наиболее вероятная причина существенного различия их петромагнитных характеристик связана с условиями кристаллизации магмы на поверхности после ее излияния, которые влияли на концентрацию, размеры и доменную структуру носителей намагниченности пород.

Полагаем, что эта зависимость состава магнитных минералов и их жесткости связана с первично-магматическими глубинными условиями, существовавшими до излияния лав [Магнетизм ..., 1975].

Используя 12 петромагнитных характеристик, для разделения исследованных образцов на группы был применен один из методов кластерного



**Рис. 6.** Дендрограмма, демонстрирующая связь петромагнитных характеристик изученных образцов.

анализа (метод Уорда), в котором оценка расстояний между группами осуществляется методом дисперсионного анализа для задач с близко расположенными кластерами. Исследованные образцы образуют две группы (см. рис. 6); в первую входят четыре образца (ВА-174-1, ВА-174-3, ВА-174-4, ВА-174-6), во вторую – три образца (ВА-174-2, ВА-174-5, ВА-174-7). Наиболее значимые различия между этими двумя группами наблюдаются по средним значениям их петромагнитных характеристик:  $k = 0.018 \pm 0.006$  (1-я группа) и  $0.032 \pm 0.008$  (2-я группа) ед. СИ;  $I_s = 156 \pm 64$  и  $285 \pm 34$  А/м;  $T_{c1} = 410 \pm 59$  и  $523 \pm 15^\circ\text{C}$ ;  $I_{rs} = 39 \pm 12$  и  $65 \pm 20$  А/м;  $H_{cr} = 38 \pm 4$  и  $24 \pm 5$  мТл;  $H_{cr}/H_c = 2.55 \pm 0.72$  и  $1.93 \pm 0.42$ .

### МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ

Микронзондовые исследования проводились на сканирующем (растровом) электронном микроскопе VEGA 3 LMN (Tescan, Чехия), оснащенном энергодисперсионным спектрометром X-Max 80 с системой микроанализа AztecTM (Oxford Instruments, Великобритания). Прибор обеспечивает диапазон детектируемых элементов от бора до урана с пределом обнаружения элементов от 0.1 вес. %. Поиск магнитных минералов, их фотографирование проводились в режиме обратно отраженных электронов (BSE-детектор), при котором фазы с более высоким средним атомным номером отражаются более ярко и контрастно по сравнению с фазами, имеющими меньший средний атомный номер. Измерение состава выбранных участков производилось с помощью микроанализа (ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток электронного пучка – 500–700 пА). Область генерации рентгеновского излучения при ускоряющем напряжении 20 кВ составляет 3–4 мкм по площади. Применялись два эталонных образца: алюминиевый – со специальной поверхностью для центрирования падающего электронного пучка и кобальтовый – для контроля тока пучка и энергетического смещения спектральных линий.

Изучение на электронном микроскопе и микронзондовый анализ составов титаномагнетитов (были отобраны по два образца из каждой группы) показали, что и здесь они достаточно уверенно делятся на три группы по размеру (крупные вкрапленники размером больше 30 мкм, средние вкрапленники размером от 10 до 30 мкм и микролиты размером менее 10 мкм), форме зерен титаномагнетитов и их составу. Фотографии и данные микронзондового анализа характерных зерен титаномагнетитов приведены на рис. 7. Расчетные температуры Кюри определялись только для вкрапленников.

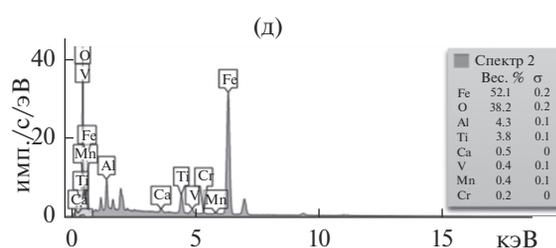
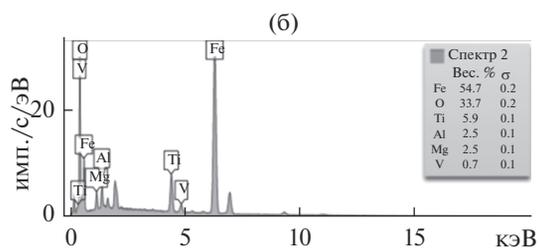
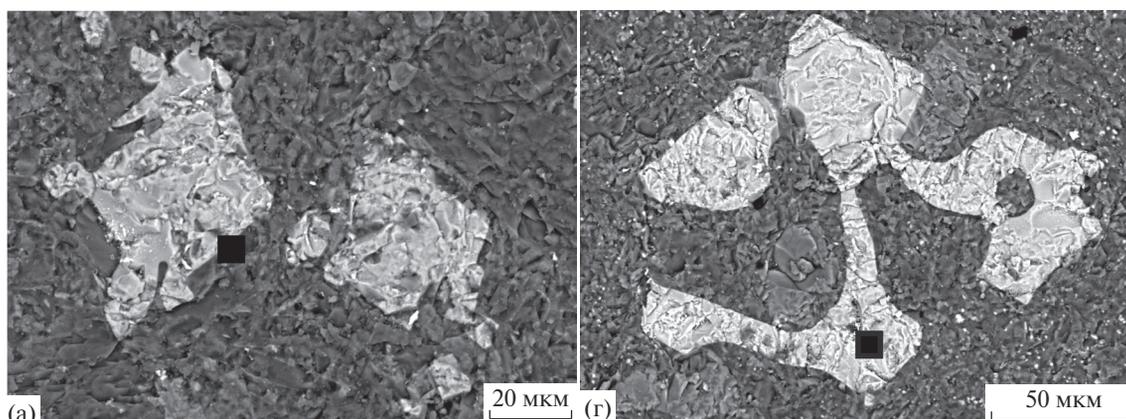
Титаномагнетиты образцов первой группы – идиоморфные зерна ромбической или прямоугольной формы размером от 10 до 30 мкм (см. рис. 7а), находящиеся в основной массе породообразующих минералов. В их составе, помимо Fe и Ti, в небольших количествах фиксируются Mg, Al, V (см. рис. 7в), энергодисперсионные спектры (см. рис. 7б) очень похожи на эталонные для ульвошпинели (см. рис. 7ж).

Всего в двух образцах этой группы были измерены составы 36 зерен титаномагнетитов: 22 зерна обр. ВА-174-1 со средней величиной  $Ti/(Ti + Fe) = 12.98 \pm 2.22$  и 14 зерен обр. ВА-174-6 со средней величиной  $Ti/(Ti + Fe) = 11.53 \pm 0.95$ , что соответствует расчетным точкам Кюри 321 и  $354^\circ\text{C}$  ( $T_{c3}$ , см. табл. 2). Это достаточно близко значениям  $T_{c1}$  этих же образцов.

Титаномагнетиты образцов второй группы – дендровидные зерна неправильной формы размером от 20 до 100 мкм (см. рис. 7г). В их составе, помимо Fe и Ti, также в небольших количествах фиксируются Mg, Al, V, но не только – есть Cr и Mn (см. рис. 7е), энергодисперсионные спектры (см. рис. 7д) также сходны с эталонными для ульвошпинели (см. рис. 7ж). Всего в двух образцах этой группы были измерены составы 37 зерен титаномагнетитов: 18 зерен обр. ВА-174-2 со средней величиной  $Ti/(Ti + Fe) = 9.37 \pm 1.03$  и 19 зерен обр. ВА-174-5 со средней величиной  $Ti/(Ti + Fe) = 8.44 \pm 1.28$ , что соответствует расчетным точкам Кюри 403 и  $424^\circ\text{C}$  ( $T_{c3}$ , см. табл. 2).

Величины расчетных и измеренных точек Кюри этих образцов различаются более чем на  $100^\circ\text{C}$  (см. табл. 2). Вероятно, столь существенная разница связана с более значительным высокотемпературным окислением титаномагнетитов из образцов 2-й группы по сравнению с титаномагнетитами образцов 1-й группы и, соответственно, с более высоким уровнем кристаллизации первых по глубине.

Наши данные по составу 73 зерен титаномагнетита из четырех образцов продуктов извержения вулкана Алаид 2015–2016 гг. и определенные по ним расчетные  $T_c$  неплохо согласуются с данными по составу титаномагнетитов из продуктов более ранних извержений вулкана: 1933–1934 (прорыв Такетоми) и 1981 гг. Согласно [Флеров и др., 1982], содержание  $TiO_2$  в титаномагнетитах из базальтов двух указанных извержений варьируется от 6.05 до 11.02 вес. %, причем также отчетливо видны две группы: два образца – среднее  $10.78 \pm 0.34$  и четыре образца – среднее  $6.46 \pm 0.57$ , что соответствует температуре расчетных  $T_c$  380 и  $470^\circ\text{C}$  соответственно.

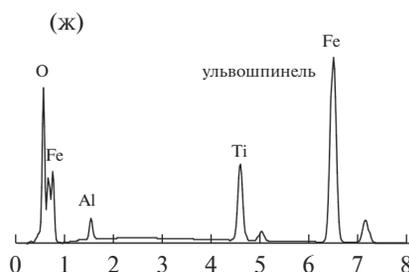


(в)

Элемент	Вес. %	Сигма Вес. %	Атом. %
O	33.71	0.21	61.64
Mg	2.47	0.07	2.97
Al	2.52	0.06	2.73
Ti	5.93	0.07	3.62
V	0.70	0.05	0.40
Fe	54.68	0.20	28.65
Сумма:	100.00		100.00

(е)

Элемент	Вес. %	Сигма Вес. %	Атом. %
O	38.19	0.21	66.46
Al	4.26	0.07	4.40
Ca	0.51	0.04	0.36
Ti	3.82	0.07	2.22
V	0.44	0.05	0.24
Cr	0.24	0.04	0.13
Mn	0.43	0.06	0.22
Fe	52.11	0.20	25.98
Сумма:	100.00		100.00



**Рис. 7.** Примеры микрозондового изучения составов титаномагнетитов.

а, г – изображения титаномагнетитов во вторичных электронах, черными квадратами указаны места микрозондового анализа; б, д – энергодисперсионные спектры (ЭД – зависимость “количество импульсов–энергия”); в, е – таблицы с указанием содержания элементов в весовых и атомных процентах; ж – эталонный ЭД-спектр ульвошпинели, по [Reed, 2005].

а, б, в – образец ВА-174-1; г, д, е – образец ВА-174-2.

**Таблица 4.** Данные корреляционного анализа некоторых геохимических и петромагнитных характеристик

	NRM	k	Qn	Js	Jst/Jso	Tc1	Tc2	Jrs	Jrs/Js	Hc	Hcr	Hcr/Hc
Петрогенные элементы												
Ti		-0.760	0.771	-0.750					0.783	0.827		
Fe	-0.788											
P							0.783					
Малые петрогенные элементы												
Li									-0.871	<b><u>-0.880</u></b>		
Rb									-0.836	-0.847		
Cs									-0.758	-0.759		
Элементы группы железа												
Co	0.791											
Cu		<b><u>-0.918</u></b>		<b><u>-0.919</u></b>	0.824			-0.779			0.810	
Ga												0.873
Pb	-0.772											
Лантаноиды												
Y					0.844	-0.764					0.830	
La												0.849
Ce												0.835
Pr												0.812
Nd												0.774
Sm												<b><u>0.900</u></b>
Eu					0.789							
Gd												<b><u>0.908</u></b>
Tb												<b><u>0.982</u></b>
Dy												0.872
Ho												0.860
Er					0.793	-0.852					0.762	
Yb												0.852
Актиноиды												
Th									-0.860	<b><u>-0.885</u></b>		
U												0.757

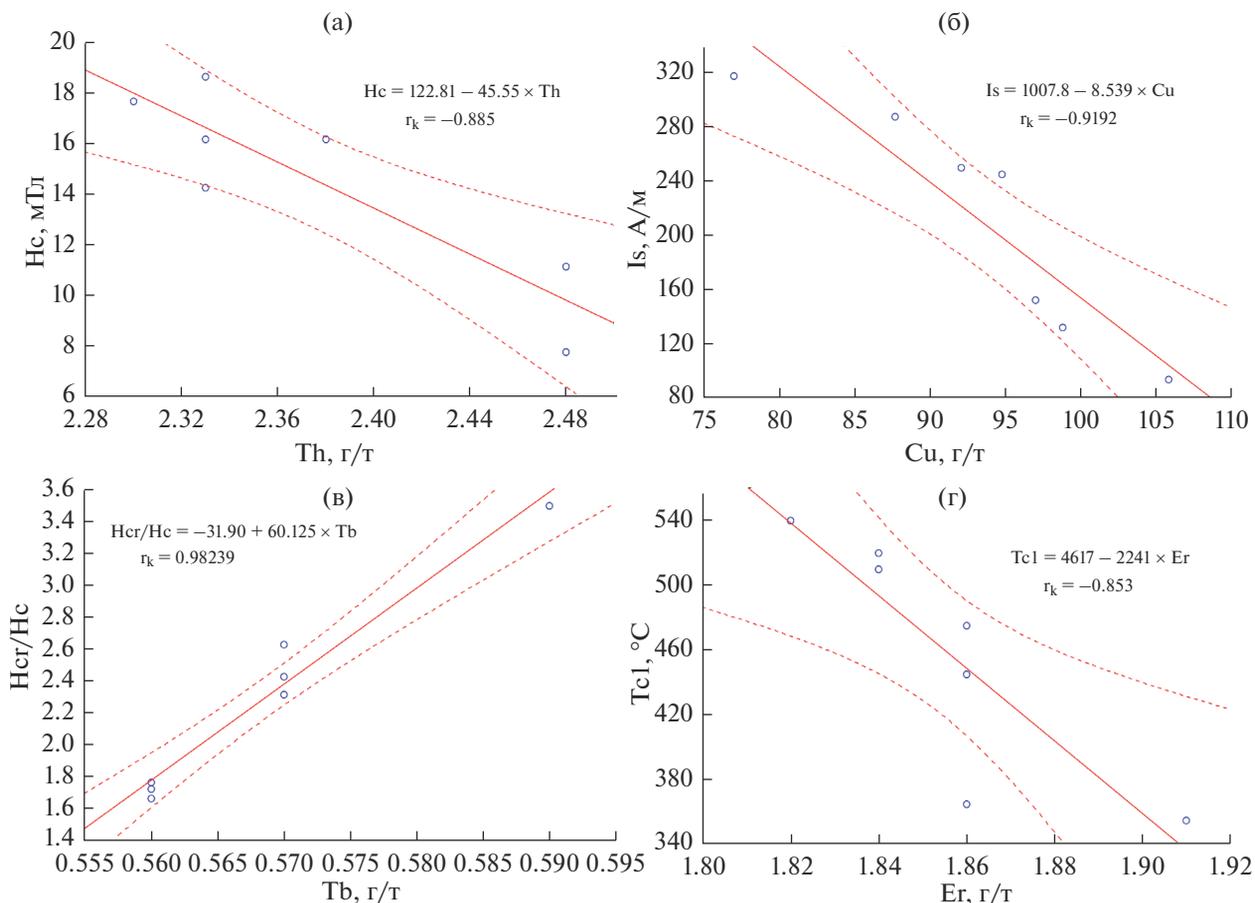
Примечание. Даны значения коэффициента корреляции Пирсона с  $p \leq 0.05$ , значимые величины для вероятности 99% выделены жирным курсивом (подчеркнуты). Обозначения петромагнитных характеристик приведены в табл. 2.

### СВЯЗЬ МЕЖДУ ПЕТРОМАГНИТНЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ И ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Второй основной задачей настоящей работы была определена разработка петромагнитного “паспорта” вулкана. Полагаем, для этого весьма полезным будет определение корреляционных связей между петромагнитными характеристиками, с одной стороны, и химическим составом, с другой, продуктов вулканических извержений, что мы и попытались сделать. Хотя прекрасно понимаем, что количество образцов, использованных здесь, недостаточно для полноценных статистических выводов. Рассматриваем эту попытку как пилотную для определения наиболее информативных в этом плане характеристик.

В корреляционном анализе мы использовали 60 параметров – 48 характеристик вещественного состава (см. табл. 1) и 12 петромагнитных характеристик, из них 8 экспериментальных и четыре производных (см. табл. 2). Концентрация оксидов петрогенных компонентов из вес. % была пересчитана в г/т. Всего было рассчитано 1770 парных коэффициентов корреляции Пирсона [Письменный, 2004], из которых только 41 оказался значимым на уровне вероятности 95% (табл. 4), и только их мы будем рассматривать.

Только для трех петрогенных компонентов выявлены значимые корреляционные зависимости. Ti имеет отрицательные связи с концентрационными параметрами (k, Js) и положительные – с гистерезисными (Qn, Jrs/Js, Hc). Fe имеет отрицательную связь с NRM, а P положительную с Tc2.



**Рис. 8.** Примеры корреляционных связей между петромагнитными характеристиками и химическим составом исследованных пород.  
а – Th–Hc; б – Cu–Is; в – Tb–Hcr/Hc; г – Er–Tc1.

И если две последние корреляции объяснить по имеющемуся материалу сложно, то корреляция содержания Ti с концентрацией и магнитной жесткостью магнитных носителей объясняется. Можно высказать следующее предположение, что титаномагнетиты с большим содержанием Ti имеют меньший магнитный момент, и при их высокотемпературном распаде на заключительной стадии излияний образуются тонкие прорастания гемоильменитов (при просмотре на электронном микроскопе и микроанализе не зафиксированы), обладающие большей магнитной жесткостью.

Для трех малых петрогенных элементов щелочной группы выявлены сходные отрицательные корреляционные зависимости с гистерезисными параметрами ( $J_r/J_s$  и Hc). Аналогичное поведение выявлено и для Th, причем для последнего и Li коэффициент парной корреляции с Hc значим на уровне вероятности 99%. Зависимость Th–Hc приведена на рис. 8а, объяснение которой, полагаем, надо искать в *P-T* условиях осаждения минеральных фаз из расплава. В работе [Флеров и др., 1982] приведена оценка *P-T* условий для клино-

пироксенов – 14–16 кбар и 1200°C. Напомним, что титаномагнетиты первой группы, имеющие меньшую магнитную жесткость, находятся в основной массе породообразующих минералов, в том числе и клинопироксенов.

Для четырех элементов группы железа выявлены значимые корреляционные зависимости. Поведение Pb аналогично поведению Fe – отрицательная связь с NRM, а вот корреляционная связь Co с NRM имеет другой знак – положительный. Положительную также корреляционную связь с Hcr/Hc имеет Ga. Объяснить это не представляется пока возможным. Но наиболее интересным, полагаем, поведением из элементов этой группы характеризуется Cu. Для меди выявлены 5 значимых корреляционных связей – отрицательные с  $k$ ,  $J_s$ ,  $J_r$  и положительные с  $J_{st}/J_{so}$ , Hcr. Поведение Cu по отношению к концентрационным петромагнитным характеристикам сходно с поведением содержания Ti по отношению к ним, но для меди связь более тесная – значима на уровне вероятности 99% (см. рис. 8б). Полагаем, что механизм образования такой связи аналогичен меха-

низму связи Ti–k, Ti–Js. Положительные связи Cu с Jst/Js и Hc объяснить не представляется пока возможным.

Наиболее большим количеством значимых корреляционных связей с петромагнитными характеристиками обладают редкоземельные элементы. Причем наибольшее количество связей (12 из 17) отмечается с коэрцитивными характеристиками, и все они положительные, одна из них Tb–Hcr/Hc значимая на уровне вероятности 99% представлена на рис. 8в. Объяснение такой связи не требует особых усилий. Хорошо известно, что вхождение в решетку ферромагнетиков таких редкоземельных элементов, как Sm и Nd, увеличивает их магнитную индукцию и магнитную жесткость. Три редкоземельных элемента (Y, Eu, Er) имеют положительную корреляционную связь с Jst/Js, объяснить которую не представляется пока возможным. Наиболее интересной выявленной здесь корреляционной зависимостью является отрицательная связь Y и Er с Tc1 (см. рис. 8г) – больше иттрия и эрбия меньше точки Кюри, объяснение которой, полагаем, также надо искать в *P-T* условиях осаждения минеральных фаз из расплава.

Корреляционные связи Tg, одного из двух элементов-актиноидов, с Jrs/Js и Hc были рассмотрены ранее. Отметим здесь, что другой элемент этой группы – U – имеет положительную корреляцию с Hcr/Hc, объяснить которую пока не представляется возможным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный материал позволяет высказать несколько предположений и выводов, относящихся как непосредственно к геолого-геофизической характеристике продуктов извержений вулкана Алаид, так и методическим аспектам петромагнитного изучения продуктов палеовулканической деятельности на Земле с целью определения их источников.

Химический состав продуктов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид (трахибазальты), изученный в настоящей работе, очень близок химическому составу продуктов извержений 1933–1934, 1972 и 1981 гг. [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982; Флеров и др., 1982]. Это свидетельствует об одном глубинном источнике магм четырех последних извержений вулкана (1933–1934, 1972, 1981 и 2015–2016 гг.), который, судя по калиево-натриевому типу их продуктов и оценкам *P-T* условий осаждения породообразующих минеральных фаз из расплава [Флеров и др., 1982], находится на достаточно большой глубине – более 50 км. Это также согласуется с положением острова-вулкана в тыловой зоне Курильской островной дуги (см. рис. 1). Практически на всех из-

вестных геодинамических диаграммах фигуративные точки химических составов продуктов всех четырех извержений вулкана Алаид попадают в поле континентальных островных дуг.

В отличие от данных химического состава, петромагнитные характеристики трахибазальтов извержения 2015–2016 гг. позволили разделить их на две группы, что затем подтвердилось и при изучении морфологии и состава титаномагнетитов – основных носителей магнетизма трахибазальтов. Наиболее значимые различия между этими двумя группами наблюдаются по средним значениям: 1) начальной магнитной восприимчивости ( $1.84E^{-02}$  и  $3.21E^{-02}$  ед. СИ); 2) намагниченности насыщения (156 и 285 А/м) и остаточного насыщения (39 и 65 А/м); 3) точек Кюри (410 и 523°С); 4) остаточной коэрцитивной силы (38 и 24 мТл) и отношений остаточной коэрцитивной силы к коэрцитивной (2.5 и 1.9). Отличаются размер и форма титаномагнетитов двух групп – для первой характерны идиоморфные зерна ромбической или прямоугольной формы размером от 10 до 30 мкм, для второй – дендровидные зерна неправильной формы размером от 20 до 100 мкм. И наконец, титаномагнетиты двух групп отличаются и по своему составу – средние величины Ti/(Ti + Fe) первой  $12.56 \pm 2.59$  и второй  $8.07 \pm 2.78$ .

Интервал расчетных точек Кюри титаномагнетитов из трахибазальтов первой группы составляет от 320 до 355°С, что соответствует глубинам последнего равновесного состояния магмы перед извержением, согласно титаномагнетитовому барометру [Магнетизм ..., 1975] от 37 до 32 км. Интервал расчетных точек Кюри титаномагнетитов из трахибазальтов второй группы составляет 405–425°С, что, согласно аналогичным расчетам, соответствует глубинам последнего равновесного состояния магмы перед извержением от 25 до 23 км.

Хотя количество образцов, использованных здесь, недостаточно для полноценных статистических выводов о связях между петромагнитными характеристиками и химическим составом исследованных пород, некоторые выводы мы можем уже сделать.

Во-первых, сходные корреляционные зависимости, а порой и идентичные, с определенными петромагнитными характеристиками выявлены для разных элементов с различным геохимическим потенциалом: 1) между Ti и Cu, с одной стороны, и петромагнитными концентрационными характеристиками, с другой стороны; 2) между элементами щелочной группы (Li, Rb, Cs) и актиноидом (Th), с одной стороны, и коэрцитивными петромагнитными параметрами (Jrs/Js, Hc), с другой стороны.

Во-вторых, 12 редкоземельных элементов из 17 имеют положительные корреляционные связи с

петромагнитным параметром, характеризующим магнитную жесткость горных пород.

В-третьих, некоторые из этих связей можно объяснить хорошо известными физико-химическими процессами и  $P$ - $T$  условиями генерации магм. Например, связь магнитной жесткости трахибазальтов: положительную – концентрацией редкоземельных элементов и отрицательную – с элементами щелочной группы и Th.

Во введении указано, что эти работы надо рассматривать как пилотные для отработки методики сопоставления петромагнитных и петрохимических параметров, и необходимо их расширить, по крайней мере, в двух направлениях – увеличить статистическую достоверность и изучить продукты извержений вулканов из различных геодинамических обстановок.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам рукописи В.Ю. Водовозову и М.Э. Михальцову, ценные замечания и предложения которых были учтены при подготовке окончательной версии статьи. Благодарим Н.В. Бердникова за консультации и конструктивную критику, Л.М. Ильина, В.О. Крутикову, А.Ю. Петрову за проведенные работы по определению химического состава пород. Благодарим также Е.Ю. Диденко, А.А. Долгую и О.М. Меньшикову за помощь в техническом оформлении рукописи.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-00015) и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-05-00041 и № 18-05-00410).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдурахманов А. И., Пискунов Б.Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И. Вулкан Алайд (Курильские острова) // Восточно-Азиатские островные системы (Тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1978. С. 85–107.
- Авдейко Г.П., Токарев П.И., Меняйлов И.А. и др. Извержение побочного прорыва Олимпийского на вулкане Алайд в 1972 г. // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 55–64.
- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алайд в 1972 г. // Бюлл. вулканолог. станций. 1974. № 50. С. 64–80.
- Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Комплексные исследования подводных и наземных вулканов Курильской островной дуги в 2018–2019 гг. // Материалы XXII региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканологии, 28–29 марта 2019 г. / Гл. ред. А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 136–139.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 17–26.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.С. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
- Горшков Г.С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды (1713–1952 гг.) // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1954. № 8. С. 58–99.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Добрецов Н.Л. Катастрофические извержения вулкана – готово ли к ним человечество? // Наука из первых рук. 2018. Т. 80. № 5/6. С. 74–79.
- Корнев О.С., Шкуть Г.И. О магнитной восприимчивости горных пород северной части Курильской дуги // Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 45–50.
- Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 161 с.
- Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Отв. ред. Г.Н. Петрова. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Письменный Д.Т. Конспект лекций по теории вероятностей и математической статистике. М.: Айрис-пресс, 2004. 256 с.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. Продуктивность вулканических аппаратов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 22–37.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2014 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. Вып. 24. № 2. С. 198–203.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2015 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. Вып. 32. № 3. С. 102–107.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алайд (о. Атласова, Курильские острова) в 2016 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Вып. 31. № 3. С. 94–103.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алайд (о. Атласова, Курильские острова) в 2018 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. Вып. 39. № 3. С. 112–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алайд (о. Атласова, Курильские острова) в 2019 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. Вып. 43. № 3. С. 109–115. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>

- Рашидов В.А., Диденко А.Н., Мартынов Ю.А. и др.* Петромагнетизм базальтов вулкана Алаид // Материалы XXI региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2018 г. / Гл. ред. Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 133–136.
- Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др.* Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 20. № 2. С. 8–15.
- Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.  
<https://doi.org/10.7868/S0002333716040062>
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.* Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
- Федотов С.А., Иванов Б.В., Авдейко Г.П. и др.* Извержение вулкана Алаид в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 82–87.
- Федотов С.А., Иванов Б.В., Флеров Г.Б. и др.* Изучение извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 9–28.
- Флеров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н. и др.* Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алаид в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 29–43.
- Флеров Г.Б., Хренов А.П., Петрова В.В.* Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил (первичная природа, состав и процессы пирометаморфизма) // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / Отв. ред. Б.Г. Лутц, К.Н. Рудич, В.А. Ермаков. М.: Наука, 1978. С. 200–218.
- Шолто Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.
- Clark D.A.* Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys // J. Aust. Geol. Geophys. 1997. V. 17. № 2. P. 83–103.
- Cook E., Portnyagin M., Ponomareva V. et al.* First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 181. P. 200–206.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. № 4. P. 260–267.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-x)
- DeMets D.C., Gordon R.G., Argus D.F.* Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04491.x>
- Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D.* Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings // Am. J. Sci. 2012. V. 312. № 4. P. 357–416.  
<https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Imamura A., Kawase Z.* A new volcano of the east coast of Alaid island // Jpn. J. Astron. Geophys. 1934. V. 11. P. 113–116.
- Kuno H.* Petrology of Alaid volcano, north Kurile // Jpn. J. Geol. Geogr. 1935. V. 12. P. 153–162.
- Lavigne F., Guillet S.* The unknown AD 1275 stratospheric eruption: Climatic impacts in Europe and tentative volcanic source // Past Vulnerability. Volcanic eruptions and human vulnerability in traditional societies past and present / Ed. F. Riede. Aarhus: University Press, 2015. P. 63–73.
- McEnroe S.A., Robinson P., Church N., Purucker M.* Magnetism at depth: A view from an ancient continental subduction and collision zone // Geochem., Geophys., Geosyst. 2018. V. 19. P. 1123–1147.  
<https://doi.org/10.1002/2017GC007344>
- Meschede M.* A Method of discriminating between different types of Mid-Ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y DIAGRAM // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
- Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224.  
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.  
<https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Reed S.J.B.* Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge, N.Y., Melbourne: Cambridge University, 2005. 192 p.
- Roberts A.P., Cui Y.L., Verosub K.L.* Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems // J. Geophys. Res. 1995. V. 100(B9). P. 17909–17924.  
<https://doi.org/10.1029/95JB00672>
- Roberts A.P., Tauxe L., Heslop D. et al.* Critical Appraisal of the “Day” Diagram // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123. № 4. P. 2618–2644.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basin / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication, 1989. № 42. P. 313–345.
- Tanakadate H.* Morphological development of the volcanic islet Taketomi in the Kuriles // Proc. of the Imper. Acad. 1934. V. 10. № 8. P. 494–497.
- Toohey M., Krüger K., Sigl M. et al.* Climatic and societal impacts of a volcanic double event at the dawn of the Middle Ages // Clim. Change. 2016. V. 136. P. 401–412.  
<https://doi.org/10.1007/s10584-016-1648-7>
- Verma S.P., Guevara M., Agrawal S.* Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data // J. Earth Syst. Sci. 2006. V. 115. № 5. P. 485–528.
- Wood D.A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)

## Petromagnetic and Geochemical Characteristics of Volcanic Rocks from the Alaid Volcano Eruption in 2015–2016, Kuril Island Arc

A. N. Didenko<sup>1,2,\*</sup>, V. A. Rashidov<sup>3,4,\*\*</sup>, G. P. Markov<sup>5</sup>, M. S. Trusenko<sup>1,2</sup>,  
V. V. Petrova<sup>6</sup>, and L. P. Anikin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Kim Yu Chena str., 65, Khabarovsk, 680000 Russia*

<sup>2</sup>*Pacific State University, Tikhookeanskaya str., 136, Khabarovsk, 680000 Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

<sup>4</sup>*Far East Geological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia*

<sup>5</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bl. 1, Moscow, 123242 Russia*

<sup>6</sup>*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bl. 1, Moscow, 119017 Russia*

\*e-mail: itig@itig.as.khb.ru

\*\*e-mail: rashidva@kscnet.ru

Alaid volcano, the northernmost, as well as the highest volcano in the Kuril chain, is located on the Atlasov Island. Rock magnetic, geochemical and microprobe studies were carried out on lava samples from the 2015–2016 volcano terminal eruption, which were collected for the first time in October 2018. The chemical composition of extrusive rocks of the eruption in 2015–2016 is very similar to the chemical composition of extrusive rocks of the eruptions in 1933–1934, 1972, and 1981 suggesting a single source of magma at a depth of more than 50 km as judged by the potassium-sodium type of the extrusive rocks and estimates of pressure-temperature (*P-T*) conditions for the crystallization of rock-forming minerals from magmas. For the first time, data were obtained on the structure and composition of the magnetic fraction of igneous rocks of the Alaid volcano, and depths of the last equilibrium state of magmas of the 2015–2016 eruption were established. A joint analysis of the magnetic and geochemical characteristics of the studied trachybasalts revealed significant correlation dependencies between: a) Ti and Cu contents and specific rock-magnetic parameters indicating concentrations of magnetic minerals; b) alkaline (Li, Rb, Cs) metals, rare-earth elements and coercive rock-magnetic parameters.

*Keywords:* eruption, Alaid volcano, petromagnetic and petrogeochemical characteristics

УДК 550.34

## НОВЫЙ СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРНОГО РАЗМЕРА ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ

© 2021 г. А. Д. Завьялов<sup>а, \*</sup>, О. Д. Зотов<sup>а, б, \*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия  
<sup>б</sup>Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, поселок Борок, Некоузский район, Ярославская обл., 152742 Россия

\*e-mail: zavyalov@ifz.ru

\*\*e-mail: ozotov@inbox.ru

Поступила в редакцию 30.04.2020 г.

После доработки 26.07.2020 г.

Принята к публикации 22.10.2020 г.

В работе представлены результаты анализа пространственного распределения повторных толчков. Используются данные мирового каталога землетрясений USGS/NEIC с 1973 по 2014 гг. Рассмотрены короткие интервалы времени — не более 10 ч после главного толчка, и расстояния от эпицентра главного толчка — до 5°. Исследована зависимость числа повторных толчков от расстояния до эпицентра. Отмечены два свойства пространственного распределения повторных толчков. Первое свойство — максимум кривой, описывающей пространственное распределение, наблюдается на определенном расстоянии (примерно от 10 до 120 км) от эпицентра главного толчка. При этом логарифм этого расстояния прямо пропорционален магнитуде главного толчка. Второе свойство — положение максимума — не зависит от времени, т.е. является стабильной пространственной характеристикой очага. На основании этих свойств предложен новый способ определения размера очаговой зоны.

*Ключевые слова:* землетрясение, главный толчок, афтершок, повторный толчок, размер очаговой зоны

DOI: 10.31857/S0203030621010065

### ВВЕДЕНИЕ

Работа продолжает цикл наших исследований по изучению пространственно-временных особенностей эволюции афтершоковых последовательностей.

Многочисленные работы посвящены проблеме связи магнитуды землетрясения с пространственными (геометрическими) характеристиками источника (сейсмогенного разрыва сплошности геологической среды). Это, например, такие параметры как длина разрыва  $L$  по простиранию, ширина  $W$  по падению, площадь  $S$  разрыва и ее средний радиус  $R$ , а также смещение  $D$  по разрыву.

Интерес к данной проблеме имеет как теоретический, так и практический характер. На практике прогноз сильного землетрясения предполагает также и прогноз сейсмической опасности, т.е. уровня сейсмического воздействия на объекты на поверхности, для чего необходимо иметь возможность давать оценку геометрических параметров источника (очага землетрясения). С другой стороны, ретроспективное знание взаимосвязи размеров и магнитуд позволяет оценивать последствия будущего возможного землетрясения, в частности параметры ожидаемых разрывов, в

том числе и вышедших на поверхность земли. Эмпирические соотношения между параметрами источника и магнитудой позволяют теоретически осмыслить, насколько те или иные модельные представления о процессах в очаге землетрясения соответствуют реальности.

Данные для установления эмпирических соотношений между магнитудой землетрясения и характеристиками очага получаются либо путем прямых полевых измерений, либо извлекаются из косвенных данных, содержащих в той или иной форме информацию о размерах зоны повторных толчков.

Существуют два основных практически доступных подхода к определению зависимости величины  $L$  от магнитуды  $M$ . Первый подход основан на прямых измерениях длины  $L$  поверхностного разрыва и/или смещения  $D$  по нему. В этом случае набор указанных параметров для известных землетрясений позволяет определить корреляционную связь как параметров поверхностного (вышедшего на поверхность), так и подповерхностного разрывов с магнитудой. Однако прямые измерения  $L$ , когда главный разрыв проявляется на земной поверхности, доступны, как правило, лишь для

неглубоких коровых землетрясений и то далеко не всегда.

Во втором подходе длину подповерхностного разрыва оценивают по косвенным данным и, прежде всего, по размерам зоны афтершоков. Использование афтершоков является одним из эффективных и широко применяемых методов определения размеров очаговой зоны. Распределение афтершоков в координатах широта—долгота—глубина позволяет оценить форму очага и его геометрические параметры. При этом под  $L$  понимают характерный размер трехмерной пространственной области, называемой очагом землетрясения. В этой области происходят как главный толчок, так и сопровождающие его афтершоки.

По-видимому, одни из первых результатов исследований в указанном направлении были представлены в работах [Seki, Nomma, 1949; Nomma, Seki, 1951]. В них авторы проанализировали около 20 землетрясений, произошедших в Японии, и предложили определенную связь между размером области афтершоков и “радиусом осязательности” (*radius of perceptibility*) главных толчков. В продолжение этих работ авторы [Utsu, Seki, 1955] определили связь размеров зоны афтершоков с магнитудой главного толчка, используя данные о 38 афтершоковых последовательностях также в регионе Японии.

Это направление исследований получило в дальнейшем развитие во многих последующих работах. Некоторые из них, посвященные взаимосвязи между  $L$  и  $M$ , мы рассмотрим в разделе “Обсуждение”. Здесь же отметим работу [Ризниченко, 1976], в которой “на основании литературных данных выведены взаимно согласованные средние зависимости между средним радиусом, длиной, шириной и смещением в очаге корового землетрясения и его ... магнитудой  $M$ ”. Для определения корреляционной связи между длиной очага  $L$  и магнитудой  $M$  землетрясений автор во многом использовал литературные данные из работы [Райал и др., 1972].

Более современное исследование взаимосвязи между  $L$  и  $M$  проведено в работе [Wells, Coppersmith, 1994]. В ней для оценки геометрических характеристик очага (длины подповерхностного разрыва и площади разрыва) использовано пространственное распределение повторных толчков, которые происходят на интервале времени от нескольких часов до нескольких дней после основного толчка. Заметим, что в этом исследовании регрессионное соотношение  $L(M)$  получено только лишь для мелкофокусных землетрясений. Землетрясения, происходившие в зонах субдукции и внутри океанических плит, в анализ включены не были.

В данной работе мы предлагаем новый способ определения характерных размеров очаговой зо-

ны главного толчка в зависимости от его магнитуды  $L(M)$ . Он основан на анализе характеристик обобщенного (накопленного) пространственного распределения афтершоков, произошедших на коротком интервале времени (до 10 ч) после главных толчков.

## ДАННЫЕ И МЕТОД

В работе использованы данные мирового каталога землетрясений USGS/NEIC с 1973 по 2014 гг. (<https://www.usgs.gov>). Мы сосредоточили внимание на повторных толчках, которые возникали в первые 10 ч после главных толчков на расстояниях  $R$  до  $5^\circ$  ( $\sim 500$  км). При выборе этих величин мы не руководствовались какими-либо физическими соображениями. Хотя, как это будет видно ниже, зона выборки повторных толчков с радиусом до  $5^\circ$  с запасом покрывает очаговую зону главных толчков с самыми высокими значениями магнитуд. А что касается выбора временного интервала, то сошлемся, например, на работу [Henry, Das, 2001], в которой отмечается, что определение очаговой зоны по размеру области афтершоков за относительно короткий промежуток времени после главного толчка дает неплохую оценку площади разрыва. Заметим также, что в некоторых случаях в данной статье мы используем более широкое понятие “повторные толчки”, имея в виду, что на расстояниях до  $5^\circ$  (около 500 км) от эпицентра главного толчка в число афтершоков могут попасть и фоновые события. Исходя из предположения, что число фоновых событий остается примерно постоянным до и после главного толчка, мы оценили число землетрясений за 10 ч до главного толчка в зоне радиусом  $5^\circ$ , которое также включает как фоновые события, так и форшоки. Оказалось, что для  $M_{\text{гт}} \geq 8.5$  число фоновых событий составляет 0.8%, для  $8 \leq M_{\text{гт}} < 8.5$  — 5%, для  $7.5 \leq M_{\text{гт}} < 8$  — 5% от числа повторных толчков.

В работе были использованы землетрясения независимо от типа магнитуды, указанного в каталоге. Селекция по глубине не проводилась. Однако заметим, что подавляющее количество и главных толчков, и их повторных толчков происходило на глубинах до 100 км.

Во всех построениях мы использовали метод наложения эпох. При этом моменты и координаты эпицентров главных ударов играли роль репера для синхронизации последовательностей повторных толчков. В итоге на интервале 10 ч относительно главных толчков мы получили обобщенную кривую, которая отражает обобщенное (накопленное) пространственное распределение числа афтершоков относительно эпицентра главного толчка. Здесь уместно вспомнить об “обобщенной окрестности сильного землетрясения”, введенной М.В. Родкиным [Родкин, 2008а, б].

Пространственное распределение афтершоков вычислялось по данным о расстояниях от эпицентра главного толчка до эпицентра каждого афтершока. В полученных распределениях не учитывалась зависимость от направления на афтершок. Таким образом, пространственное распределение, фактически, является одномерным.

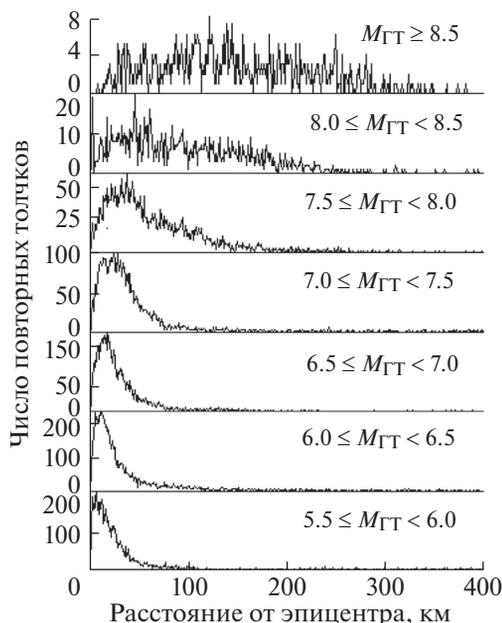
В данной работе мы произвели статистическое исследование обобщенных пространственных распределений афтершоковых последовательностей в зависимости от магнитуды главного толчка.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Ранее нами было показано, что максимум кривой зависимости числа повторных толчков от расстояния до эпицентра главного толчка наблюдается на определенном расстоянии (от единиц до десятков км). Оказалось, что это расстояние увеличивается с ростом магнитуды главного толчка [Зотов и др., 2017].

На рис. 1 представлены накопленные зависимости количества афтершоков от расстояния до главного толчка для разных диапазонов магнитуд главных толчков  $M_{ГТ}$ . Для анализа использовались афтершоки, произошедшие в течение 10 ч после главных толчков. Анализировались повторные толчки с магнитудами  $M_{афт} < M_{ГТ}$ . Статистика главных толчков и их повторных толчков для рассмотренных диапазонов магнитуд главных толчков представлена в табл. 1. Видно, что положение максимумов кривых, описывающих пространственную зависимость числа афтершоков для разных диапазонов магнитуд главных толчков, зависит от магнитуды главных толчков. Чем больше магнитуда, тем больше расстояние максимума от эпицентра главного толчка. И это расстояние лежит в пределах примерно от 10 до 120 км.

Но не только эта важная особенность характеризует пространственное распределение афтершоков. Мы обнаружили еще одно интересное и, пожалуй, более важное свойство. В уже упомянутой работе [Зотов и др., 2017] нами было показано, что для данной магнитуды главного толчка положение максимума зависимости числа афтершоков от расстояния до эпицентра главного толчка не зависит от времени, прошедшего после



**Рис. 1.** Накопленные зависимости количества афтершоков от расстояния до главного толчка для разных диапазонов магнитуд главных толчков (см. на рис. 1) на интервале времени 10 ч на расстоянии 400 км от главного толчка.

главного толчка. Напомним, что мы рассматриваем интервал времени 10 ч после главного толчка.

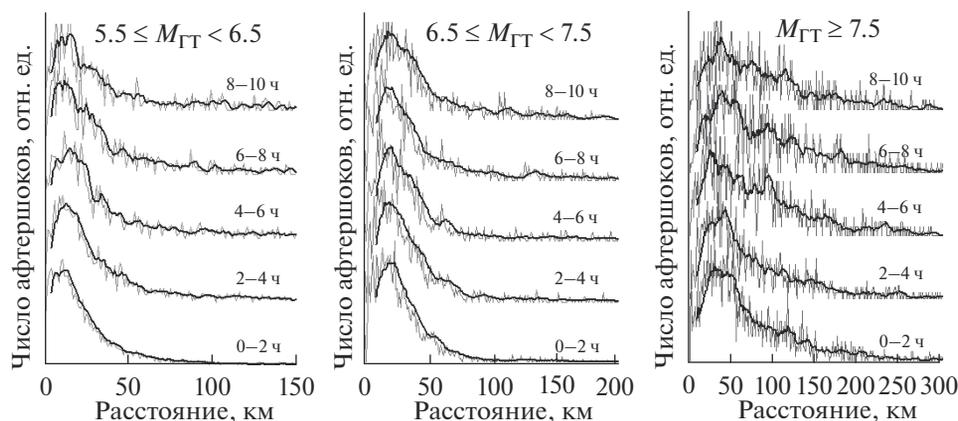
На рис. 2 даны зависимости числа афтершоков от расстояния до эпицентра главного толчка. Селекция по глубине как главных толчков, так и афтершоков не проводилась. Серые кривые представляют накопленные последовательности числа афтершоков в километровых интервалах. Черные кривые получены сглаживанием серых кривых скользящим окном 10 км с шагом 1 км и даны в относительных единицах для выравнивания масштаба кривых по амплитуде. Интервалы времени после главного толчка, на которых проводился анализ, показаны на рисунках около соответствующих кривых справа. Из рис. 2 следует, что для данной магнитуды расстояние от эпицентра до максимума числа афтершоков не зависит от времени (по крайней мере, на интервале до 10 ч).

Итак, с одной стороны, положение максимума кривой, описывающей пространственное рас-

**Таблица 1.** Статистика главных толчков и их повторных толчков

Диапазон магнитуд главных толчков, $M_{ГТ}$	5.5–6.0	6.0–6.5	6.5–7.0	7.0–7.5	7.5–8.0	8.0–8.5	$\geq 8.5$
$N_{ГТ}$	5724	2781	1056	369	142	27	4
$N_{афт}$	7378	8374	5738	4395	3574	1379	721

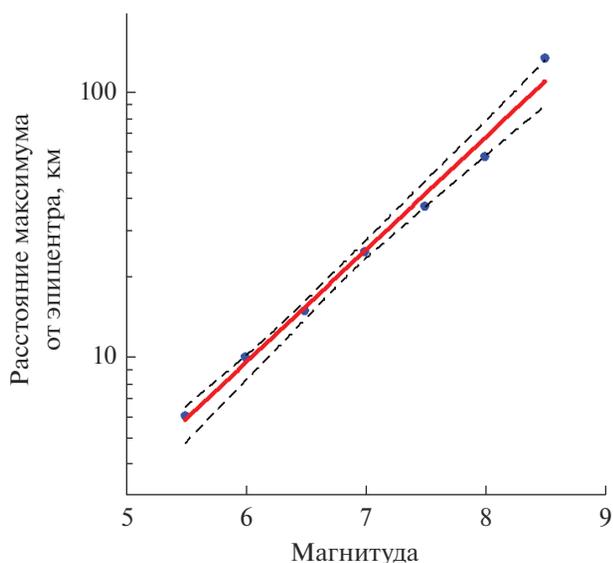
Примечание. Значения верхнего предела диапазона магнитуд главных толчков не входят в данный диапазон.



**Рис. 2.** Накопленные зависимости количества афтершоков (относительные единицы) от расстояния до эпицентра главного толчка для разных интервалов времени после главных толчков на расстоянии до 300 км от главного толчка. Число главных толчков  $N_{ГТ}$  и их афтершоков  $N_{афт}$  для панелей: левая –  $N_{ГТ} = 8505$ ,  $N_{афт} = 14396$ ; центральная –  $N_{ГТ} = 1425$ ,  $N_{афт} = 10008$ ; правая –  $N_{ГТ} = 173$ ,  $N_{афт} = 5399$ .

пределение числа афтершоков, зависит от магнитуды главного толчка. С другой стороны, для данной магнитуды главного толчка положение максимума кривой не зависит от времени после главного толчка, т.е. является стабильной во времени характеристикой пространственного распределения афтершоков. Возникает вопрос, не могут ли эти особенности быть связаны с размером очаговой зоны?

По данным рис. 1 мы построили зависимость расстояния максимума пространственного рас-



**Рис. 3.** Зависимость расстояния максимума пространственного распределения афтершоков от магнитуды главных толчков. Синие точки – экспериментальные значения положения максимумов (см. рис. 1), красная линия – формула (1). Штриховые черные линии показывают 95% доверительный интервал линии регрессии.

пределения афтершоков  $R$  от магнитуды главных толчков (рис. 3, синие точки).

Найденная нами зависимость достаточно хорошо аппроксимируется уравнением (красная линия, см. рис. 3):

$$\lg R [\text{км}] = 0.43M - 1.57. \quad (1)$$

Расстояние от главного толчка до максимума на графиках рис. 3 пространственного распределения афтершоков логично интерпретировать как средний радиус  $R$  очаговой зоны, исходя, например, из обобщенного распределения эпицентров афтершоков относительно эпицентра основного толчка (рис. 4), которое представляется достаточно радиально симметричным на интересующих нас в данной работе расстояниях от эпицентра главного толчка 100–150 км и менее (см. положение максимумов на рис. 1). Хотя на больших расстояниях радиальная симметрия нарушается, и заметны несколько выделенных направлений роста числа повторных толчков. Обобщенное пространственное распределение эпицентров афтершоков получено методом наложения эпох. При этом в качестве опорных точек использовались координаты эпицентров основных толчков. Для построения использованы 173 основных толчка с магнитудами  $M \geq 7.5$  и около 5700 их повторных толчков с  $M_{афт} < 7.5$ , произошедших в течение первых 10 ч после основных толчков в круге радиусом  $R = 3^\circ$ .

Примем, что в среднем  $L = 2R$ , тогда получаем эмпирическую формулу для характерного размера очаговой зоны  $L$ :

$$\lg L [\text{км}] = 0.43M - 1.27. \quad (2)$$

Отметим, что наша формула (2) практически совпадает с формулой, приведенной в работе [Ризниченко, 1976]:

$$\lg L [\text{км}] = 0.44M - 1.29, \quad (3)$$

но заметно отличается от формулы, предложенной в работе [Wells, Coppersmith, 1994]:

$$\lg L [\text{км}] = 0.67M - 2.94. \quad (4)$$

Отметим здесь, что формула (3) получена по мировым данным об основных толчках в весьма широком диапазоне магнитуд  $M = 0.5-8.5$ , покрывающем весь спектр инструментально регистрируемых землетрясений, за исключением землетрясений мега-класса, в разных сейсмоактивных регионах планеты, что и делает ее привлекательной для оценки длины разрыва в очаге. Полученное нами эмпирическое соотношение (2) построено на более ограниченной выборке магнитуд главных толчков  $M = 5.5-8.5$  (однако напомним, что их количество составляет более 10 тыс.), и то, что оно практически совпадает с формулой (3), дает нам основания полагать методологическую правильность нашего подхода.

### ОБСУЖДЕНИЕ

В этом разделе мы обсудим полученные нами результаты и сравним их с результатами и допущениями, сделанными другими авторами.

В работе [Dowrick, 2004] отмечается, что имеются статистически значимые различия зависимости  $L(M)$  между Новой Зеландией и Калифорнией, Новой Зеландией и Японией, Новой Зеландией и Китаем, а также Японией и Калифорнией. Поэтому существуют различия между регрессиями, полученными, например, для Новой Зеландии, и зависимостями  $L(M)$ , осредненными по многим регионам. Это прямо говорит о том, что геометрические характеристики разрыва зависят от геолого-тектонических условий региона, в котором он произошел. Таким образом, по мнению [Dowrick, 2004], мультирегиональные соотношения являются плохим приближением к данным конкретных сейсмоактивных регионов, где геологические условия будут отличаться от мультирегионального среднего. Тем не менее мы полагаем, что именно усреднение по большому количеству главных толчков, произошедших в разных по геолого-тектоническим условиям регионам, может проявить общие свойства афтершокового процесса, вероятно присущие каждому главному толчку.

Ряд публикаций [Purcaru, Berckhemer, 1982; Лунина, 2001; Ваков, 1988] посвящен исследованию зависимости не только длины разрыва от магнитуды землетрясения, но и исследованию зависимости длины разрыва и других геометрических характеристик очага от характера подвижки. В весьма объемной работе [Purcaru, Berckhemer, 1982] авторы использовали данные о 240 землетрясениях с  $M \geq 5$ , произошедших в мире с 1857 по

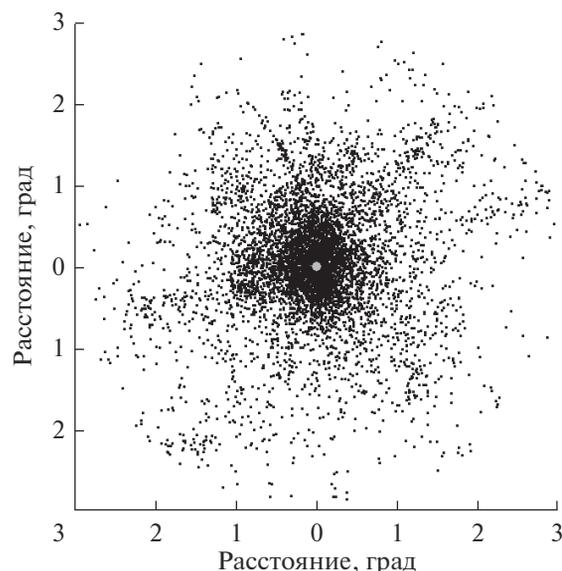
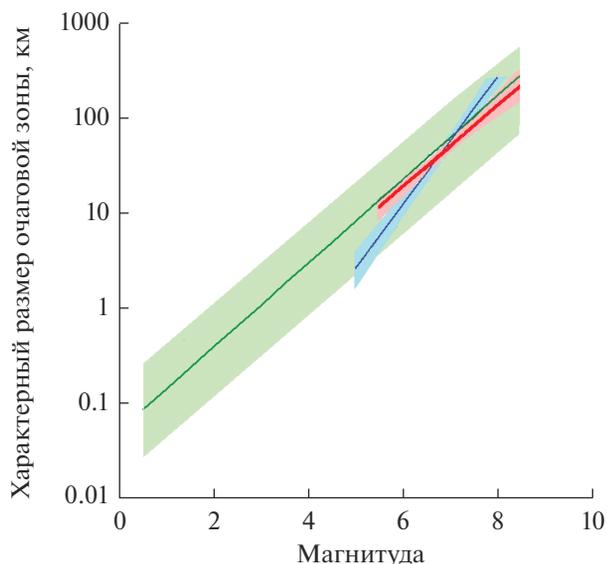


Рис. 4. Обобщенное пространственное распределение эпицентров афтершоков (черные точки) относительно эпицентра главного толчка (серая точка в центре рисунка).

1979 гг., собранные по нескольким десяткам литературных источников, и предприняли попытку исследовать зависимость размеров очаговой зоны от типа подвижки (взброс, сброс, или сдвиг). Они установили величины отношений длины разлома  $L$  к его ширине  $W$  для подвижек разных типов. Однако границы значений между очагами с разным типом подвижки оказались довольно нечеткими. Поэтому попытка авторов [Purcaru, Berckhemer, 1982] классифицировать размеры очагов по типу подвижки не привела к ожидаемому однозначному результату. Отметим, что зависимость между длиной разлома и магнитудой землетрясения в указанной работе не исследовалась.

В работе [Лунина, 2001] в зависимости от типа подвижки по разрыву и регионального поля тектонических напряжений получены уравнения регрессий между длиной сейсмогенных разрывов, смещением по ним и магнитудой землетрясений. Сделан вывод об ощутимом влиянии регионального поля напряжений на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуды землетрясений. С другой стороны, А.В. Ваков [1988] показал, что для нормальных коровых землетрясений, происходивших вне зон Беньюффа-Заварицкого, соотношения между их магнитудами и размерами очага определяются в основном типом подвижки и мало зависят от региональных условий.

В работах А.В. Викулина [2003, 2008], с одной стороны, отмечается, что размеры очагов сильнейших алеутских землетрясений с  $M \geq 7.9$  независимы от их магнитуды и равны  $L \approx 1000 \pm 300$  км [Викулин, 2008]. С другой стороны, проанализировав



**Рис. 5.** Сравнение линий регрессии. Красная линия – формула (2), полученная нами; синяя линия – формула (4) [Wells, Coppersmith, 1994]; зеленая линия – формула (3) [Ризниченко, 1976]; розовый и голубой фон – границы 95% доверительных интервалов соответствующих линий регрессии, бледно-зеленый фон – границы 70% доверительной полосы (по [Ризниченко, 1976]).

сильные ( $M \geq 7$ ) землетрясения Японии, Камчатки, Курильских островов, Алеутских островов – Аляски, автор установил [Викулин, 2003], что для этих землетрясений зависимость  $L(M)$  близка к формуле (3).

Итак, мы видим, что вопрос о максимально точной оценке взаимосвязи размеров очаговой зоны и магнитуды землетрясений исследуется в сейсмологии подробно и пристально. Количество предлагаемых и часто достаточно близких по параметрам входящих в них величин формул велико и достигает нескольких десятков.

Зависимость  $L(M)$  изучается как на региональном уровне, так и по всему земному шару при исследовании глобальной (мультирегиональной) сейсмичности. Мы отдаем себе отчет в том, что предлагаемая нами формула (2) является обобщенной. Она объединяет информацию об афтершоковых последовательностях всех главных толчков на земном шаре независимо от типа подвижки в очаге, его геолого-тектонической позиции и т.п.

Определенным недостатком большого числа работ является ограниченность выборки анализируемых данных, как по количеству главных толчков, так и по диапазону магнитуд. При этом авторы [Bonilla et al., 1984] вполне обоснованно предупреждают от экстраполяции регрессии за пределы проанализированного диапазона магнитуд главных толчков. Нам также не удалось избежать этого недостатка. Мы исследовали афтершоковые

последовательности для основных толчков с магнитудами  $M \geq 5.5$ . Попытки использовать главные толчки с меньшей магнитудой приводят к затруднениям в определении положения максимума из-за недостаточной точности в определении расстояния афтершоков до эпицентра главного толчка.

Обратимся к рис. 5, на котором представлены графики регрессий по формулам (2), (3) и (4). Наша формула (2) (красная линия) практически совпадает с формулой (3) (зеленая линия), но довольно существенно отличается от формулы (4) (синяя линия). Возможно, такое различие (2) и (4) связано с тем, что авторы [Wells, Coppersmith, 1994] определяли размер очаговой зоны по размеру облака афтершоков на интервале времени от нескольких часов до нескольких дней после главного толчка. С одной стороны, например в работе [Henry, Das, 2001] со ссылкой на Ч.Ф. Рихтера, отмечается незначительное расширение площади разрыва со временем, определяемой по размеру области афтершоков. И при этом отмечается, что определение зоны афтершоков за относительно короткий промежуток времени после главного толчка дает неплохую оценку площади разрыва. С другой стороны, как отмечено в работе [Darragh, Bolt, 1987], зона афтершоков не всегда строго определена, и она изменяется как функция времени. Отсюда вытекает существование некоторой неопределенности в данном методе оценки протяженности плоскости разлома. На это обстоятельство обращает внимание и Ю.В. Ризниченко [1976], отмечая, что область афтершоков постепенно вырисовывается спустя только длительное время после образования главного разрыва. Вопрос о том, что считать характерным размером очаговой зоны в работе [Ризниченко, 1976] в явном виде не обсуждается, поскольку автор пользуется опубликованными данными из разных источников. А.Л. Стром [2014] указывает на противоречивость оценки длины очага (очагового разрыва) по размерам облака афтершоков в отсутствие четких критериев определения длины разрыва по облаку повторных толчков.

По всей вероятности, именно эта неоднозначность в определении характерных размеров очага по облаку афтершоков и лежит в основе различий получаемых регрессионных кривых.

Не исключено также, что различия в регрессионных соотношениях связаны с тем, что авторы разных работ ставили задачу исследования зависимости размера очага от магнитуды основного толчка для землетрясений, происходящих в определенных геолого-тектонических условиях. Например, в работе [Wells, Coppersmith, 1994] анализировались только континентальные мелкофокусные землетрясения (глубина менее 40 км). В еще более поздней работе [Leonard, 2014] проанализированы 29 главных толчков, произошедших

только в стабильных континентальных районах мира с магнитудами  $M_w$  от 4.7 до 7.8 за период с 1819 по 2012 гг., взятых из опубликованных работ разных авторов.

Принципиальное отличие, а возможно и преимущество нашего подхода заключается в следующем. Мы не изучали зоны афтершоков, связанные с каждым конкретным главным толчком. Нам не интересовали индивидуальные особенности пространственных характеристик афтершоковых последовательностей главных толчков, которые, безусловно, различны. Мы сосредоточили внимание на поиске наиболее общих, устойчивых свойств очаговой зоны, используя указанные выше статистические особенности пространственного распределения совокупности афтершоков для совокупности главных толчков. Нам удалось обнаружить неизвестное ранее свойство, сущность которого состоит в том, что пространственное положение максимумов афтершоковой активности не зависит от времени после основного толчка. Судя по всему, мы имеем дело со стабильной пространственной характеристикой очага. В нашем распоряжении были данные о землетрясениях, содержащиеся в каталоге USGS/NEIC с 1973 по 2014 гг. (тысячи главных толчков и несколько десятков тысяч афтершоков), а отнюдь не ограниченные наборы (первые несколько десятков или сотен) главных толчков, для которых эмпирически определены те или иные характеристики, используемые в различных работах. Мы не анализируем эмпирические данные разных авторов о длинах разрывов, образовавшихся в результате землетрясений с теми или иными характеристиками. Мы используем данные о землетрясениях, содержащиеся только в указанном каталоге.

В заключение данного раздела статьи, рассмотрим кратко вопрос о точности определения исходных параметров, которые использовались для вывода предложенной нами формулы (2). По-настоящему, что неизбежна погрешность как при статистическом накоплении повторных толчков, так и при определении положения максимумов кривых на графиках рис. 3. Расчеты показывают, что при ошибке определения положения максимума равной  $\pm 10\%$  коэффициенты в формуле (2) изменяются от 0.42 до 0.48 и от 1.2 до 1.6 соответственно. При этом ошибка определения  $L$  для землетрясения, например, с магнитудой  $M = 8.5$  составляет примерно  $\pm 12\%$ , а при определении  $L$  для землетрясения с  $M = 5.0$  примерно  $\pm 8\%$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведен анализ обобщенных (накопленных) пространственных распределений афтершоковых последовательностей, полученных при изучении большого числа главных толчков в различных диапазонах магнитуд.

Максимум кривой, описывающей количество афтершоков в зависимости от расстояния, наблюдается на расстоянии от 10 до 120 км от эпицентра главного толчка, и логарифм этого расстояния прямо пропорционален магнитуде главного толчка.

На интервале 10 ч после главного толчка данной магнитуды пространственное положение максимумов афтершоков не зависит от времени, т.е. оно является стабильной пространственной характеристикой очага. Эти два свойства пространственного распределения афтершоков положены нами в основу определения размера очаговой зоны.

Таким образом, предложен новый способ определения размера очаговой зоны, и получено регрессионное соотношение между характерным размером очаговой зоны и магнитудой главного толчка.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность А.В. Гульельми и Б.И. Клайну за многочисленные плодотворные обсуждения.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-00096, а также Программ государственных заданий Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ваков А.В.* Соотношения магнитуды и размеров очагов землетрясений при различных типах подвижек // Сборник научных трудов Гидропроекта. 1988. Вып. 130. С. 55–69.
- Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2003. 150 с.
- Викулин А.В.* Физика Земли и геодинамика // Учебное пособие для геофизических специальностей вузов. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. 463 с.
- Зотов О.Д., Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Лавров И.П.* Пространственно-временные особенности эволюции потока афтершоков // Материалы 4-ой Всероссийской конференции с международным участием “Триггерные эффекты в геосистемах” / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, ИДГ РАН, 2017. С. 121–126.
- Лунина О.В.* Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. № 9. С. 1389–1398.
- Райал А., Дуглас Б.М., Мелон С.Д., Севидж У.И.* Использование микроземлетрясений для определения механизма разрыва напряжений и упругих характери-

стик очага в Неваде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 12. С. 12–24.

*Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.

*Родкин М.В.* О режиме сейсмической активизации в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Физическая мезомеханика. 2008а. Т. 11. № 1. С. 74–79.

*Родкин М.В.* Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008б. № 6. С. 66–77.

*Стром А.Л.* К вопросу о соотношениях между параметрами разрывных нарушений и магнитудой землетрясений // Общественный тектонофизический семинар. Устное сообщение. М.: ИФЗ РАН, 2014. [http://www.ifz.ru/novosti/?tx\\_ttnews%5Btt\\_news%5D=705&cHash=eeba62e91a7e6495f44c6174a0849398](http://www.ifz.ru/novosti/?tx_ttnews%5Btt_news%5D=705&cHash=eeba62e91a7e6495f44c6174a0849398)

*Bonilla M.G., Mark R.K., Lienkaemper J.J.* Statistical Relations Among Earthquake Magnitude, Surface Rupture Length, And Surface Fault Displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1984. V. 74. № 6. P. 2379–2411.

*Darragh R.B., Bolt B.A.* A comment on the statistical regression relation between earthquake magnitude and fault rupture length // Bull. Seism. Soc. Am. 1987. V. 77. № 4. P. 1479–1484.

*Dowrick D.J.* Relations between earthquake magnitude and fault rupture dimensions: how regionally variable are they? // Bull. Seis. Soc. Am. 2004. V. 94. № 3. P. 776–788.

*Henry C., Das S.* Aftershock zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion and scaling relations // Geophys. J. Int. 2001. V. 147. P. 272–293.

*Homma S., Seki A.* A relation between the area of aftershock region and the radius of the sensibility circle (continued) // Zisin (J. Seism. Soc. Jap.) II. 1951. V. 3. P. 44–48 (in Japanese with English summary).

*Leonard M.* Self-Consistent Earthquake Fault-Scaling Relations: Update and Extension to Stable Continental Strike-Slip Faults // Bull. Seism. Soc. Am. 2014. V. 104(6). P. 2953–2965.

*Purcaru G., Berckhemer H.* Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquakes // Tectonophysics. 1982. V. 84. P. 57–128.

*Seki A., Homma S.* A relation between the area of aftershock region and the radius of the sensibility circle // Zisin (J. Seism. Soc. Jap.) II. 1949. V. 2. P. 37–40 (in Japanese with English summary).

*Utsu T., Seki A.* A Relation between the area of aftershock region and the energy of main shock // Zisin (J. Seism. Soc. Jap.) II. 1955. V. 7(4). P. 233–240.

*Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.

## A New Way to Determine the Characteristic Size of the Focal Zone

**A. D. Zavyalov<sup>1,\*</sup> and O. D. Zotov<sup>1,2,\*\*</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Physics of the Earth, RAS, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bl. 1, Moscow, 123242 Russia*

<sup>2</sup>*Borok Geophysical Observatory of Institute of Physics of the Earth, RAS, Borok settlement, Nekouz district, Yaroslavl Region, 152742 Russia*

*\*e-mail: zavyalov@ifz.ru*

*\*\*e-mail: ozotov@inbox.ru*

The paper presents the results of analysis of the spatial distribution of repeated shocks. Data from the world catalog of the earthquakes USGS/NEIC from 1973 to 2014 have been used. Short time intervals – not more than 10 h after the main shock and distances from the epicenter of the main shock – up to 5° have been considered. The dependence of the number of repeated shocks on the distance from the epicenter has been studied. Two properties of spatial distribution of repeated shocks have been noted. The first property, maximum curve describing spatial distribution, is observed at a certain distance (approximately from 10 to 120 km) from the epicenter of the main shock. The logarithm of this distance is directly proportional to the magnitude of the main shock. The second property is that the position of the maximum does not depend on time, i.e. it is a stable spatial characteristic of the earthquake source. Based on these properties, a new way to determine the size of the focal zone has been proposed.

*Keywords:* earthquake, main shock, aftershock, repeated shock, size of the earthquake source zone

УДК 551.466.62

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ НАВИГАЦИОННЫХ СПУТНИКОВЫХ СИСТЕМ ДЛЯ РАННЕГО ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ, ВЫЗВАННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ С МАГНИТУДОЙ 7–8

© 2021 г. В. В. Пупатенко<sup>а, \*</sup>, Н. В. Шестаков<sup>б, с, \*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким-Ю-Чена, 65, Хабаровск, 680000 Россия

<sup>б</sup>Дальневосточный федеральный университет, ул. Суханова, 8, Владивосток, 690950 Россия

<sup>с</sup>Институт прикладной математики ДВО РАН, ул. Радио, 7, Владивосток, 690041 Россия

\*e-mail: pvv2.dv@gmail.com

\*\*e-mail: shestakov.nv@dvfu.ru

Поступила в редакцию 06.03.2020 г.

После доработки 02.06.2020 г.

Принята к публикации 20.08.2020 г.

Быстрое и надежное предупреждение о цунами для близких к эпицентру подводного землетрясения регионов все еще представляет собой нерешенную проблему. Единственный применяемый в России оперативный метод оценки опасности возникновения цунами – магнитудный критерий. Его использование приводит к недопустимо высокому проценту ложных тревог. Один из наиболее перспективных новых методов – моделирование очага землетрясения на основе данных о косейсмических смещениях, зарегистрированных на прибрежных пунктах наблюдений по данным Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). В работе изучается возможность использования этого метода для внутриплитных землетрясений с магнитудой 7–8, для которых необходимо определять положение поверхности разрыва. На основе проведенных численных экспериментов получены оценки точности и надежности определения параметров землетрясения в зависимости от магнитуды, количества и взаимного расположения ГНСС-станций. Показано, что определение по ГНСС-данным всех основных параметров модели очага землетрясения с магнитудой 7.4 и выше вполне возможно, хотя и с не слишком высокой надежностью. Сделан вывод о целесообразности использования ГНСС-данных в работе служб предупреждения о цунами, на начальном этапе в тестовом режиме.

*Ключевые слова:* ГНСС, цунами, раннее предупреждение о цунами, ложные тревоги цунами, очаг землетрясения

DOI: 10.31857/S0203030620060164

### ВВЕДЕНИЕ

Катастрофические землетрясения вблизи о. Суматра в Индийском океане (26.12.2004 г.,  $M_w$  9.2–9.3) и у восточных берегов о. Хонсю, Япония (11.03.2011 г.,  $M_w$  9.1), приведшие к огромным человеческим жертвам и материальным потерям, наглядно показали важность оперативного определения основных характеристик цунами и своевременного предупреждения населения о его приближении [Blewitt et al., 2009; Tsushima, Ohta, 2014].

Для близких к эпицентру подводного землетрясения регионов предупреждение о цунами должно быть сформировано уже через 5–15 мин после землетрясения, в зависимости от расстояния до ближайшего населенного побережья. По этой причине для первого предупреждения обычно не могут использоваться данные с береговых постов, океанических донных сенсоров и буев или дан-

ные удаленных широкополосных сейсмостанций. В то же время, локальные сети сейсмических станций позволяют быстро определить только положение эпицентра, глубину гипоцентра и магнитуду землетрясения, при этом магнитуда сильнейших ( $M > 8$ ) землетрясений систематически недооценивается [Wright et al., 2012]. Магнитудный критерий (тревога объявляется, если магнитуда подводного землетрясения превышает установленный для региона порог) по-прежнему остается основным методом предупреждения о цунами для близких к эпицентру регионов, а в Службе предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России – единственным. Использование магнитудного критерия приводит к недопустимо высокому проценту ложных тревог, количество которых по теоретическим оценкам должно достигать 77–81% [Поплавский, Храмушин, 2007;

Гусяков, 2016]. По статистике Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России реальное количество ложных тревог составляет от 67 до 89% [Поплавский, Храмушин, 2007; Шикотанское землетрясение ..., 2015], в зависимости от способа подсчета. Несмотря на то, что теоретически вероятность пропуска цунами ничтожна, три таких случая произошли в 1960-х и 1970-х гг. XX века [Поплавский, Храмушин, 2007].

Ряд коллективов исследователей предлагают и развивают различные альтернативные способы раннего предупреждения о цунами для близких к эпицентру побережий, однако универсального и надежного метода пока не найдено. Например, использование сейсмологических данных для оценки магнитуды [Абубакиров, 2016] и для определения механизма землетрясения [Павлов, Абубакиров, 2012] возможно, но, зачастую, ограничивается очень высокими требованиями к сейсмическим сетям [An, Meng, 2016], слишком большими затратами времени на получение результата, не до конца решенной проблемой систематической недооценки магнитуды сильнейших ( $M > 8$ ) землетрясений [Wright et al., 2012].

В последнее время интенсивно развиваются и уже тестируются на практике новые подходы к моделированию цунами, основанные на использовании данных Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), полученных на прибрежных стационарных пунктах наблюдений [Tsushima, Ohta, 2014; Kawamoto et al., 2016]. Поступающие от ГНСС-станций и обрабатываемые в режиме реального времени спутниковые измерения позволяют определять параметры модели очага землетрясения путем решения обратной задачи, используя зарегистрированные косейсмические смещения, реже – на основе динамических смещений [Melgar et al., 2012; O'Toole et al., 2012]. Модель очага землетрясения, в свою очередь, представляет собой основную исходную информацию для моделирования процесса распространения цунами и определения высоты и времени прихода волн на заданные участки побережья.

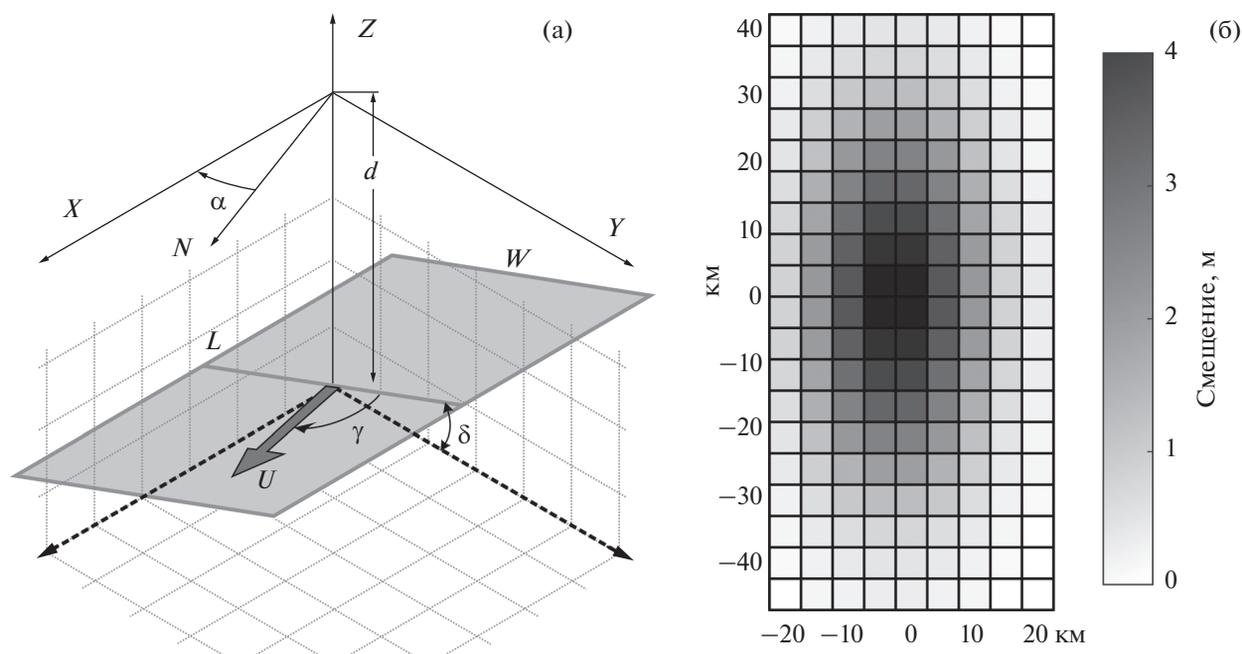
Перспективным считается также использование ГНСС-данных для непосредственного измерения высоты цунами и отслеживания его распространения с навигационных систем кораблей в эпицентральной зоне [Inazu et al., 2016, 2018] или со стационарных буев [Kato et al., 2000, 2005; Tsushima, Ohta, 2014]. У этих подходов есть несомненное преимущество – измеряются реальные параметры волн, в том числе с учетом влияния вторичных источников (подводных оползней). Однако и требования для их применения очень высоки. Например, использование навигационных данных кораблей имеет смысл только в зонах с интенсивным судоходством и требует стандар-

тизации навигационных систем, непрерывной и стабильной работы средств связи.

В настоящей работе рассматривается способ моделирования очага цунамигенного землетрясения, основанный на оперативном определении по ГНСС-данным косейсмических смещений. В построении систем, использующих такой способ применительно к сильнейшим землетрясениям в зонах субдукции, за последнее десятилетие был достигнут существенный прогресс [Wright et al., 2012; Melgar et al., 2016; Ohta et al., 2018]. Система раннего предупреждения о цунами на основе ГНСС-данных в Японии (REGARD) уже начала свою работу и показывает первые реальные результаты [Kawamoto et al., 2016, 2017]. Однако неясными остаются возможность и перспективы применения ГНСС-данных для оперативного моделирования цунами, вызванных землетрясениями с магнитудой менее 8, в первую очередь внутриплитными. Внутриплитные землетрясения вносят свои сложности в работу ГНСС-систем предупреждения о цунами. В системе REGARD, как и в других проектируемых и тестируемых системах, положение поверхности разрыва задается с помощью априорных значений, базирующихся на результатах предыдущих сейсмологических и геолого-геофизических исследований. Эта априорно задаваемая информация может оказаться неточной или даже неверной, особенно в зонах пересечения разломов или при ошибках определения положения эпицентра. Основная цель настоящей работы – на основе численного моделирования выявить основные закономерности, влияющие на возможность оперативного определения по данным ГНСС-наблюдений параметров модели очага землетрясений с магнитудой 7–8, включая положение поверхности разрыва, получить оценки точности и надежности определения этих параметров в зависимости от магнитуды землетрясения, количества и взаимного пространственного расположения ГНСС-станций и эпицентра землетрясения.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Рассматриваемая принципиальная схема применения ГНСС-данных в системах раннего предупреждения о цунами [Hoechner et al., 2013; Blewitt et al., 2009; Ohta et al., 2012] заключается в следующем. После получения информации о землетрясении, а также первых оценок по сейсмическим данным координат эпицентра, глубины гипоцентра и магнитуды, на ближайших к эпицентру ГНСС-станциях рассчитываются косейсмические смещения. Эти величины используются как исходные данные для решения обратной задачи по определению параметров очага землетрясения: оцениваются все или только те параметры, для которых невозможно задать стан-



**Рис. 1.** Модель очага землетрясения.

а – основные параметры модели:  $W$ ,  $L$  – размеры очаговой области,  $U$  – среднее смещение вдоль плоскости сейсморазрыва,  $d$  – глубина очага,  $\alpha$  – азимут простираения плоскости сейсморазрыва (ось  $N$  направлена на север),  $\delta$  – угол падения плоскости,  $\gamma$  – направление смещения в плоскости сейсморазрыва; б – пример неоднородного распределения смещений на поверхности разрыва.

дартные или расчетные значения. К основным определяемым параметрам относятся размер ( $L$  – длина,  $W$  – ширина) и положение поверхности смещения, направление –  $\gamma$ , средняя величина или распределение смещений по поверхности (рис. 1). Положение плоскости сейсморазрыва задается азимутом простираения –  $\alpha$ , углом падения –  $\delta$ , и средней глубиной –  $d$ . По основным параметрам рассчитываются производные характеристики: сейсмический момент  $M_0$  и моментная магнитуда  $M_w$  [Hanks, Kanamori, 1979].

Для расчета инициированных землетрясением постоянных (косейсмических) горизонтальных и вертикальных смещений дна наиболее часто используется известная модель Окады [Okada, 1985], связывающая их с параметрами модели сейсмического очага. Косейсмические смещения дна, наряду с батиметрическими данными, являются основной исходной информацией для моделирования процесса распространения цунами и определения высоты и времени прихода волн на заданные участки побережья [Ohta et al., 2012; Tsushima, Ohta, 2014].

С целью оценки возможностей получения параметров сейсмического очага по ГНСС-данным для вышеуказанного диапазона магнитуд были проведены численные эксперименты, которые состояли из следующей последовательности действий.

1. Задавалось взаимное положение эпицентра землетрясения и ГНСС-станций. Были рассмотрены четыре принципиальных схемы взаимного расположения эпицентра землетрясения и пунктов наблюдений (рис. 2). Количество станций показано условно и варьировалось в широких пределах. Приведенные схемы применимы к большей части потенциальных очагов локальных цунами, угрожающих побережью Дальнего Востока России [Гусяков, 2016; Mackey et al., 2010], хотя фактические расстояния в каждом случае могут значительно отличаться.

2. Фиксировались “эталонные” значения параметров очага, рассчитываемые исходя из величины магнитуды по соотношениям между моментной магнитудой, длиной, шириной очаговой области и величиной смещения [Thingbaijam et al., 2017]. Углы  $\alpha$ ,  $\delta$  и  $\gamma$ , а также глубина гипоцентра  $d$  задавались как случайные величины с равномерным распределением между максимальным и минимальным значениями ( $0^\circ$ – $360^\circ$  для углов  $\alpha$  и  $\gamma$ ,  $10^\circ$ – $80^\circ$  для угла  $\delta$ , 20–50 км для глубины гипоцентра).

3. Генерировались синтетические “наблюденные” косейсмические смещения с использованием модели Окады [Okada, 1985], в соответствии с заданными “эталонными” параметрами модели очага и с учетом типичных среднеквадратических

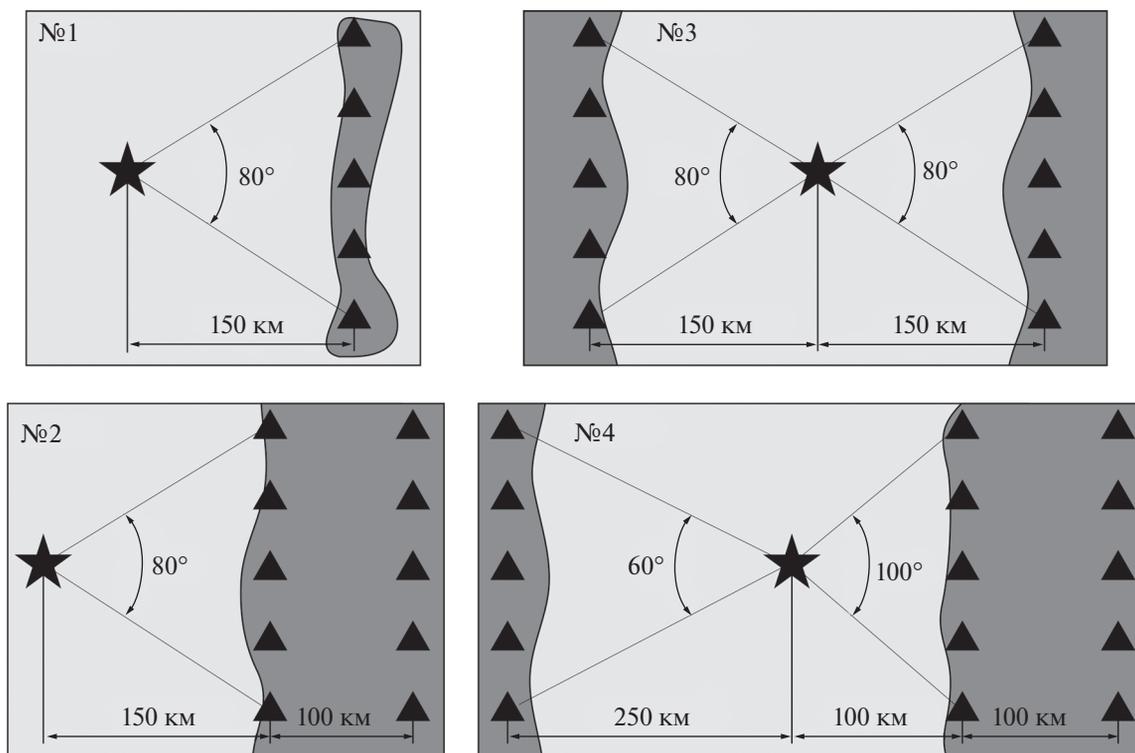


Рис. 2. Схемы взаимного расположения эпицентра землетрясения (звездочка) и пунктов наблюдений (треугольники, количество которых в каждой группе показано условно).

ошибок определения косейсмических смещений [Пупатенко, 2019].

4. Решалась обратная задача по определению параметров модели очага землетрясения путем подбора их значений, минимизирующих суммарную невязку полученных в результате решения обратной задачи и вычисленных на шаге 3 синтетических косейсмических смещений. На первом этапе рассматривались все возможные значения параметров с заданным шагом изменения (0.1 для магнитуды,  $10^\circ$  для углов  $\alpha$  и  $\gamma$ ,  $20^\circ$  для угла  $\delta$ , 10 км для глубины гипоцентра). Найденные таким образом предварительные значения параметров очага затем уточнялись перебором вокруг этих значений, но с меньшим шагом изменения магнитуды (0.03) и углов  $\alpha$ ,  $\delta$  и  $\gamma$  ( $3^\circ$ ). Дополнительно проверялись значения углов  $\alpha$  и  $\gamma$ , отличающиеся от предварительно найденных на  $180^\circ$ . Как показали предварительные результаты, дальнейшее уменьшение шага изменения параметров не имеет смысла, так как практически не приводит к уменьшению получаемых невязок эталонных и рассчитанных значений параметров очага. Время, необходимое на один полный расчет, не превышало одной секунды на персональном компьютере с процессором Intel® Core™ i5-4570.

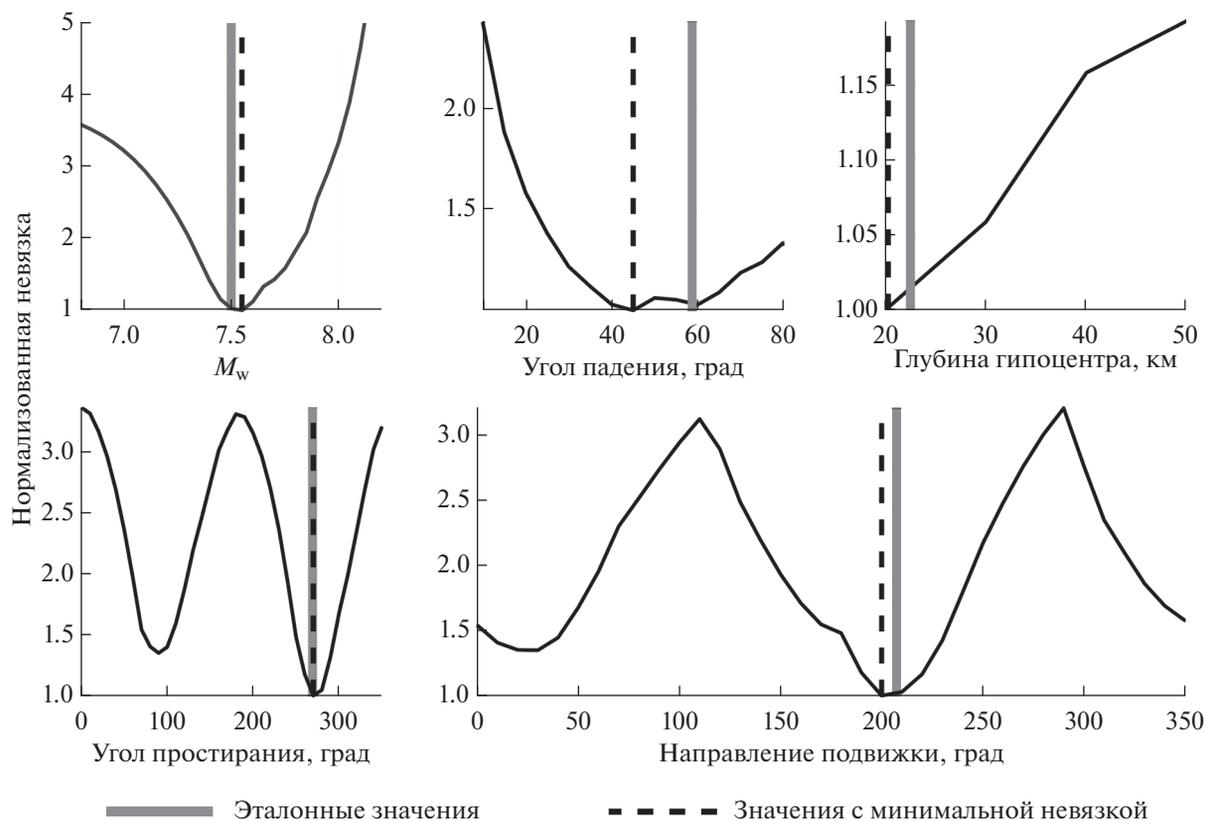
Помимо ошибок определения косейсмических смещений, в стохастическую модель были также включены ошибки определения координат

эпицентра землетрясения путем добавления к их априорным значениям случайной величины с нормальным распределением и среднеквадратическим отклонением 10 км.

Для упрощения и уменьшения времени вычислений на четвертом шаге использовалась модель точечного источника. Это упрощение может приводить к существенным искажениям рассчитываемых деформаций морского дна, но оно было необходимо для сохранения приемлемого времени проведения расчета. В реально проектируемых и гипотетических системах предупреждения о цунами модель точечного источника часто используется как первое приближение [Colombelli et al., 2013]. В модели точечного источника параметры, определяющие размер очаговой области и среднюю амплитуду смещения, теряют свой смысл, и их нет необходимости определять. Поэтому вместо них одним из определяемых параметров была непосредственно моментная магнитуда  $M_w$ .

## ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Здесь и далее рассматривается только наиболее интересный и мало исследованный случай, при котором углы простираения и падения, задающие положение плоскости сейсморазрыва, подлежат определению и не фиксируются априорны-



**Рис. 3.** Пример результатов определения параметров модели очага землетрясения. На каждом графике приведены зависимости нормализованной суммарной средневзвешенной невязки “наблюденных” и синтетических косейсмических смещений от значения параметра. Вертикальными серыми линиями отмечено эталонное значение параметра, пунктирными – значение, определенное с минимальной невязкой в результате решения обратной задачи.

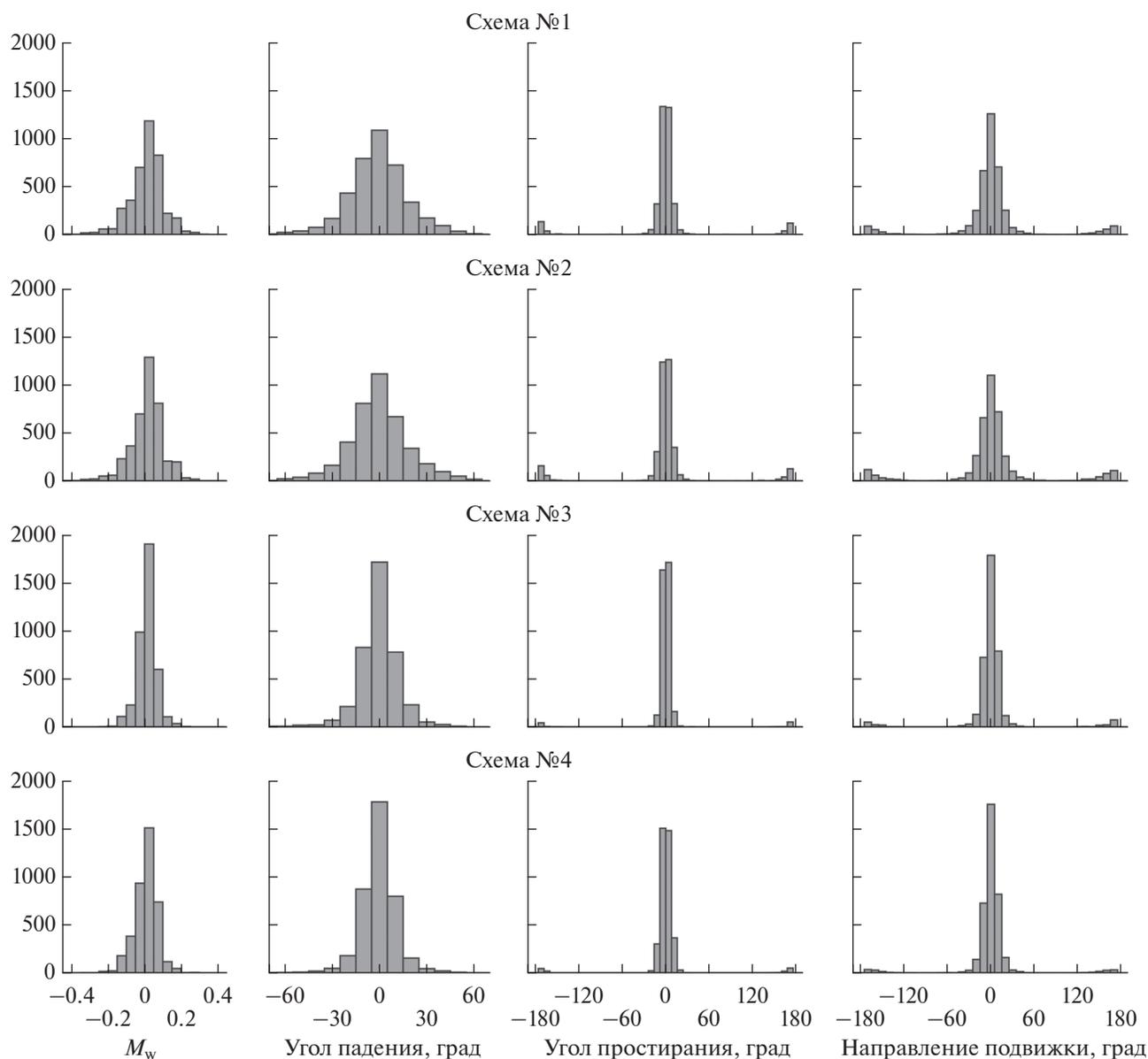
ми значениями. Этот вариант характерен в первую очередь для внутриплитных землетрясений. В этом случае необходимо определять следующие параметры модели очага землетрясения: сейсмический момент  $M_0$  и моментную магнитуду  $M_w$  (принимая точечную модель очага и учитывая ранее описанные соображения), глубину гипоцентра, направление смещения  $\gamma$ , азимут простирания  $\alpha$  и угол падения  $\delta$ .

Были проведены несколько серий численных экспериментов для каждой из принципиальных схем расположения станций, отличающихся количеством ГНСС-станций. Результаты показывают, что удовлетворительный результат теоретически можно получить даже при малом количестве станций, начиная с трех–четырех. Увеличение количества станций ожидаемо ведет к уменьшению невязок. Далее будут показаны результаты, полученные при использовании 32 станций. Влияние количества станций на получаемый результат обсуждается отдельно.

На рис. 3 приведен пример результатов одного расчета. Для статистического анализа формировались выборки невязок определения параметров модели очага. Каждая выборка содержит резуль-

таты 4000 расчетов, ей соответствуют определенное количество ГНСС-станций, одна из четырех приведенных на рис. 2 схем их расположения, а также фиксированное “эталонное” значение моментной магнитуды (от 7 до 8 с шагом 0.1).

На рис. 4 приведены примеры гистограмм невязок определения параметров модели очага землетрясения (при магнитуде  $M_w = 7.4$ ). Необходимо отметить, что некоторое количество невязок углов  $\alpha$  и  $\gamma$  имеет значения порядка  $180^\circ$ , а невязки величиной  $\pm 60^\circ - 120^\circ$  практически отсутствуют. Для предотвращения искажения рассчитываемых среднеквадратических ошибок (СКО) параметров модели очага, мы выделяли невязки, превышающие по модулю  $90^\circ$ , как “выбросы” и, зафиксировав их количество, исключали их из анализа. При этом само наличие невязок величиной  $\pm 170^\circ - 180^\circ$  в углах  $\alpha$  и/или  $\gamma$  не означает, что построенная модель очага землетрясения в корне неверна. Она может быть адекватна решаемой задаче, особенно когда значения угла падения плоскости близки к  $90^\circ$ , а невязки порядка  $\pm 180^\circ$  получены в обоих углах  $\alpha$  и  $\gamma$ . Более подробный анализ причин и последствий появления этих невязок выходит за рамки данной работы и не про-



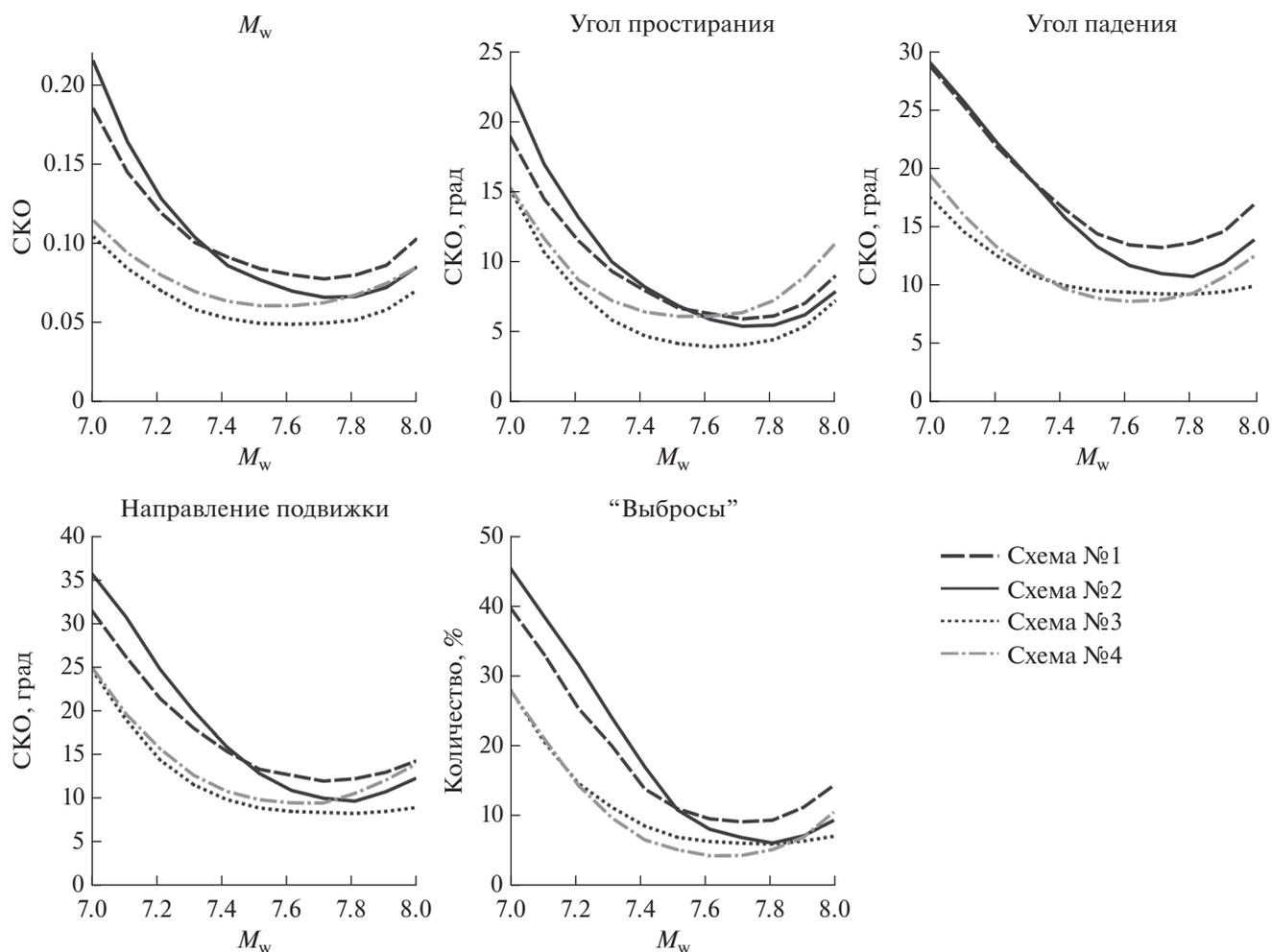
**Рис. 4.** Гистограммы невязок определения параметров модели очага землетрясения при  $M_w = 7.4$  и использовании 32 ГНСС-станций.

водился. На рис. 5 приведены полученные зависимости СКО параметров, а также количества “выбросов” от магнитуды землетрясения. На рис. 6 показаны зависимости СКО параметров очага землетрясения от количества станций для каждого из четырех вариантов расположения ГНСС-станций (при  $M_w = 7.4$ ).

Приведенные на рис. 4–6 результаты показывают, что точность получения различных параметров существенно отличается. С относительно малыми СКО определяется магнитуда (СКО  $\leq 0.2$  даже при  $M_w = 7$ , СКО = 0.05–0.10 при  $M_w \geq 7.4$ ), это показывает, что ГНСС-сети могут быть эффективно использованы, как минимум, для полу-

чения альтернативной оперативной (и весьма точной) оценки магнитуды сильного землетрясения, при этом из априорных данных необходимы только координаты эпицентра. Также достаточно точно определяется направление простирания плоскости сейморазрыва. Значительно хуже определяется направление смещения в плоскости сейморазрыва и, особенно, угол падения, хотя именно эти параметры, наряду с магнитудой, в значительной степени определяют величины косейсмических смещений морского (океанического) дна и в итоге высоту волн цунами на побережье.

Из рис. 5 и 6 видно, что более широкое азимутальное распределение ГНСС-станций относи-



**Рис. 5.** Зависимости среднеквадратических ошибок магнитуды, угла простирания, угла падения и направления смещения в плоскости сейсморазрыва, а также количества “выбросов” от “эталонного” значения магнитуды землетрясения (при использовании 32 ГНСС-станций).

тельно эпицентра (схемы 3 и 4) предпочтительно и позволяет до 1.5 раз уменьшить СКО определения углов  $\delta$  и  $\gamma$ , до двух раз уменьшить СКО определения магнитуды и количество “выбросов”. Эти схемы, однако, применимы в очень ограниченных случаях, например, для северо-восточной части Японского моря, включая Татарский пролив.

Как видно из рис. 5, СКО параметров перестают уменьшаться при достижении магнитуды 7.6–7.8, а при дальнейшем ее увеличении даже немного возрастают. Очевидно, что это следствие использования точечной модели очага землетрясения, поскольку при  $M_w \geq 7.8$  реальные размеры очаговой зоны становятся сопоставимы с принятыми в схемах расстояниями до ближайших ГНСС-станций. Эта проблема может быть решена либо введением ограничения на минимальное расстояние от эпицентра до ГНСС-станций, либо использованием (хотя бы для таких магнитуд) более сложных моделей очаговой зоны, что существенно

увеличивает сложность и трудоемкость решения обратной задачи.

Анализ зависимостей СКО определения параметров очага землетрясения от количества станций показывает, что увеличение количества станций значительно повышает надежность определения параметров очага (уменьшается количество “выбросов”), но дает достаточно медленное увеличение точности их получения. Заметное снижение СКО искомых параметров наблюдается при включении в ГНСС-сеть более 8 станций.

Необходимо отметить, что ошибки в определении отдельных параметров, очевидно, взаимосвязаны, следовательно, значения СКО параметров очага землетрясения не позволяют напрямую оценить ожидаемые ошибки определения смещений морского дна. Этот вопрос остался за рамками настоящей работы.

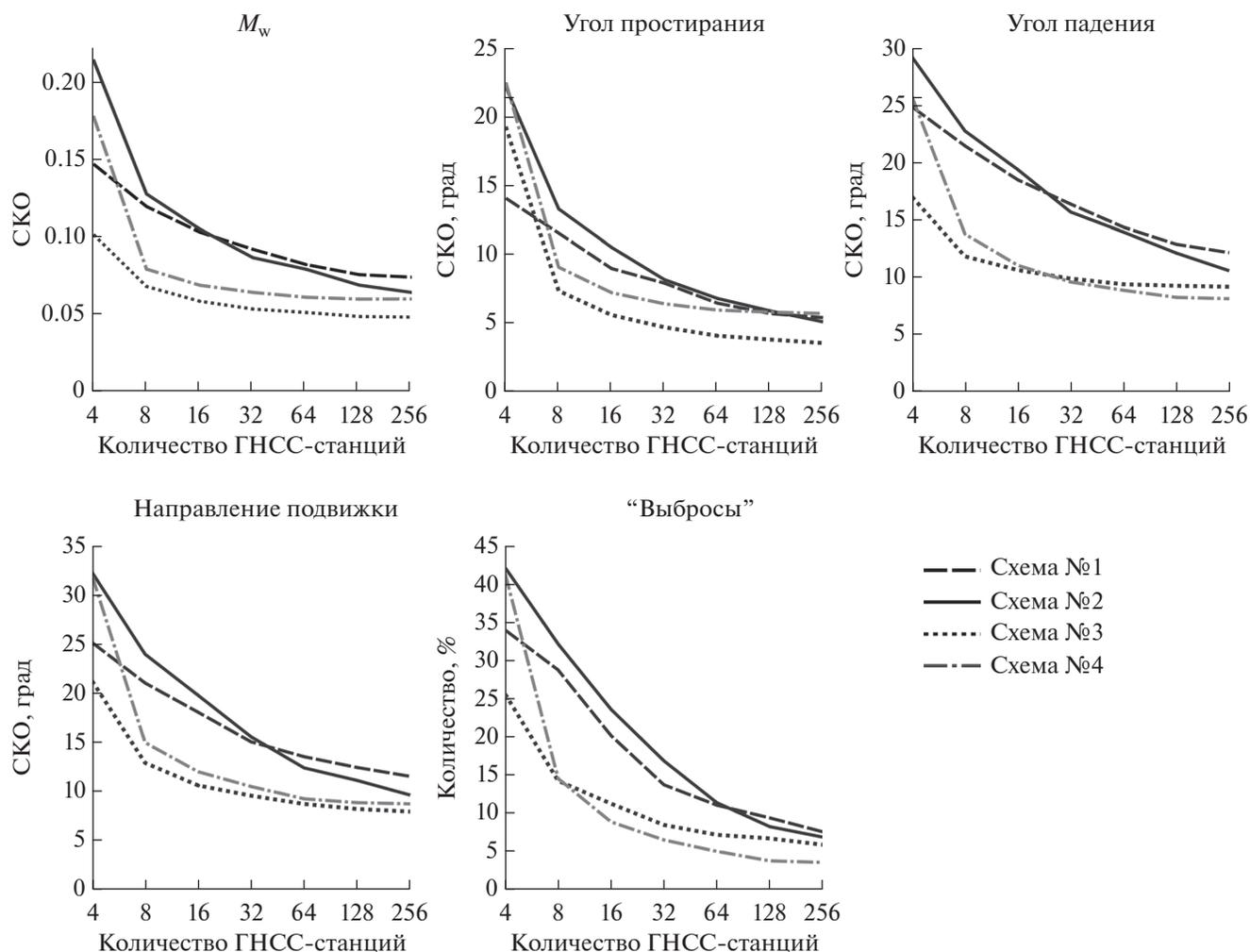


Рис. 6. Зависимости среднеквадратических ошибок магнитуды, угла простираания, угла падения и направления смещения в плоскости сейсморазрыва, а также количества "выбросов" от количества используемых ГНСС-станций (при  $M_w = 7.4$ ).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в работе результаты численных экспериментов показывают, что практическая реализация систем, определяющих по ГНСС-данным все основные параметры модели очага землетрясения с магнитудой 7.2–7.4 и выше, включая положение плоскости сейсморазрыва, вполне возможна. Их эффективность зависит от многих факторов, в первую очередь от количества ГНСС-станций, их расположения относительно эпицентра сейсмического события, точности априорной информации.

Одна из главных проблем, тормозящих развитие и широкое практическое внедрение таких систем, — относительно невысокая надежность определения параметров очага землетрясения. Полученные результаты показывают, что этот показатель не превышает 90%, даже когда азимутальное распределение ГНСС-станций близко к опти-

мальному. Частично эту проблему может решить значительное увеличение количества ГНСС-станций вместе с отказом от использования точечной модели очага.

Тем не менее, ГНСС-данные необходимо как можно быстрее внедрять в работу служб предупреждения о цунами, особенно в тех регионах, где уже существуют более или менее плотные постоянно действующие ГНСС-сети и высока степень возникновения цунамигенных землетрясений. Даже в тестовом режиме, эта технология может служить, как минимум, в качестве источника дополнительной независимой и достаточно точной оценки моментной магнитуды землетрясения. В процессе тестовой эксплуатации будет накоплен столь необходимый практический и теоретический опыт использования и калибровки таких систем как на реальных цунамигенных землетрясениях, так и сейсмических событиях, не генериру-

ющих цунами. По нашему мнению, создание такой системы, например, на полуострове Камчатка – уже вполне технически решаемая задача.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Е.С. Ступаковой за помощь в оформлении рисунков.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и Института прикладной математики ДВО РАН, а также при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00178.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абубакиров И.Р., Павлов В.М., Федосеева Е.Н.* Устойчивая оценка магнитуды  $M_{wp}$  умеренных и сильных землетрясений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2016. Т. 30. № 2. С. 54–65.
- Гусяков В.К.* Цунами на Дальневосточном побережье России: историческая перспектива и современная проблематика // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1601–1615.  
<https://doi.org/10.15372/GiG20160901>
- Павлов В.М., Абубакиров И.Р.* Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2012. № 2. С. 149–158.
- Поплавский А.А., Храмушин В.Н.* Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.
- Пупатенко В.В.* Точность оперативного определения по ГНСС-данным статических смещений, вызванных землетрясениями // Успехи современного естествознания. 2019. № 3. С. 78–83.  
<https://doi.org/10.17513/use.37074>
- Шикотанское землетрясение и цунами 4(5) октября 1994 года. Хроника событий, анализ последствий и современное состояние проблемы: сборник статей / Под ред. И.Н. Тихонова, Г.В. Шевченко. Южно-Сахалинск: ФГБУН ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 128 с.
- An C., Meng L.* Application of array backprojection to tsunami prediction and early warning // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 8. P. 3677–3685.  
<https://doi.org/10.1002/2016GL068786>
- Blewitt G., Hammond W.C., Kreemer C. et al.* GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems // J. Geod. 2009. V. 83. № 3–4. P. 335–343.  
<https://doi.org/10.1007/s00190-008-0262-5>
- Colombelli S., Allen R.M., Zollo A.* Application of real-time GPS to earthquake early warning in subduction and strike-slip environments // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. V. 118. № 7. P. 3448–3461.  
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50242>
- Hanks T.C., Kanamori H.* A moment magnitude scale // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B5. P. 2348–2350.  
<https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Hoechner A., Ge M., Babeyko A.Y. et al.* Instant tsunami early warning based on real-time GPS – Tohoku 2011 case study // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2013. V. 13. № 5. P. 1285–1292.  
<https://doi.org/10.5194/nhess-13-1285-2013>
- Inazu D., Waseda T., Hibiya T. et al.* Assessment of GNSS-based height data of multiple ships for measuring and forecasting great tsunamis // Geosci. Lett. 2016. V. 3. № 25. P. 1–13.  
<https://doi.org/10.1186/s40562-016-0059-y>
- Inazu D., Ikeya T., Waseda T. et al.* Measuring offshore tsunami currents using ship navigation records // Prog. Earth Planet. Sci. 2018. V. 5. № 38. P. 1–11.  
<https://doi.org/10.1186/s40645-018-0194-5>
- Kato T., Terada Y., Kinoshita M. et al.* Real-time observation of tsunami by RTK-GPS // Earth, Planets and Space. 2000. V. 52. № 10. P. 841–845.  
<https://doi.org/10.1186/BF03352292>
- Kato T., Terada Y., Ito K. et al.* Tsunami due to the 2004 September 5th off the Kii peninsula earthquake, Japan, recorded by a new GPS buoy // Earth, Planets and Space. 2005. V. 57. № 4. P. 297–301.  
<https://doi.org/10.1186/BF03352566>
- Kawamoto S., Hiyama Y., Ohta Y. et al.* First result from the GEONET real-time analysis system (REGARD): the case of the 2016 Kumamoto earthquakes // Earth, Planets and Space. 2016. V. 68. № 190. P. 1–12.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-016-0564-4>
- Kawamoto S., Ohta Y., Hiyama Y. et al.* REGARD: A new GNSS-based real-time finite fault modeling system for GEONET // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. V. 122. № 2. P. 1324–1349.  
<https://doi.org/10.1002/2016JB013485>
- Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E. et al.* Seismicity Map of Eastern Russia, 1960–2010 // Seismol. Res. Lett. 2010. V. 81. № 5. P. 761–768.  
<https://doi.org/10.1785/gssrl.81.5.761>
- Melgar D., Bock Y., Crowell B.W.* Real-time centroid moment tensor determination for large earthquakes from local and regional displacement records // Geophys. J. Int. 2012. V. 188. № 2. P. 703–718.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05297.x>
- Melgar D., Allen R.M., Riquelme S. et al.* Local tsunami warnings: Perspectives from recent large events // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 3. P. 1109–1117.  
<https://doi.org/10.1002/2015GL06710>
- Ohta Y., Kobayashi T., Tsushima H. et al.* Quasi real-time fault model estimation for near-field tsunami forecasting based on RTK-GPS analysis: Application to the 2011 Tohoku-Oki earthquake ( $M_w$  9.0) // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2012. V. 117. B02311.  
<https://doi.org/10.1029/2011JB008750>
- Ohta Y., Inoue T., Koshimura S. et al.* Role of Real-Time GNSS in Near-Field Tsunami Forecasting // J. Disaster Res. 2018. V. 13. № 3. P. 453–459.  
<https://doi.org/10.20965/jdr.2018.p0453>

Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.

O’Toole T.B., Valentine A.P., Woodhouse J.H. Centroid-moment tensor inversions using high-rate GPS waveforms // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 191. № 1. P. 257–270.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05608.x>

Thingbaijam K.K.S., Martin Mai P., Goda K. New Empirical Earthquake Source-Scaling Laws // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2017. V. 107. № 5. P. 2225–2246.  
<https://doi.org/10.1785/0120170017>

Tsushima H., Ohta Y. Review on near-field tsunami forecasting from offshore tsunami data and onshore GNSS data for tsunami early warning // *J. Disaster Res.* 2014. V. 9. № 3. P. 339–357.

<https://doi.org/10.20965/jdr.2014.p0339>

Wright T.J., Houlié N., Hildyard M. et al. Real-time, reliable magnitudes for large earthquakes from 1 Hz GPS precise point positioning: The 2011 Tohoku-Oki (Japan) earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. L12302.

<https://doi.org/10.3929/ethz-a-007604243>

## Implementation of Global Navigation Satellite Systems for the Early Tsunami Warning Caused by the Magnitude 7–8 Earthquakes

V. V. Pupatenko<sup>1,\*</sup> and N. V. Shestakov<sup>2,3,\*\*</sup>

<sup>1</sup>*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Kim-Yu-Chena str., 65, Khabarovsk, 680000 Russia*

<sup>2</sup>*Far Eastern Federal University, Sukhanova str., 8, Vladivostok, 690950 Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Applied Mathematics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Radio str., 7, Vladivostok, 690041 Russia*

\*e-mail: [pvv2.dv@gmail.com](mailto:pvv2.dv@gmail.com)

\*\*e-mail: [shestakov.nv@dfyu.ru](mailto:shestakov.nv@dfyu.ru)

The rapid and reliable tsunami forecasting for the regions close to the epicenter of the earthquake remains the unsolved problem. The only method of rapid tsunami hazard estimation used in Russia is the magnitude criterion. It leads to the enormous amount of false alarms. One of the most promising new method is the earthquake source parameters modeling based on the co-seismic slips calculated at the coastal Global Navigation Satellite Systems (GNSS) stations. In this paper, we focus on the possibility of using this method for the magnitude 7–8 intraplate earthquakes, for which it is necessary to determine the rupture plane orientation. Based on the numerical experiments, we obtained estimates of the accuracy and reliability of the earthquake parameters determination depending on the magnitude, number and relative position of GNSS stations. We show that it is possible to determine all the main parameters of the source model of the  $M \geq 7.4$  earthquake, based on the GNSS data. We conclude that it is advisable to use GNSS data in tsunami warning systems, at the initial stage in test mode.

*Keywords:* GNSS, tsunami, tsunami early warning, tsunami false alarms, earthquake source

УДК 553.078.2

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2021 г. С. О. Феофилактов<sup>а</sup>, \*, С. Н. Рычагов<sup>а</sup>, \*\*, В. А. Логинов<sup>а</sup>, Ю. Ю. Букатов<sup>а</sup>,  
И. А. Нуждаев<sup>а</sup>, М. А. Клементьев<sup>а</sup>, Д. К. Денисов<sup>а</sup>

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

\*e-mail: serg415@kscnet.ru

\*\*e-mail: rychn@kscnet.ru

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.

После доработки 08.06.2020 г.

Принята к публикации 22.10.2020 г.

Проведены комплексные геофизические исследования на площади Паужетской гидротермальной системы и прилегающей территории с целью выделения термоконтролирующих геологических структур до глубины 10–15 км. Согласование результатов вертикального электрического и электромагнитных зондирований, магнитометрических и гравиметрических исследований и обобщение геолого-геофизических данных позволило разработать модель слоисто-блокового строения района Паужетской гидротермальной системы. Дано объяснение высокой степени раздробленности (проницаемости) верхних горизонтов земной коры в структуре современной гидротермальной системы и геотермального месторождения. На глубине от 3–4 до 8–9 км выделен горизонт разуплотненных пород, который может служить источником теплового питания известных и скрытых температурных аномалий Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района Южной Камчатки.

*Ключевые слова:* геотермальный район, гидротермальная система, геотермальное месторождение, блоковая структура, газо-водный флюид, тепловое питание

DOI: 10.31857/S020303062101003X

### ВВЕДЕНИЕ

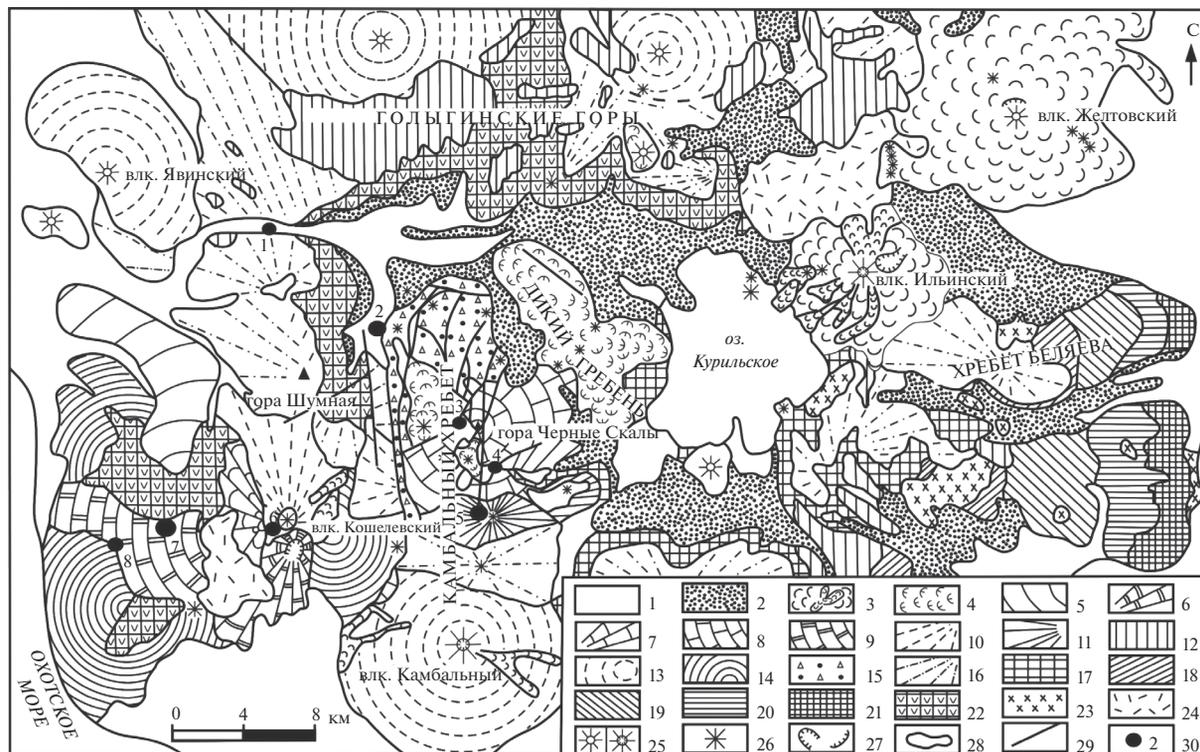
Современные гидротермальные системы вулканических островных дуг представляют большой интерес в связи с приуроченностью к глубинным разломам и зонам сочленения региональных тектонических структур [Рычагов, 2003, 2014; Benz et al., 1992; Clarke et al., 2009; Gianelli et al., 1997; Stimac et al., 2001]. Во многих странах мира разведаны и эксплуатируются геотермальные месторождения с установленной мощностью ГеоЭС более 100 МВт. В отдельных случаях мощность геотермальных электрических станций достигает 1500 МВт (Гейзерс, США [Lund et al., 2005]). Прогнозные ресурсы тепловой и электрической энергии, контролируемые современными гидротермальными системами, оцениваются во многие порядки больше [Lund, Boyd, 2015].

На Камчатке выделены и изучены различными методами, в т.ч. структурно-геофизическими, более двадцати высоко- и низкотемпературных гидротермальных систем и геотермальных месторождений [Геотермальные ..., 2005; Комплексные ..., 1985; Стратегия ..., 2001]. Эксплуатируются Паратунское, Мутновское, Эссовское и Паужетское геотермальные месторождения. В туристических и

бальнеологических целях используются Больше-Банное, Карымшинские, Асачинские, Опалинские, Пущинские и многие другие источники термальных вод. История изучения современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений на Камчатке хорошо описана в ряде работ [Гидротермальные ..., 1976; Рычагов, 2017; Феофилактов и др., 2017].

Несмотря на большой комплекс проведенных исследований в Мутновско-Жировском, Паратунском, Банно-Карымчинском и Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальных районах Южной Камчатки практически для всех изученных объектов остается открытым ключевой в области геотермии вопрос: какова глубинная геологическая структура гидротермальных систем. Решение этого вопроса может позволить реконструировать источник геотермального теплоносителя.

Задача авторского коллектива состояла в выделении геологических структур, контролирующих перенос тепла в районе Паужетской гидротермальной системы на глубинах до 10–15 км.



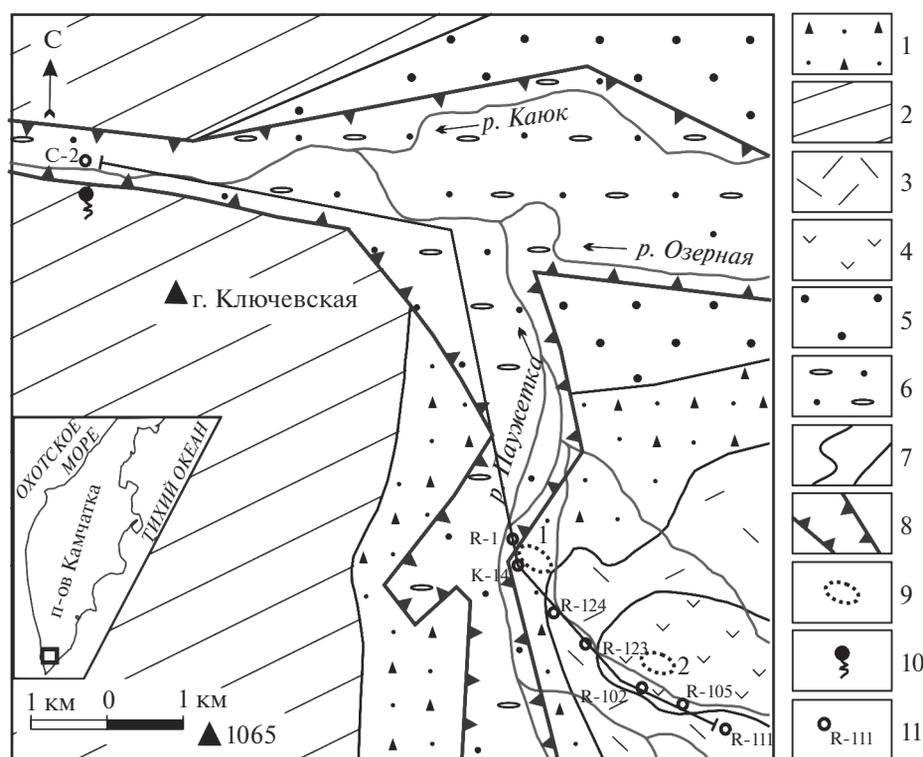
**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального (рудного) района [Белоусов, 1978], с изменениями.

1–3 – голоценовые отложения: 1 – аллювиальные, пролювиальные и ледниковые, 2 – пирокластические пемзовые, 3 – базальты и андезитобазальты действующих вулканов и отдельные потоки лав; 4–6 – верхнеплейстоцен-голоценовые отложения: 4 – дацитовые и риолитовые экструзивные куполы и их лавовые потоки, 5 – андезиты Восточно-Кошелёвского вулкана, 6 – андезитобазальты Центрально-Кошелёвского вулкана; 7, 8 – верхнеплейстоценовые отложения: 7 – андезиты вулкана Валентин, 8 – андезитобазальты вулкана Черные Скалы; 9–12 – среднеплейстоценовые отложения: 9 – андезиты Западно-Кошелёвского вулкана, 10 – базальты Древне-Кошелёвского вулкана, 11 – андезитобазальты Камбального хребта, 12 – игнибриды и спекшиясы туфы риодацитов и риолитов Гольгинского хребта; 13 – нижне-среднеплейстоценовые вулканы базальтового и андезитобазальтового составов; 14 – нижнеплейстоценовые лавы и туфы базальтов и андезитобазальтов; 15, 16 – верхнеплиоцен-средне- и нижнеплейстоценовые отложения: 15 – вулканогенно-осадочные породы паужетской свиты, 16 – лавы и туфы древних вулканов; 17–21 – верхнемиоцен-нижнеплиоценовые осадочно-вулканогенные отложения: 17 – конгломераты и песчаники, реже туфы и лавы базальтов, 18 – туфы и лавы базальтов, туфоконгломераты, 19 – туфобречки и туфоконгломераты, 20 – грубообломочные туфы и лавы базальтов, 21 – песчаники и конгломераты, реже туфы; 22 – миоценовые, преимущественно вулканогенные, нерасчлененные отложения; 23 – верхнемиоцен-плиоценовые субвулканические интрузии диоритов и диоритовых порфириров; 24 – рыхлые отложения различного генезиса и возраста; 25–27 – вулканические морфоструктуры: 25 – конусы вулканов (а – простые, б – с вершинным кратером), 26 – шлаковые конусы, мелкие моногенные вулканы и экструзии, 27 – кальдеры и остатки бортов кальдер; 28 – литологические границы; 29 – разрывные тектонические нарушения; 30 – крупные термопроявления (1 – Первые Горячие Ключи; 2 – Паужетское геотермальное месторождение; 3–5 – группы термальных полей Камбального хребта: 3 – Северо-Камбальная, 4 – Центрально-Камбальная, 5 – Южно-Камбальная; 6, 7 – термоаномалии Кошелёвского вулканического массива: 6 – Верхне-Кошелёвская, 7 – Нижне-Кошелёвская; 8 – Сивучинские термальные источники).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Характеристика геологической структуры Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального (рудного) района Южной Камчатки (рис. 1), длительноживущей гидротермально-магматической и современной Паужетской гидротермальной системы, а также одноименного геотермального месторождения дана в работах [Белоусов,

1978; Гидротермальные ..., 1976; Долгоживущий ..., 1980; Паужетские ..., 1965; Рычагов, 2014; Рычагов и др., 2009; Структура ..., 1993]. Однако многие исследования носят либо региональный характер, либо посвящены детальному изучению отдельных блоков геотермального месторождения. В настоящей статье с целью решения сформулированной выше основной задачи представим обобщенные данные о строении гидротермальной системы и зоне ее сочленения с другими геологическими структурами района.



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта района Паужетской гидротермальной системы. Составлена С.Н. Рычаговым на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований. 1 – Паужетская свита; 2 – магматический комплекс г. Ключевской; 3, 4 – лаво-экструзивные комплексы Камбального вулканического хребта: 3 – дациты и риолиты, 4 – андезиты и андезибазальты; 5 – пемзовые отложения верхнечетвертичного возраста; 6 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 7 – литологические границы; 8 – границы грабенов (Озерновского и Паужетского); 9 – основные термальные поля: 1 – Верхне-Паужетское, 2 – Восточно-Паужетское; 10 – Первые Горячие Ключи (Пионерлагерь); 11 – глубокие геотермальные скважины и их номера.

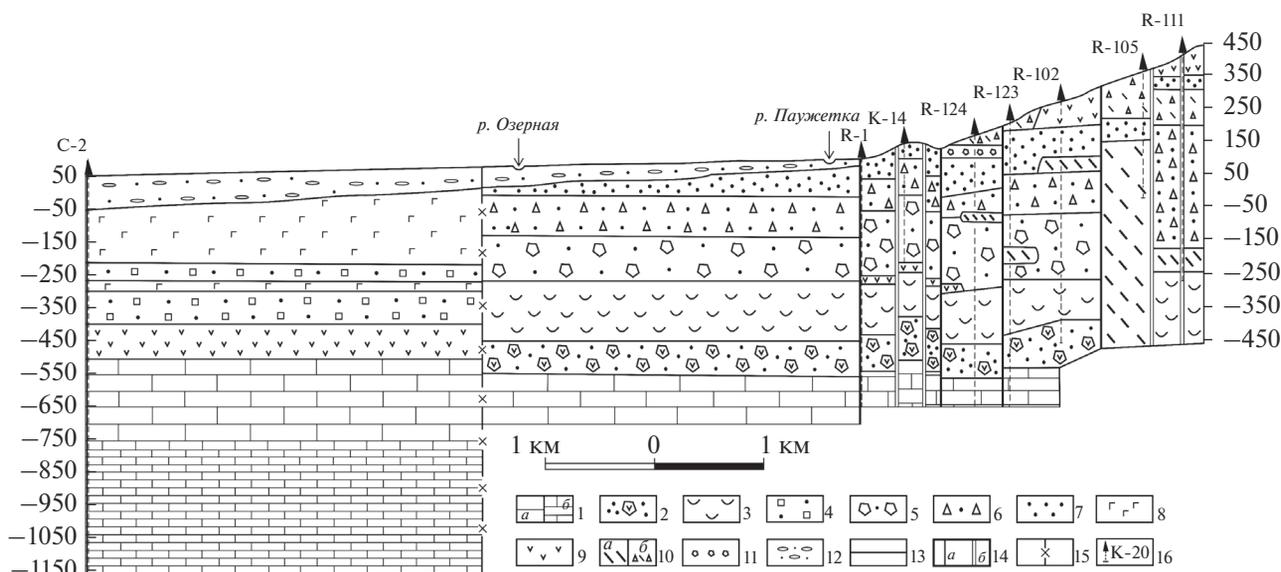
Современная Паужетская гидротермальная система расположена в одноименной вулканотектонической депрессии [Долгоживущий ..., 1980]. Геологический блок, вмещающий систему, на западе граничит с магматическим комплексом г. Ключевской (рис. 2). Комплекс, вероятно, имеет ниже- или среднечетвертичный возраст [Долгоживущий ..., 1980]. Структуру гидротермальной системы во многом определяет резургентное тектоно-магматическое поднятие вулканического хребта Камбальный средне-верхнечетвертичного возраста [Структура ..., 1993]. Геологический разрез разбит на субвертикальные тектонические блоки, последовательно вздернутые по направлению к осевой зоне хребта (рис. 3). Общая амплитуда поднятия составляет не менее 1000–1200 м. По-видимому, к этому же средне-верхнечетвертичному этапу развития геологической структуры района относится образование Паужетского и Озерновского грабенов, являющихся западной и северной границами хребта Камбальный.

Паужетская гидротермальная система относится к системам вододоминирующего гидродинамического типа [Паужетские ..., 1965; Структура ..., 1993]. В ее геологической структуре выделя-

ются два водовмещающих комплекса: нижний приурочен к агломератовым туфам алнейской серии, верхний – к двум литологическим горизонтам (нижне- и среднепаужетской подсвитам), см. рис. 3. Субвертикальные разрывные тектонические нарушения служат зонами перетока напорных термальных вод из нижнего водовмещающего комплекса в верхний. Ранее нами было показано, что основные восходящие потоки перегретых (до 220–230°C в нижнем комплексе) гидротерм локализуются в структуре субкольцевых приподнятых блоков горных пород [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2017]. Вероятнее всего, такие блоки имеют тектоно-магматическую природу. Однако остаются неясными глубина заложения структур, контролирующих перенос тепла, и их строение в основании геологического разреза.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексные геофизические исследования проведены с помощью методов вертикального электрического, магнитотеллурического и аудиомангнитотеллурического зондирования; магнитометрической съемки и гравиметрии.

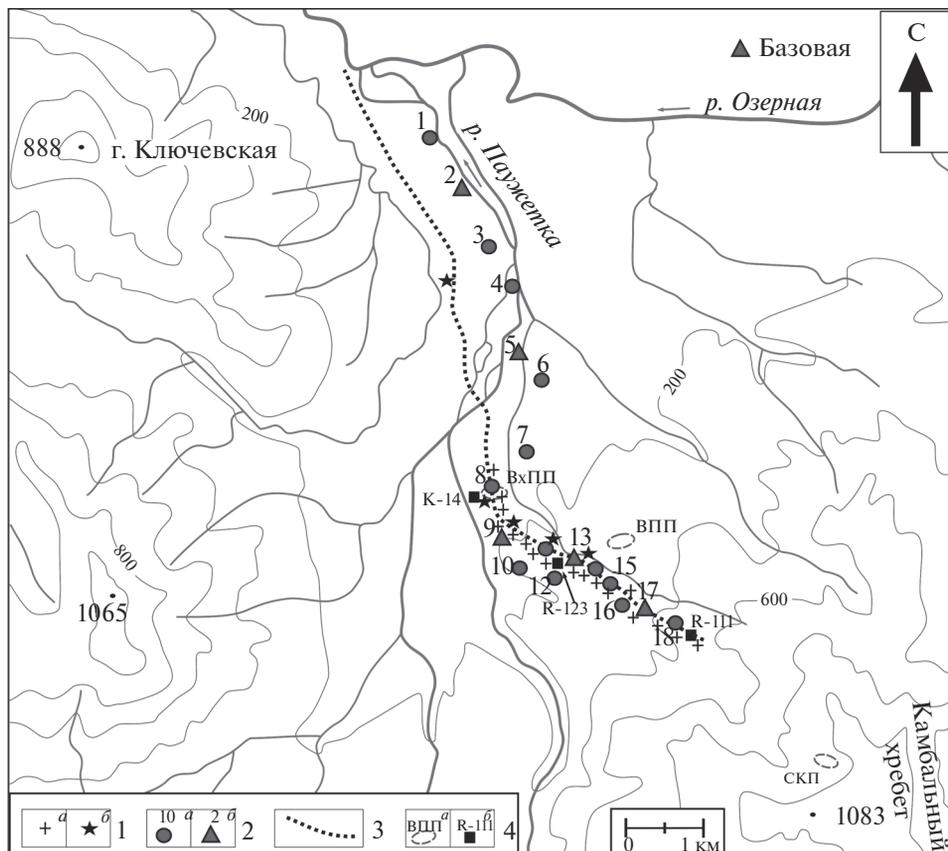


**Рис. 3.** Геологический разрез района Паужетской гидротермальной системы. Составлен С.Н. Рычаговым на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований.  
 1 – вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники анавайской серии (*a* – с прослоями гравелитовой размерности, *b* – мелко-тонкообломочные отложения основания разреза); 2 – агломератовые туфы (туфобрекчии) андезибазальтового состава, алнейская серия; 3 – риолитовые кристаллолитовитрокластические псефитовые туфы, гольтгинская свита; 4 – нерасчлененные туфы и туффиты паужетской свиты; 5 – грубообломочные литовитрокластические туфы андезитового состава, нижнепаужетская подсвита; 6 – псефитовые туфы андезидацитового состава, среднепаужетская подсвита; 7 – туфогенноосадочные отложения дацитового и андезидацитового состава, верхнепаужетская подсвита; 8 – базальты магматического комплекса г. Ключевской, предположительно среднечетвертичного возраста; 9 – андезибазальты, предположительно алнейской серии; 10 – средне-верхнечетвертичные экструзии (*a*) и лавы (*b*) дацитов; 11 – лавобрекчии оснований потоков лав и краевых частей экструзивных тел; 12 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 13 – литологические и интрузивные границы; 14 – тектонические нарушения (*a* – разломы, *b* – зоны повышенной трещиноватости пород); 15 – условная граница Ключевского магматического комплекса (левая часть разреза) и литологического комплекса Паужетской вулcano-тектонической депрессии; 16 – поисковые и разведочные скважины.

**Вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ)** выполнены симметричной четырехэлектродной расстановкой (AMNB). Максимальный полуразнос питающей линии ( $AB/2$ ) изменялся в пределах 250–500 м. Зондирования выполнены в 43 точках с нерегулярным шагом по профилю с северо-запада на юго-восток (рис. 4). На каждом пункте проведено от 15 до 17 измерений, что позволило получить детальные кривые зондирования. Выполнено 5 пунктов ВЭЗ с максимальным разносом  $AB/2 = 1500$  м. Питающие линии располагались вдоль профиля. Использовалась современная электроразведочная аппаратура: многофункциональный измеритель МЭРИ-24 (ООО “Северо-Запад”, Россия), электроразведочный генератор ВП-1000 (ООО “Элгео”, Россия). Камеральная обработка данных проведена в специализированном программном пакете IPI2win (ООО “Геотех”, Россия). Ошибка измерений  $\leq 3\%$  по одному пункту зондирования. Значение невязки между теоретической и практической кривыми ВЭЗ  $\leq 5\%$ .

**Электромагнитные исследования** выполнены методами аудио-магнитотеллурического (АМТЗ) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Комплект измерительного оборудования состоял

из двух пятиканальных станций MTU-5A (Phoenix Geophysics, Канада), которые регистрируют электрические ( $E_x, E_y$ ) и магнитные ( $H_x, H_y, H_z$ ) компоненты естественного электромагнитного поля. Диапазон регистрируемых периодов от 0.0001 до 1000 с. Регистрация электрического поля проводилась с использованием четырехэлектродной крестообразной установки с заземленными слабополяризуемыми электродами. Длина измерительных линий для АМТЗ составила 50 м, для МТЗ – 90 м. Азимуты приемных линий выбраны  $0^\circ$  и  $90^\circ$ . Измерения выполнены в 18 пунктах (АМТЗ – 18, МТЗ – 5), расстояние между которыми составило 200–700 м (см. рис. 3). Для уменьшения влияния антропогенных и ветровых помех использовалась синхронная запись с удаленной базовой станцией. Обработка полученных данных проводилась с использованием специального пакета программ [Rodi, Mackie, 2001]. В результате были получены тензоры импеданса, кривые импеданса и фазы импеданса [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Точность определения тензора импеданса составляет первые проценты, точность определения фазы импеданса – первые градусы. По компонентам тензора импеданса



**Рис. 4.** Схема расположения пунктов геофизических исследований.

1 – пункты ВЭЗ с разносами питающей линии 1 км (а) и с разносами питающей линии 3 км (б); 2 – электроразведочные работы методами АМТЗ (а) и МТЗ (б) с указанием номеров пунктов; 3 – пункты гравиметрических работ, по которым сделаны магнитометрические исследования с более частым шагом; 4 – основные термальные поля (а): ВхПП – Верхне-Паужетское, ВПП – Восточно-Паужетское, СКП – Северо-Камбальное, скважины и их номера (б).

рассчитаны полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов и параметра неоднородности, по которым можно судить о геоэлектрической неоднородности среды. В диапазоне частот от 0.0001 до 15 Гц полярные диаграммы основного импеданса имеют форму близкую к кругу, значения дополнительного импеданса невелики. На высоких периодах диаграмма основного импеданса приобретает вид овала с сжатием в виде восьмерки. Диаграмма дополнительного импеданса имеет вид четырехлепестковой розочки. Параметр неоднородности на высоких частотах имеет значения от 0.05 до 0.15, что говорит о квазиоднородности, и возрастает в низкочастотной области: это связано с влиянием геологических структур. Минимальные оси дополнительного импеданса на низких частотах совпадают с осями диаграммы основного импеданса. Это свидетельствует о том, что геоэлектрическую среду можно аппроксимировать как двумерно-неоднородную.

**Магниторазведочные исследования** на площади Паужетской гидротермальной системы проводились нами неоднократно [Нуждаев, Феофилак-

тов, 2014; Феофилактов и др., 2017]. Однако в настоящей работе выполнены дополнительные измерения по основному профилю (см. рис. 4) с целью согласования характеристик аномального магнитного поля с гравиметрическими и геоэлектрическими данными. Шаг измерений составил 4–5 м. Использовались магнитометры GSM-19W на эффекте Оверхаузера (GEM Systems, Канада): один прибор – в качестве магнитовариационной станции, второй – для рядовых измерений, что позволило увеличить скорость и повысить качество съемки. Погрешность показаний между приборами  $\leq 0.1$  нТл.

**Гравиметрическая съемка** проведена автоматическим микропроцессорным гравиметром CG-5 Autograv (Scintrex, Канада). Диапазон измерений прибора  $>7000$  мГал, разрешающая способность при снятии показаний 0.001 мГал. Наблюдения выполнены по профилю с шагом 100 м (см. рис. 3). Контрольные измерения составили 15%, среднеквадратичная погрешность – 0.03 мГал. Геодезическое обеспечение осуществлялось GPS станциями Leica GR 10 с антеннами AR 10. Одна станция

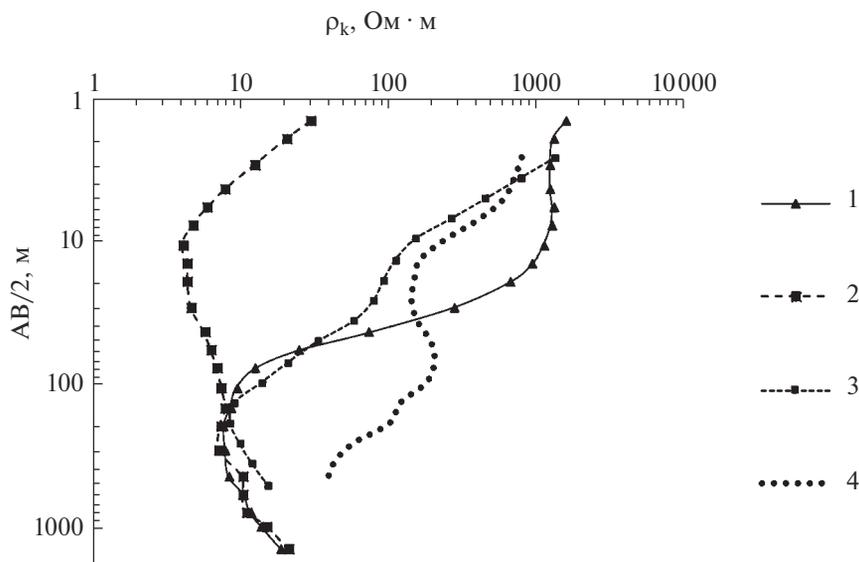


Рис. 5. Кривые ВЭЗ, характерные для различных участков профиля.

1 – кривая, соответствующая СЗ части профиля (левая терраса р. Паужетка); 2 – участок естественной разгрузки парогидротерм (ВхПП); 3 – кривая, типичная для всей площади геотермального месторождения (центральная часть профиля); 4 – кривая, характерная для ЮВ части профиля.

служила базовой, другая перемещалась по пикетам. Время записи на каждой точке  $\geq 15$  мин. Точность определения высот  $\leq 7$  см.

Для учета сползания нуля-пункта, а также учета погрешности GPS аппаратуры измерения проводились в опорных точках, одна из которых находилась на бетонном основании скважины К-14 (район Верхне-Паужетского термального поля). Местоположение этой точки не меняется для гравиметрических съемок, проводимых авторами с 2011 г., что позволило увязать новые данные с полученными ранее [Букатов и др., 2011; Феофилактов и др., 2017].

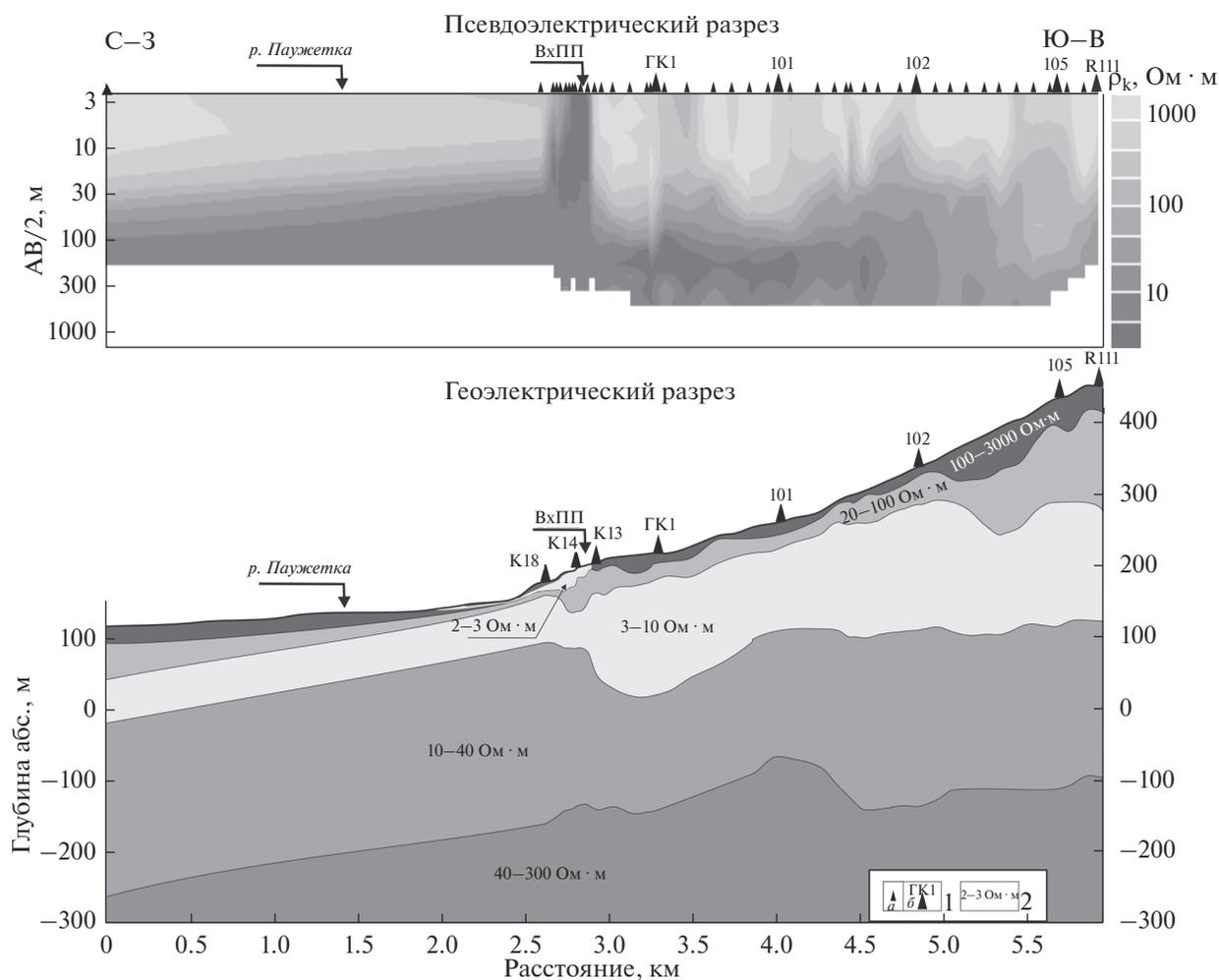
## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вертикальные электрические зондирования выполнены с целью изучения структуры проводимости среды в верхних частях разреза Паужетской гидротермальной системы и зоны ее сочленения с региональными геологическими структурами. Полученные кривые распределения кажущегося электрического сопротивления ( $\rho_k$ ) относятся к типу “НКН–КНК” (рис. 5). Приповерхностные горизонты геологического разреза характеризуются высокими значениями  $\rho_k$ , на глубину электрическое сопротивление резко падает. Минимальные значения  $\rho_k$  достигаются на разносах  $AB/2 = 150–300$  м. В интервале разносов  $AB/2 = 20–100$  м наблюдается перегиб кривых, который указывает на наличие промежуточного горизонта пород с повышенным значением сопротивлений, мощность и глубина которого варьирует по разрезу. Кривые

зондирования в районе Верхне-Паужетского термального поля (центральной разгрузки парогидротерм в структуре гидротермальной системы) отличаются низкими значениями  $\rho_k$  в верхней части разреза (практически от поверхности) с плавным возрастанием значений на глубину.

Построены псевдо- и геоэлектрический разрезы распределения удельного электрического сопротивления среды (у. э. с.). На псевдоэлектрическом разрезе (рис. 6) в его верхней части ( $AB/2$  – до 100 м) отмечаются высокие значения  $\rho_k$ , а также горизонтальная дифференциация удельного электрического сопротивления. Область низких значений  $\rho_k$  локализована в нижней части разреза и приближается к поверхности непосредственно в зоне разгрузки парогидротерм (ВхПП, см. рис. 6). На геоэлектрическом разрезе выделяются пять горизонтов (сверху вниз), характеризующихся достаточно контрастными интервалами значений у. э. с.

1-й горизонт, у. э. с. = 100–3000 Ом·м. Мощность составляет от 10 до 38 м в СЗ и центральной части профиля с выклиниванием к поверхности в районе ВхПП. В ЮВ части мощность увеличивается до 60 м. В геологическом разрезе горизонт отвечает аллювиальным отложениям Паужетского и Озерновского грабенных (левая часть профиля) и лаво-экструзивному комплексу дацитов и андезитов Камбального хребта (правая часть разреза). Таким образом, породы этого горизонта, по-видимому, служат водупором как для восходящих термальных, так и метеорных вод.



**Рис. 6.** Псевдо- и геоэлектрический разрезы района Паужетской гидротермальной системы по данным ВЭЗ. 1 – обозначение местоположения пунктов ВЭЗ (а) и скважин (б); 2 – значение удельного сопротивления слоя пород.

2-й горизонт, у. э. с. = 20–100 Ом · м. Горизонт проявлен по всему разрезу, мощность варьирует от 7 м на участке разгрузки парогидротерм до 50 м; на склоне Камбального хребта мощность резко возрастает (см. рис. 5). Горизонт соответствует мелкообломочным туфам и туффитам андезидацитов верхнепаужетской подсвиты. Породы относительно плотные. Трещиноватость и открытая пористость проявляется на участках дробления, прилегающих к тектоническим (тектономагматическим) блокам, контролирующим в структуре Паужетской системы потоки гидротерм и области смещения их с метеорными водами (в частности, в районе ВхПП).

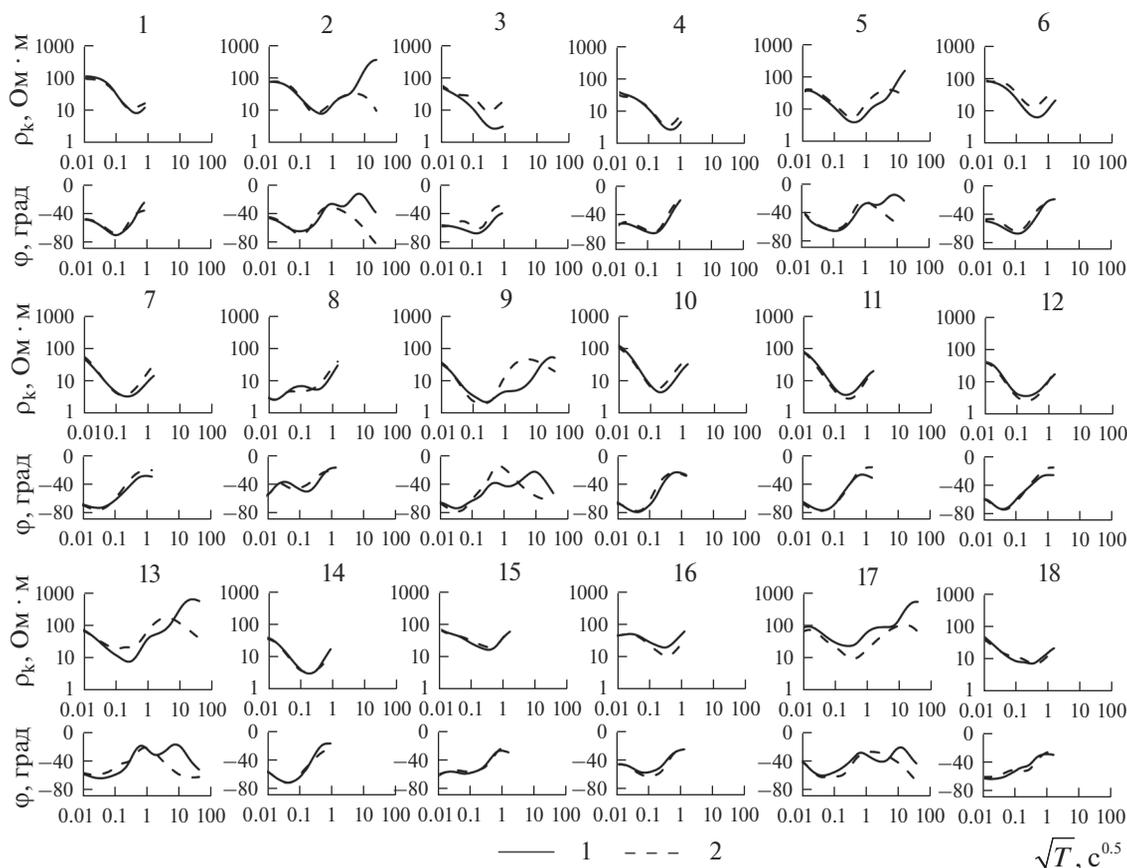
3-й горизонт, у. э. с. = 3–10 Ом · м. Мощность колеблется от 50 до 160 м (резко возрастает в структуре гидротермальной системы). Этому горизонту соответствует толща псефитовых туфов среднепаужетской подсвиты. Породы пористые, трещиноватые, интенсивно гидротермально из-

мененные – аргиллизированные и цеолитизированные.

4-й горизонт, у. э. с. = 10–40 Ом · м. Мощность 160–240 м. Горизонт отвечает более крупнообломочным (псефитовым до агломератовых) туфам андезидацитов нижнепаужетской подсвиты. Породы также интенсивно гидротермально изменены: окварцованы, цеолитизированы, хлоритизированы, но аргиллизация проявлена в меньшей степени, чем в вышележащей толще. Трещины часто залечены минералами кремнезема, цеолитами, хлоритами и др. новообразованными минералами, что, вероятно, снижает общую водонасыщенность этих пород.

Горизонты 3 и 4, согласно [Структура ..., 1993], характеризуют верхний водоносный комплекс в структуре Паужетской гидротермальной системы.

5-й горизонт, у. э. с. = 40–300 Ом · м, служит основанием разреза, кровля горизонта залегает на глубинах 330–550 м от дневной поверхности. Вы-



**Рис. 7.** Амплитудные и фазовые кривые АМТЗ и МТЗ. Номера на схеме – пункты зондирования: 1 – продольные; 2 – поперечные.

деление этого горизонта только по кривым ВЭЗ проблематично вследствие влияния выше расположенного мощного водоносного комплекса паужетской свиты, который является своеобразным экраном в геоэлектрической среде. В ЮВ части разреза верхняя кромка пятого горизонта по полученным кривым ВЭЗ не установлена ввиду малых разностей питающей линии. Для более достоверного определения глубины залегания верхней кромки горизонта были привлечены данные разведочных скважин. Горизонт, в целом, соответствует толще плотных массивных голыгинских игнимбритов, являющихся промежуточным водоупором в структуре Паужетской гидротермальной системы (см. рис. 3).

В районе Верхне-Паужетского термального поля выделяется небольшая по размеру и мощности область (линза), характеризующаяся  $у. \text{э. с.} = 2-3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  (см. рис. 6). Эта область представлена интенсивно аргиллизированными пористыми и трещиноватыми туфами (туффитами), насыщенными гидрокарбонатно-сульфатными водами, разгружающимися на дневной поверхности. Высокая контрастность структуры геоэлектриче-

ского разреза под Верхне-Паужетским термальным полем позволяет предполагать наличие здесь субвертикальных разрывных тектонических нарушений, по которым поступают напорные гидротермы и происходит их смешение с метеорными водами, что согласуется с представлениями других авторов [Пампура, Сандимирова, 1990; Структура ..., 1993].

На основании электромагнитных исследований построены продольные и поперечные кривые зондирования (рис. 7). Продольные кривые в большей мере отражают глубинные проводящие зоны, в то время как поперечные несут наиболее достоверную информацию о приповерхностных частях разреза. Поэтому рассчитаны численные модели по продольным (в модификации ТЕ) и по поперечным (в модификации ТМ) кривым [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Инверсия кривых выполнена при помощи программы численного двумерного моделирования по алгоритму [Rodi, Mackie, 2001]. В качестве априорных данных была принята одномерная модель данного участка с учетом уже известной геолого-геофизической информации (см. рис. 2, 3).

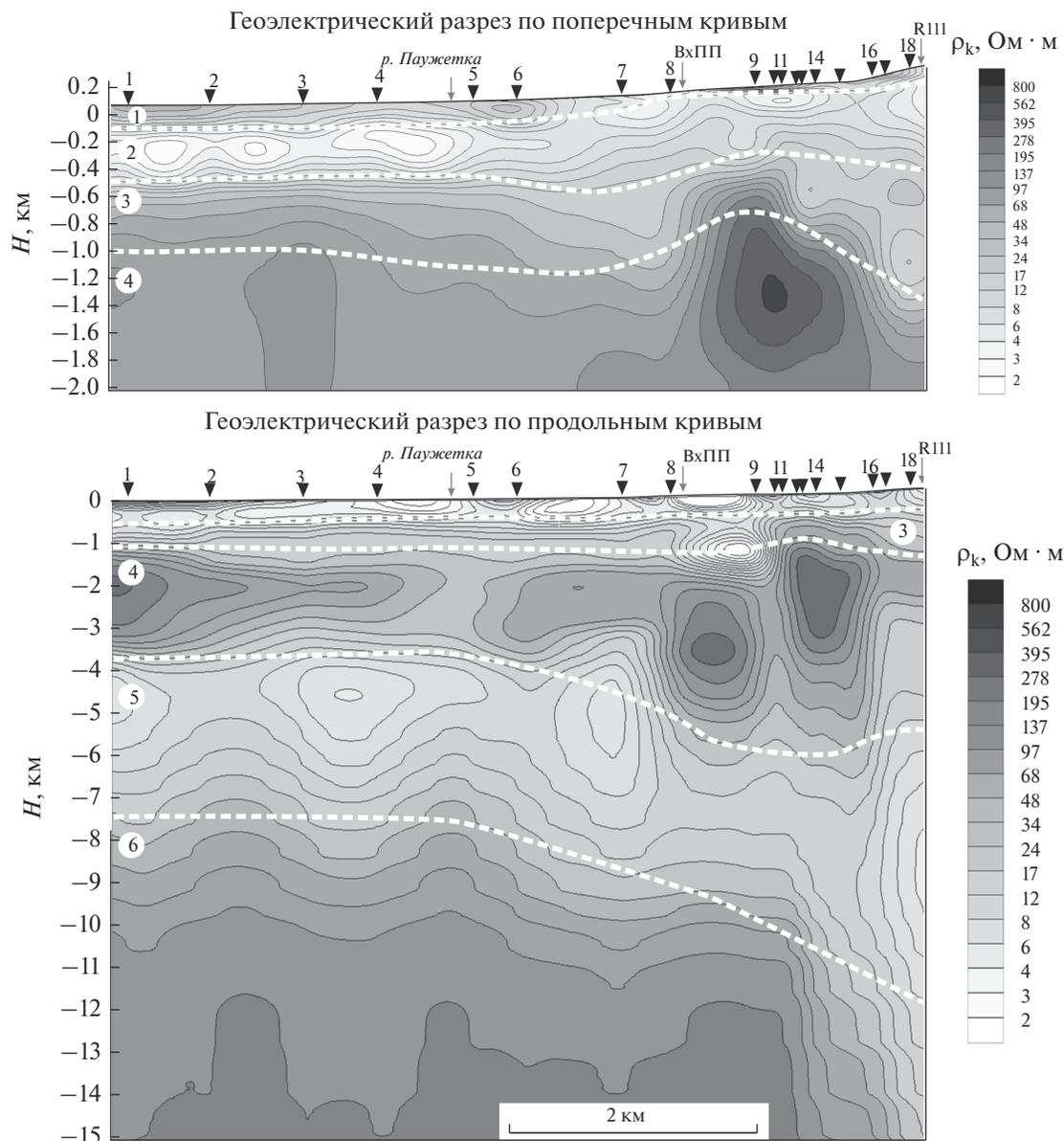


Рис. 8. Геоэлектрический разрез района Паужетской гидротермальной системы по данным МТЗ и АМТЗ.

Анализ кривых зондирования позволил построить геоэлектрические разрезы до глубины 2 и 15 км (рис. 8). Качественный анализ кривых показывает, что они подвержены  $\rho$ -эффекту. Данный эффект выражен в смещении амплитудных кривых по оси ординат, в отличие от фазовых кривых, которые этому эффекту не подвержены.  $\rho$ -эффект имеет гальваническую природу и связан с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей [Бердичевский, 2009]. В левой части продольных и поперечных амплитудных кривых ( $\sqrt{T}$  от 0.01 до 0.1  $\text{c}^{0.5}$ ) виден максимум, который характеризует аллювиально-делювиальные отложения с кажущимся электрическим сопротивлением ( $\rho_k$ ) до 100  $\text{Om} \cdot \text{m}$ . Далее в высоко-

частотной области (диапазон  $\sqrt{T}$  от 0.5 до 0.8  $\text{c}^{0.5}$ ) на продольных и поперечных кривых выражен минимум, обусловленный наличием в разрезе толщи вулканогенно-осадочных пород, имеющих  $\rho_k = 2\text{--}20 \text{Om} \cdot \text{m}$ .

Вулканогенно-осадочная толща сложена преимущественно туфами паужетской свиты. Аномальными характеристиками выделяется разрез в пункте наблюдения № 8: здесь у продольных и поперечных кривых не выражен максимум и кривые имеют наиболее низкие значения  $\rho_k$ . Такие значения характерны для разрезов центральной части Паужетской гидротермальной системы (района Верхне-Паужетского термального поля).

Аномальная форма кривых, вероятно, объясняется разгрузкой парогидротерм на данном участке. На продольных кривых МТЗ в правой части выделяется максимум ( $\sqrt{T}$  от 1 до 1.5 с<sup>0.5</sup>), которому соответствует горизонт пород с  $\rho_k = 20\text{--}50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Этот горизонт представлен анавгайскими песчаниками. Далее восходящая ветвь на продольных кривых ( $\sqrt{T}$  от 30 до 40 с<sup>0.5</sup>) позволяет выделить зону от 100 до 500 Ом · м и более, на поперечных кривых МТЗ выделяется максимум ( $\sqrt{T}$  от 5 до 15 с<sup>0.5</sup>). Эта зона наиболее вероятно отражает положение в разрезе мелового фундамента: на основании выполненных ранее геофизических исследований кровля мелового фундамента для данного участка определяется на глубине от 2 до 3.5 км [Зубин, 1980].

На продольных кривых МТЗ в низкочастотной области выражен минимум, свидетельствующий о наличии зоны с пониженным  $\rho_k$  (10–20 Ом · м) в интервале глубин от 3.5–4 до 8 км и более. Мощность этой зоны составляет в среднем 4–5 км. Она представляет большой интерес, поскольку ассоциируется с зоной повышенной проводимости для геотермального флюида: во многих районах Камчатки выделяется так называемый “коровый проводящий слой” [Мороз, 1991; Мороз, Гонтова, 2017].

Основание геоэлектрического разреза на глубине от 8–9 до 15 км характеризуется значениями  $\rho_k$  более 150–200 Ом · м. Выделенный нижний горизонт, по-видимому, представляет собой кровлю кристаллического фундамента. Наши данные не противоречат результатам авторов [Долгоживший ..., 1980].

Таким образом, с помощью электромагнитных исследований в геоэлектрическом разрезе района Паужетской гидротермальной системы выделено 6 горизонтов (сверху вниз, см. рис. 8), предположительно имеющих следующую геологическую природу:

1 – слой аллювиально-делювиальных отложений мощностью до 100 м;

2 – толща туфов и туфогенно-осадочных пород паужетской свиты, а также агломератовых туфов алнейской серии, являющихся водовмещающими горизонтами в структуре гидротермальной системы; мощность второго горизонта колеблется от 200–300 м в левой части геологического разреза до более 1 км в правой;

3 – толща вулканомиктовых песчаников-гравелитов анавгайской серии, считающихся нижним водоупором в структуре Паужетского геотермального месторождения [Структура ..., 1993]; мощность горизонта составляет около 1 км;

4 – отложения мелового фундамента, представленные в этом районе метаморфизованными песчаниками и вулканогенными породами; мощ-

ность горизонта колеблется от 1.5 до 5 км; увеличение мощности обусловлено наличием неоднородностей с повышенным  $\rho_k$ , которые могут быть представлены блоками плотных пород – крупными интрузивными телами (?) в районе центральной части Паужетской гидротермальной системы – или магматическим комплексом г. Ключевской в западной части разреза;

5 – горизонт, по-видимому разуплотненных пород мелового или более древнего возраста, представляющий собой зону повышенной проводимости для геотермального флюида – “коровый проводящий слой”; мощность горизонта достаточно выдержана и составляет 4–5 км; в правой части разреза происходит его погружение под структуру Камбального вулканического хребта;

6 – породы кристаллического фундамента в интервале глубин от 8–9 до 15 км.

Аномальное магнитное поле в районе исследований имеет два типа распределения значений  $\Delta T_a$  (рис. 9). Спокойным слабопеременным полем с преимущественно положительными значениями характеризуются Озерновский и Паужетский грабены (СЗ часть профиля, до р. Паужетка), интенсивно знакопеременным полем с преобладанием отрицательных значений  $\Delta T_a$  – структура Паужетской гидротермальной системы и ее сочленение с опущенным блоком Паужетского грабена.

Значения  $\Delta T_a$  по профилю изменяются в диапазоне от –895 до +638 нТл. При проведении магнитометрических исследований было учтено влияние техногенных помех (трубопроводов, скважин, сепараторов, захороненного вблизи дневной поверхности “металлического мусора”) на аномальное магнитное поле. Также в целях наиболее достоверной интерпретации данных проведено сглаживание графика путем осреднения значений в соседних точках (скользящее среднее по 9 точкам). Крупные знакопеременные изменения значений поля характеризуют определенные геологические структуры. Граница Паужетского грабена (тектоническое нарушение сбросового типа) выделяется резкой отрицательной аномалией (район р. Паужетка). По ранее полученным данным низкочастотного сейсмического зондирования (неопубликованные материалы И.Ф. Абкадырова, И.А. Нуждаева и др.) к правому борту Паужетского грабена приурочены зоны поглощения сейсмических волн. Эти зоны интерпретируются нами как области восходящего теплового потока. Многие из пробуренных разведочно-эксплуатационных скважин в структуре сочленения отложенный грабена с породами приподнятых блоков Паужетского геотермального месторождения являются продуктивными, что свидетельствует о высокой проницаемости этого участка Паужетской гидротермальной системы [Структура ..., 1993]. Район

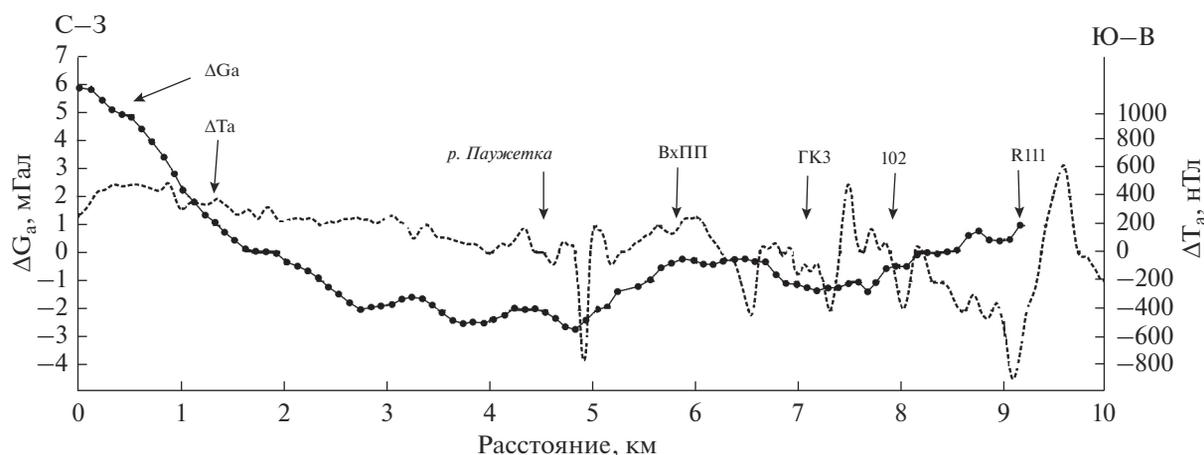


Рис. 9. Графики распределения значений аномального магнитного поля ( $\Delta T_a$ ) и гравитационного поля в редукции Буге ( $\Delta G_a$ ) с учетом рельефа местности по профилю.

Верхне-Паужетского термального поля характеризуется положительными значениями  $\Delta T_a$  (максимальное +256 нТл), однако этот максимум осложнен понижением измеренных значений до +143 нТл в центральной части аномалии. Этот факт указывает на наличие гидротермально измененных пород, характеризующихся пониженными магнитными свойствами вследствие выщелачивания ферромагнитных минералов. Однако, в целом, выделенная крупная положительная аномалия  $\Delta T_a$  на этом участке гидротермальной системы свидетельствует в пользу наличия пород с достаточно высокой остаточной намагниченностью. Такими породами в структуре системы являются, прежде всего, субвулканические образования среднего состава [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2017]. На основании предварительной оценки методом касательных [Магниторазведка, 1980] можно полагать, что глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела соответствует 240 м. Мы предполагаем, что в районе центрального приподнятого блока Паужетского геотермального месторождения выделяется одно крупное субвулканическое тело диоритов – габбро-диоритов, либо несколько тел, объединенных в субинтрузивный комплекс. Глубина залегания кровли такого комплекса может составлять от нескольких сотен метров до 1–1.5 км. Эти данные согласуются с выделением положительной аномалии  $\Delta T_a$  в левой части профиля (см. рис. 9): глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела составила 1380 м. Ярко выраженные отрицательные аномалии  $\Delta T_a$  на разрезе, по-видимому, отражают положение крупных зон разрывных тектонических нарушений с повышенной проницаемостью для геотермального теплоносителя либо структуры с палеогидротермальной минерализацией, в которой ассоциации вторичных минералов не содержат ферромагнитных фаз.

На основании гравиметрической съемки получен график изменения поля силы тяжести в редукции Буге для плотности промежуточного слоя  $1.9 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 9). Значения  $\Delta G_a$  составляют от +5.95 до  $-2.7$  мГал. Высоким уровнем плотности характеризуются краевые части профиля, что объясняется наличием здесь массивов плотных магматических пород: андезибазальтов и, вероятно, их субвулканических аналогов комплекса г. Ключевской (на СЗ); лаво-экструзивных комплексов дацитов и андезитов Камбального вулканического хребта (на ЮВ). Центральная часть профиля выделяется пониженными значениями аномального гравитационного поля с минимальным значением в долине р. Паужетка. На фоне общих отрицательных значений выделяются три участка с относительно высоким значением  $\Delta G_a$ : в долине р. Озерная и в районе Верхне-Паужетского термального поля. По предварительным оценкам методом характерных точек для горизонтального кругового цилиндра, бесконечного по оси Y (материальный бесконечный стержень), определена глубина залегания оси цилиндра и его радиус – при допущении, что эффективная плотность вещества составляет  $0.3 \text{ г/см}^3$  [Гравиразведка ..., 1990]. Расчетные параметры аномалообразующих тел имеют следующие значения: глубина залегания оси цилиндра = 1.05 км, радиус = 2.2 км – в СЗ части профиля и 900 м в ЮВ. Два максимума  $\Delta G_a$  в грабене р. Озерной (максимальные значения  $-1.55$  и  $-2$  мГал) характеризуются глубиной залегания аномалообразующего тела 200–300 м, радиусы составляют 550 и 630 м. В центральной части Паужетской гидротермальной системы (район ВхПП) на общем фоне отрицательных значений поля силы тяжести наблюдается крупный максимум значений  $\Delta G_a$  с двумя экстремумами до  $-0.18$  мГал и понижением значений до  $-0.39$  мГал в перегибе между ветвями

графика. Глубина залегания тела повышенной плотности в левой ветви составляет 530 м (радиус 283 м), в правой – 250 м (радиус 184 м). Полученные теоретические глубины залегания аномалообразующих тел (1.05–1.1 км по гравиметрическим данным и 1–1.5 км по магнитным данным) согласуются между собой и уточняют положение и глубину залегания кровли блоков пород с относительно высокой плотностью в структуре тектоно-магматического поднятия района Верхне-Паужетского термального поля.

### БЛОКОВАЯ ГРАВИМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

**Петрофизические свойства пород** Паужетской гидротермальной системы подробно изучены И.М. Зайцевым<sup>1</sup> и авторами [Ладыгин и др., 1993; Молостовский, Фролов, 1993]. Рассмотрим основные данные плотности ( $\rho$ ) и магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) горных пород. Наиболее плотными являются базальты и андезиты (в среднем 2.5–2.8 г/см<sup>3</sup>). Плотность дацитов и риолитов несколько ниже (2–2.5 г/см<sup>3</sup>). Псаммитовые и псефитовые туфы имеют широкий диапазон плотности – 1.4–2.3 г/см<sup>3</sup>. В зависимости от состава туфы делятся на кислые (1.6 г/см<sup>3</sup>) и средние (2.2 г/см<sup>3</sup>). Кислые разности обычно более гидротермально изменены, видимо этим объясняется их низкая плотность. Залегающие в верхней части разреза алевропеллитовые туфы характеризуются значениями плотности 1.4–1.5 г/см<sup>3</sup>. Наименьшими значениями обладают пемзовые отложения – менее 1 г/см<sup>3</sup>. В разрезах скважин наиболее плотные горизонты большой мощности образуют туфобрекчии андезитов – 2.3 г/см<sup>3</sup>. Плотность туфов, туффитов и туфобрекчий значительно снижается в зонах аргиллизации и цеолитизации пород – на 50% и более, на участках интенсивного окварцевания и адуляризации – наоборот возрастает за счет замещения исходных компонентов пород криптокристаллическим массивным кварцем [Ладыгин и др., 1993].

Диапазон значений магнитной восприимчивости пород широкий. Наиболее магнитные породы представлены базальтами ( $\chi = 3.7 \times 10^{-3}$ – $45 \times 10^{-3}$  СИ) и андезитами (до  $13 \times 10^{-3}$  СИ). От последних значениями  $\chi$  почти не отличаются туфы и туфобрекчии среднего состава. Лавы и экструзивные дациты и риолиты являются среднемагнитными ( $\chi = 0.9 \times 10^{-3}$ – $25 \times 10^{-3}$  СИ). Алевро-

пеллитовые туфы обладают малыми значениями ( $0.02 \times 10^{-3}$ – $4 \times 10^{-3}$  СИ). Пемзы практически не магнитны. В разрезах скважин аномально низкими значениями  $\chi$  выделяются различные породы из зон водопритоков ( $0.25 \times 10^{-3}$ – $0.1 \times 10^{-3}$  СИ).

Остаточная намагниченность ( $J_n$ ) пород изменяется от 0 до 6 А/м. Максимальные значения характерны для базальтов, андезитов и дацитов (1–5 А/м). Для туфов среднего и кислого состава  $J_n = 0.1$ – $0.7$  А/м. Алевропеллитовые туфы отмечаются практически нулевыми значениями  $J_n$ . Таким образом, выдерживается дифференциация пород района Паужетской гидротермальной системы по плотности и магнитным свойствам.

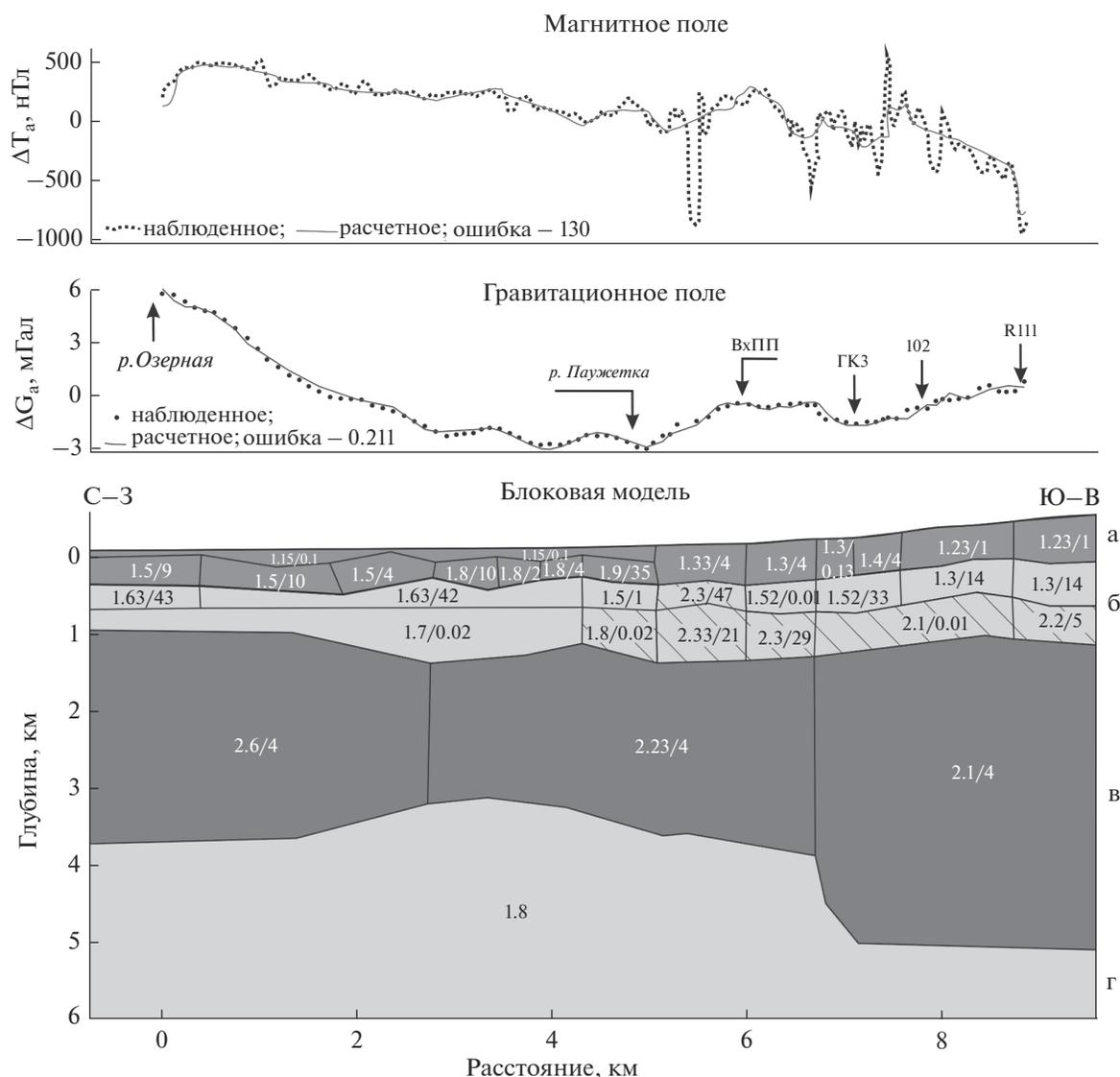
На основании проведенных исследований и обобщения данных по петрофизическим свойствам пород района выполнено гравимагнитное моделирование (рис. 10). Слоисто-блоковая модель верхней части разреза сопоставлена с геологическими данными (см. рис. 3), глубже 1 км – с результатами электромагнитных исследований.

Безусловно, высокая дробность и достоверность характеристик верхней части модельного разреза (до 1 км), в отличие от глубоких горизонтов, определяется как возможностями использованных структурно-геофизических методов, так и наличием детальной геологической информации.

Верхняя часть модели (горизонт “а”) представлена двумя горизонтальными слоями в северо-западной части и одним слоем в юго-восточной. Первый слой соответствует аллювиальным отложениям Паужетского и Озерновского грабенов, второй – толще туффитов и туфов паужетской свиты. Плотность и магнитная восприимчивость аллювия составляют 1.15 г/см<sup>3</sup> и  $0.1 \times 10^{-3}$  СИ соответственно; туфов и вулканогенно-осадочных пород: 1.23–1.9 г/см<sup>3</sup> и  $1 \times 10^{-3}$ – $35 \times 10^{-3}$  СИ. Большое количество мелких блоков во втором слое, вероятно, связано с высокой первичной неоднородностью вулканических пород, их тектонической раздробленностью и влиянием на их свойства парогидротерм.

Горизонт “б” на модели также состоит из двух слоев. Верхний – менее плотный ( $\rho = 1.31$ – $2.31$  г/см<sup>3</sup>), но с более высокой магнитной восприимчивостью ( $\chi = 1 \times 10^{-3}$ – $42 \times 10^{-3}$  СИ); нижний характеризуется:  $\rho = 1.7$ – $2.33$  г/см<sup>3</sup>,  $\chi = 2 \times 10^{-3}$ – $29 \times 10^{-3}$  СИ. Верхний слой в большей степени отвечает туфам паужетской свиты и нижележащих пород – до анавайских песчаников. Нижний, отличающийся более высокой плотностью и, по-видимому, меньшей проницаемостью для гидротерм, сопоставим в геологическом разрезе с анавайскими песчаниками. В центральной части Паужетской гидротермальной системы (в районе ВхПП) блоки этого горизонта отличаются более высокой плотностью пород и контрастными значениями магнит-

<sup>1</sup> Зайцев И.М. Отчет о комплексных геофизических исследованиях в районе Паужетского геотермального месторождения в 1969 г. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 1970. 116 с.



**Рис. 10.** Гравимагнитная блоковая модель структуры района Паужетской гидротермальной системы. Цифрами на схеме отмечены средние значения плотности (в числителе) и магнитной восприимчивости (в знаменателе,  $\alpha = n \times 10^{-3}$  СИ) для каждого блока.

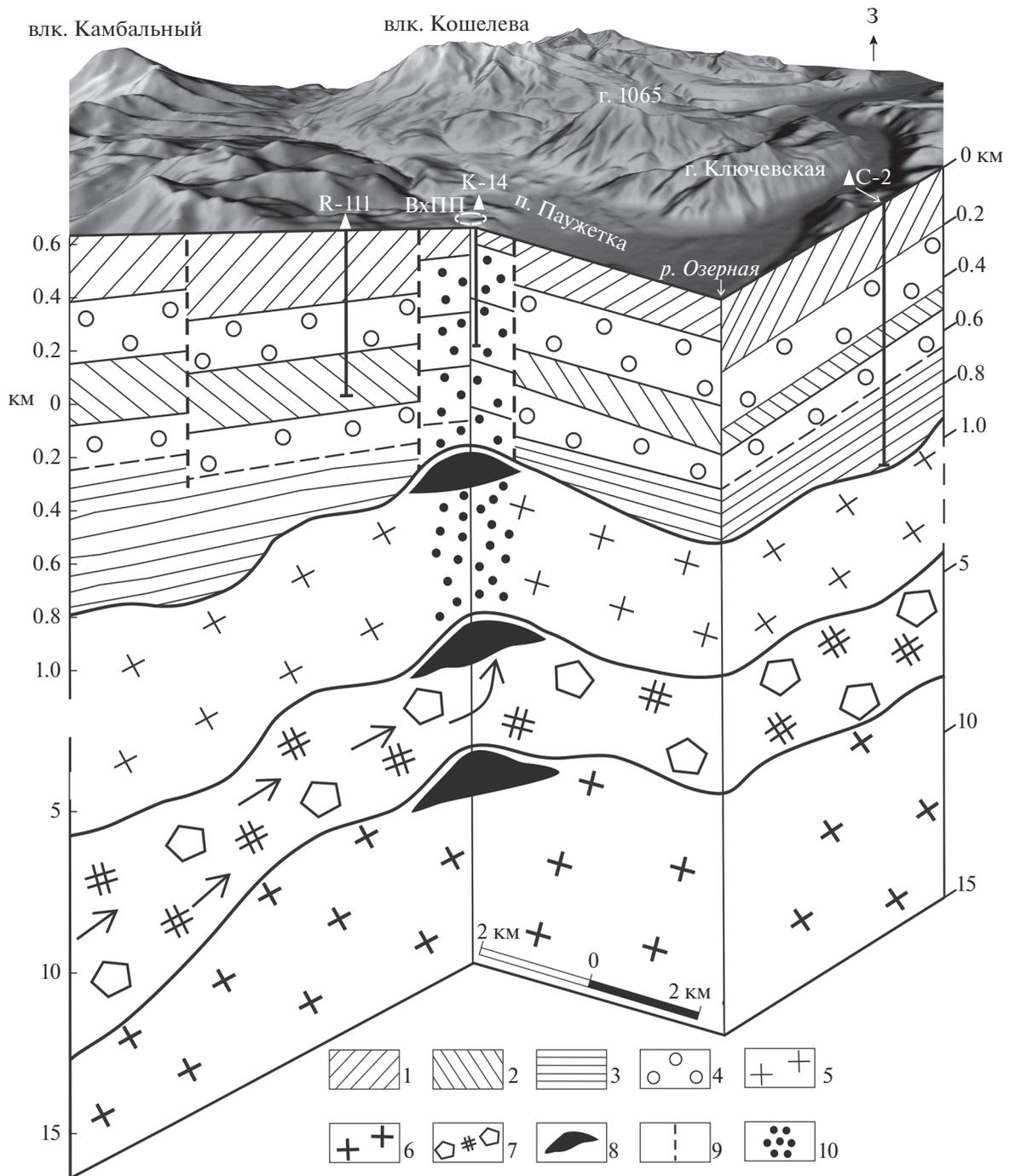
ной восприимчивости (выделены штриховкой, см. рис. 9). Блоки относительно уплотненных пород в этой части геологического разреза могут соответствовать субвулканическим образованиям, разуплотненные – аргиллизированным и цеолитизированным туфам, туфобрекчиям и песчаникам.

На глубине от 1 до 4 км выделяется горизонт “в”, состоящий из трех блоков с плотностью от 2.1 до 2.6 г/см<sup>3</sup> и магнитной восприимчивостью  $4 \times 10^{-3}$  СИ. Горизонт сопоставим с горизонтом № 4, обозначенным нами по электромагнитным данным (см. рис. 8). Горизонт отвечает породам мелового фундамента, нижняя граница выделена достаточно условно. Но по гравимагнитным данным в основании модели выделяется единый слой с

меньшей плотностью (1.8 г/см<sup>3</sup>), соответствующий горизонту № 5 по данным МТЗ. Это позволяет отнести нижний горизонт блоковой модели к зоне повышенной проводимости для глубинных флюидов – “коровому проводящему слою”, согласно работам [Мороз и др., 2017; Нурмухамедов и др., 2010].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласование результатов вертикального электрического и электромагнитных зондирований, магнитометрических и гравиметрических исследований и обобщение ранее полученных геологических и структурно-геофизических данных позволило разработать модель слоисто-блокового строения района Паужетской гидротермальной системы. В



**Рис. 11.** Концептуальная модель строения района Паужетской гидротермальной системы. 1–3 – водоупорные горизонты в геологической структуре гидротермальной системы: 1 – верхний, представленный валунно-галечными аллювиальными отложениями Озерновского и Паужетского грабенов (в правой части модели), а также туфитами верхнепаужетской подсвиты и лавами Камбального вулканического хребта, 2 – средний, включающий магматические породы Ключевского комплекса и голыгинские игнимбриты района геотермального месторождения, 3 – нижний, отвечающий толще анавгайских песчаников; 4 – водовмещающий комплекс пород, состоящий из туфов паужетской свиты (верхний горизонт) и туфобрекчий алнейской серии (нижний горизонт); 5 – меловой фундамент; 6 – кристаллический фундамент; 7 – область разуплотненных горных пород в кровле кристаллического фундамента (подшве мелового фундамента), соответствующая предполагаемой зоне повышенной проводимости геотермального флюида; 8 – поток геотермального флюида, приуроченный к выступам мелового и кристаллического фундамента и (или) крупным интрузивным комплексам. Стрелками показано направление движения глубинного флюида из-под основания Камбального хребта.

структуре этого блока земной коры до глубины 15 км выделено 6 основных горизонтов, характеризующихся контрастными электромагнитными и гравимангнитными свойствами, и объяснена их геологическая природа (рис. 11):

1 – аллювиальные отложения Озерновского и Паужетского грабенов, а также туффиты верхнепаужетской подсвиты и лавы Камбального хребта – породы относительно плотные и слабо трещиноватые, могут служить верхним водоупором для термальных и метеорных вод в структуре Паужетской вулкано-тектонической депрессии;

2 – толщи туфов паужетской свиты и туфобрекчий (туфоконгломератов) алнейской серии, являющиеся основным водовмещающим комплексом в структуре Паужетской гидротермальной системы, разделенным промежуточным водоупором; соответствующий этим породам горизонт повышенной проводимости (низкой плотности) протягивается и в опущенных блоках грабенов Паужетского и Озерновского, что увеличивает перспективы обнаружения парогидротерм за пределами Паужетского геотермального месторождения;

3 – относительно плотные и слабопроницаемые вулканомиктовые песчаники и гравелиты анавайской серии, горизонт может являться нижним водоупором основной, хорошо разбуренной на месторождении, водовмещающей толщ пород;

4 – вулканогенно-осадочные метаморфические отложения мелового фундамента, горизонт включает крупные структурные неоднородности – блоки плотных пород с высокой остаточной намагниченностью, которые могут соответствовать магматическим комплексам среднего–основного составов, либо выступам кристаллического фундамента;

5 – метаморфизованные породы мелового или более древнего возраста, разуплотненные и водонасыщенные; высокая трещинно-поровая проницаемость (флюидонасыщенность) пород может быть обусловлена значительным перерывом между становлением нижнего (кристаллического) и среднего (мелового) структурных ярусов;

6 – отложения кристаллического фундамента.

Таким образом, верхняя часть геологического разреза, до кровли мелового фундамента, характеризуется неоднородным строением и вмещает современную гидротермальную систему вододоминирующего типа. Выделяются два водоносных горизонта, по-видимому широко распространенных в структуре Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района. Вертикальные блоки пород разделены зонами разрывных тектонических нарушений. К центральному приподнятому блоку в структуре гидротермальной системы приурочена область восходящего потока теплоносителя (геотермального газо-водного флюида). Ве-

роятно, такие области существуют в других частях геологической структуры системы, где происходит скрытая разгрузка термальных вод.

В кровле кристаллического фундамента – подошве меловых отложений – выделен горизонт, характеризующийся высокой электропроводностью и, вероятно, являющийся зоной восходящего глубинного теплового потока. На основании исследований Ю.Ф. Мороза с коллегами практически во всех регионах Камчатки на глубинах от 15–30 до 60 км отмечен “коровый проводящий слой” [Мороз, 1991; Мороз, Гонтовая, 2017]. В геотермальных районах кровля этого слоя приближается к дневной поверхности до глубины 10 км и выше [Мороз и др., 2017; Нурмухамедов и др., 2010]. Выделенный нами 5-й горизонт, по-видимому, соответствует “коровому проводящему слою”.

Выделение мощного (4–5 км) горизонта повышенной проводимости газо-водного флюида в Паужетско-Камбально-Кошелёвском геотермальном (рудном) районе на глубине от 3–4 до 8–9 км дополняет предложенную ранее принципиальную схему теплового питания Паужетской гидротермальной системы, в которой источник тепла предполагался в недрах Камбального вулканического хребта [Аверьев, 1966; Белоусов, 1978; Паужетские ..., 1965]. В то же время этот горизонт, по-видимому, имеет широкое распространение в структуре Паужетско-Камбально-Кошелёвского района и может служить источником тепла для известных геотермальных месторождений (Паужетского и Нижне-Озерновского), так и скрытых тепловых аномалий, распространенных в районе (придонная разгрузка в центре Курильского озера, теплые источники в бухте “Теплая” Курильского озера и в верховьях р. Левая Паужетка и др.).

Высокая активность глубинного теплового потока в структуре Паужетской гидротермальной системы обусловлена раздробленностью западного склона хребта Камбальный на мелкие тектонические (тектоно-магматические) блоки и внедрением интрузий, образующих разветвленную систему субвулканических комплексов и отдельных магматических тел. Участки повышенной тектоно-магматической активности, такие как районы Верхне- и Восточно-Паужетского термальных полей, служат субвертикальными каналами, связывающими глубинный тепловой поток с близповерхностными водоносными горизонтами.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность всем сотрудникам Южно-Камчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН за всестороннюю помощь при проведении полевых исследований. Мы глубоко признательны д. ф.-м. н. П.П. Фирстову и к. г.-м. н. А.Г. Нурму-

хамедову за ценные замечания и предложения к рукописи статьи.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-35-00138 и № 19-05-00102) и Дальневосточного Отделения РАН (проект № 18-2-003).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118–128.
- Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 677 с.
- Букатов Ю.Ю., Абкадыров И.Ф., Нурждаев И.А. и др.* Результаты высокоточных гравиметрических исследований на Верхне-Паужетском термальном поле // Материалы X региональной молодежной научной конференции “Природная среда Камчатки”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 51–60.
- Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
- Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма / Гл. ред. С.Н. Рычагов. Петропавловск-Камчатский: ОТТИСК, 2005. 460 с.
- Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецов, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 587 с.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Зубин М.И.* Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10–19.
- Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки / Отв. ред. В.М. Сугробов. М.: Наука, 1985. 112 с.
- Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В., Кривошеина З.А.* Петрофизические свойства пород гидротермальной системы // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 120–148.
- Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В.Е. Никитинского. М.: Недра, 1980. 367 с.
- Молостовский Э.А., Фролов И.Ю.* Петромагнитные свойства метасоматитов // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 148–160.
- Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки М.: Наука, 1991. 182 с.
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И.* Глубинное строение Камчатки по результатам МТЗ и сейсмомографии // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 5. С. 44–58.
- Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С.* Глубинная геоэлектрическая модель Больше-Банной гидротермальной системы на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 51–61.
- Нурждаев И.А., Феофилактов С.О.* Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // XII Региональная молодежная научная конференция “Исследования в области наук о Земле”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 75–84.
- Нурмухамедов А.Г., Чернев И.И., Алексеев Д.А., Яковлев А.Г.* Трехмерная геоэлектрическая модель Мутновского месторождения парогидротерм // Физика Земли. 2010. № 9. С. 15–28.
- Пампура И.Д., Сандимирова Г.П.* Геохимия и изотопный состав стронция гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1990. 152 с.
- Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, 208 с.
- Рычагов С.Н.* Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.
- Рычагов С.Н.* Начало освоения геотермальной энергии на Камчатке и перспективы ее использования // История науки и техники. 2017. № 7. С. 45–51.
- Рычагов С.Н.* Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг / Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–56.
- Стратегия развития топливно-энергетического потенциала Дальневосточного экономического региона до 2020 г. Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др.* Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 36–50.
- Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H.* Lithospheric structure of northern California determined from teleseismic images of the upper mantle // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 4791–4807.
- Clarke D., Townend J., Savage M.K., Bannister S.* Seismicity in the Rotorua and Kawerau geothermal systems, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, based on improved velocity models and cross-correlation measurements // J. Volcanol. Geoth. Res. 2009. V. 180. P. 50–66.
- Gianelli G., Manzella A., Puxeddu M.* Crustal models of the geothermal areas of southern Tuscany (Italy) // Tectonophysics. 1997. V. 281. P. 221–239.
- Lund J.W., Bloomquist R.G., Boyad T.L., Renner J.* The Unated States of America country update // Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas. Petropavlovsk-Kamchatsky: OTTISK, 2005. P. 25–50.
- Lund J.W., Boyd T.L.* Direct Utilization of Geothermal Energy 2015 Worldwide Review // Proc. World Geothermal Congress, 19–25 April 2015. Melbourne, Australia, 2015. 31 p.

Rodi W., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // *Geophysics*. 2001. V. 66. P. 174–187.

Stimac J.A., Goff F., Wohletz K. Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA // *Geothermics*. 2001. V. 30. P. 349–390.

## Deep Structure of the Area of Pauzhetsky Hydrothermal System (Southern Kamchatka)

S. O. Feofilaktov<sup>1, \*</sup>, S. N. Rychagov<sup>1, \*\*</sup>, V. A. Loginov<sup>1</sup>, Yu. Yu. Bukatov<sup>1</sup>, I. A. Nuzhdayev<sup>1</sup>,  
M. A. Klementyev<sup>1</sup>, and D. K. Denisov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

*\*e-mail: serg415@kscnet.ru*

*\*\*e-mail: rychn@kscnet.ru*

Complex geophysical surveys on the area of Pauzhetsky hydrothermal system and the adjacent territory for the purpose of allocation of the thermocontrolling geological structures up to the depth of 10–15 km are conducted. Coordination of results of vertical electric and electromagnetic soundings, magnetometric and gravimetric researches and synthesis of geologic-geophysical data allowed to develop a model of the layered and block structure of the area of Pauzhetsky hydrothermal system. The explanation is offered to high degree of fragmentation (permeability) of the top horizons of earth crust in structure of a modern hydrothermal system and the geothermal deposit. At a depth from 3–4 to 8–9 km the horizon of the loosened rocks which can be a source of thermal supply of the known and latent temperature anomalies of Pauzhetsko-Kambalno-Koshelevsky geothermal area of Southern Kamchatka is allocated.

*Keywords:* geothermal area, hydrothermal system, geothermal deposit, block structure, gas-water fluid, thermal supply

УДК 548.73

## ТЕРМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НОВОГО МИНЕРАЛА БЕЛОМАРИНАИТА $\text{KNaSO}_4$

© 2021 г. М. Г. Белоусова<sup>a, \*</sup>, О. Ю. Сапрыкина<sup>b, c</sup>, Р. С. Бубнова<sup>b</sup>, А. П. Шаблинский<sup>b</sup>,  
Л. П. Вергасова<sup>a</sup>, А. Б. Белоусов<sup>a</sup>, С. К. Филатов<sup>c, \*\*</sup>

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

<sup>b</sup>Институт химии силикатов РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>c</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, ИНОЗ, кафедра кристаллографии,  
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

\*e-mail: chikurachki1@gmail.com

\*\*e-mail: filatov.stanislav@gmail.com

Поступила в редакцию 29.11.2018 г.

После доработки 04.08.2020 г.

Принята к публикации 20.08.2020 г.

Впервые изучено термическое поведение нового минерала вулканических эксгалаций беломаринаита  $\text{KNaSO}_4$  (тригональная сингония, пр. гр.  $P3m1$ ,  $a = 5.6072(3)$ ,  $c = 7.1781(4)$  Å,  $V = 195.45(2)$  Å<sup>3</sup>) на природном образце вулканических эксгалаций Трещинного Толбачинского извержения (ТТИ) 2012–2013 гг. и его синтетического аналога – низкотемпературного (НТ) полиморфа  $\text{KNaSO}_4$  (пр. гр.  $P3m1$ ) в интервале 30–800°C (терморентгенография) и 30–1000°C (ДСК и ТГ). Минерал устойчив до температуры  $470 \pm 5^\circ\text{C}$ , при которой он испытывает полиморфное превращение первого рода в высокотемпературную (ВТ) гексагональную модификацию (пр. гр.  $P6_3/mmc$ ), стабильную до плавления (840°C по данным ДСК). Термическое расширение обеих модификаций резко анизотропно, а в случае ВТ-фазы – зависимость параметра  $a$  имеет U-образную форму с минимумом при 620°C. Объемное расширение  $\alpha_V$  ВТ-фазы превышает расширение НТ-фазы в среднем в 2–2.5 раза.

**Ключевые слова:** вулканические эксгалации, новый минерал, беломаринаит, вулкан Толбачик, извержение 2012–2013 гг., высокотемпературный безводный сульфат, термическое расширение

DOI: 10.31857/S0203030620060127

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы осуществляется активное исследование минералов вулканических эксгалаций: поиск и выявление условий их формирования при изменении температуры и состава газов. Извержения вулкана Толбачик 1975–1976 г. и 2012–2013 г. относятся к наиболее изученным извержениям основного состава [Большое трещинное ..., 1984; Belousov et al., 2015]. В эксгалациях этих извержений часто находят новые минеральные виды. Особое место среди минералов вулканических эксгалаций БТТИ и ТТИ занимают безводные и водные сульфаты. Среди безводных сульфатов, открытых за последние годы, можно выделить такие минералы, как ивсит  $\text{Na}_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$  [Филатов и др., 2016], бубноваит  $\text{K}_2\text{Na}_8\text{Ca}(\text{SO}_4)_6$  [Gorelova et al., 2016], пунинит  $\text{Na}_2\text{Cu}_3\text{O}(\text{SO}_4)_3$  [Siidra et al., 2017], дравертит  $\text{CuMg}(\text{SO}_4)_2$  [Pekov et al., 2017], саранчинаит  $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2$  [Siidra et al., 2018], ительменит  $\text{Na}_2\text{CuMg}_2(\text{SO}_4)_4$  [Nazarchuk et al., 2018], беломаринаит  $\text{KNaSO}_4$  [Filatov et al., 2019], коря-

кит  $\text{NaKMg}_2\text{Al}_2(\text{SO}_4)_6$  [Siidra et al., 2020], натроафтиталит  $\text{Na}_3\text{K}(\text{SO}_4)_2$  [Shchpalkina et al., 2020], метатенардит  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  [Pekov et al., 2020], петровит  $\text{Na}_{10}\text{CaCu}_2(\text{SO}_4)_8$  [Filatov et al., 2020] и добровольскийит  $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3$  [Shablinskii et al., 2020]. Наиболее полный перечень минералов, установленных на вулкане Толбачик, приводится в обзорной работе [Пеков и др., 2020].

Проба, в которой после ее охлаждения до атмосферных условий был обнаружен беломаринаит [Filatov et al., 2019], была взята 27.05.2013 г. на Толудском лавовом поле на потоке лавы ТТИ, температура которой была около 1000°C. Образец является продуктом дегазации активного лавового потока трахиандезитового состава и оказался новым минеральным видом, который был назван беломаринаитом.

Минерал представляет собой древовидные (скелетные) образования бледно-сине-зеленого цвета, и относится к тригональной сингонии ( $P3m1$ ), параметры элементарной ячейки  $a = 5.6072(3)$ ,  $c =$

**Таблица 1.** Кристаллографические данные беломаринаита и сходных минералов и химических соединений

Минерал	Формула	Пр. гр.	<i>a</i> , Å	<i>c</i> , Å	<i>V</i> , Å <sup>3</sup>	Ссылка
Афтиталит	K <sub>3</sub> Na(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	<i>P</i> – <i>3m1</i>	5.680(1)	7.309(3)	204.2(1)	1
Беломаринаит	KNa(SO <sub>4</sub> )	<i>P3m1</i>	5.6072(3)	7.1781(4)	195.45(2)	2
Натроафтиталит	KNa <sub>3</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	<i>P</i> – <i>3m1</i>	5.6014(3)	7.1507(5)	194.30(1)	3
Мёнит	(NH <sub>4</sub> )K <sub>2</sub> Na(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	<i>P</i> – <i>3m1</i>	5.7402(3)	7.435(1)	212.16(1)	4
Метатенардит	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	<i>P6<sub>3</sub>/mmc</i>	5.347(1)	7.088 (2)	175.48(7)	5
	α–K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (740°C)	<i>P6<sub>3</sub>/mmc</i>	5.917(4)	8.182(4)	248.3(1)	6
Бубноваит	K <sub>2</sub> Na <sub>8</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub>	<i>P31c</i>	10.804(3)	22.011(6)	2225(2)	7
Ханксит	Na <sub>22</sub> K(SO <sub>4</sub> ) <sub>9</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> Cl	<i>P6<sub>3</sub>/m</i>	10.490(1)	21.240(1)	2024(1)	8
Добровольскийит	Na <sub>4</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	<i>R3</i>	15.7223(2)	22.0160(5)	4713.1(2)	9

Примечание. 1 – [Okada, Osaka, 1980]; 2 – [Filatov et al., 2019]; 3 – [Shchipalkina et al., 2020]; 4 – [Chukanov et al., 2015]; 5 – [Pekov et al., 2020]; 6 – [Arnold et al., 1981]; 7 – [Gorelova et al., 2016]; 8 – [Kato, Saalfeld, 1972]; 9 – [Shablinskii et al., 2020].

= 7.1781(4) Å, *V* = 195.45(2) Å<sup>3</sup>. Структура минерала была впервые описана на синтетическом образце в работе [Okada, Osaka, 1980] и уточнена на природном образце [Filatov et al., 2019]. Сопоставление кристаллографических данных для беломаринаита и сходных с ним минералов и химических соединений приведено в табл. 1. Минерал утвержден Комиссией по новым минералам, названиям и классификации минералов Международной Минералогической Ассоциации 4 апреля 2018 г. Эталонный образец нового минерального вида был передан в Минералогический музей Санкт-Петербургского государственного университета (номер по каталогу 1/19678).

В кристаллической структуре беломаринаита имеются две симметрично независимые позиции атомов K, две позиции атомов Na, две S и четыре O [Okada, Osaka, 1980; Filatov et al., 2019]. Катионы K(1) и K(2) координированы двенадцатью и десятью атомами кислорода со средними длинами связей 3.06 и 2.87 Å соответственно. Na(1) координирован шестью атомами кислорода с образованием октаэдра со связями, характерными для Na–O (2.284–2.403 Å). Na(2) координирован десятью атомами кислорода с экстремально удлиненными связями (в среднем 2.8 Å). Структура, как это типично для сульфатов, островная с изолированными тетраэдрами SO<sub>4</sub>.

BT-полиморфы Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> изоструктурны, их кристаллические структуры уточнены в гексагональной сингонии, пр. гр. *P6<sub>3</sub>/mmc* при повышенных температурах вплоть до 420 и 640°C в работах [Naguse et al., 1987; Arnold et al., 1981] соответственно. В системе Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>–K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> в области высоких температур существует ряд непрерывных твердых растворов на основе этих гексагональных полиморфов, температура полиморфного перехода для эквимольного состава соответствует приблизительно 470°C, начало плавления – около

880°C [Eysel et al., 1985; Kumari, Secco, 1983], полиморфный переход данных твердых растворов типа упорядочение – разупорядочение в этой системе обсуждается также в работе [Kumari, Secco, 1983]. Сведения о термическом расширении низкотемпературного полиморфа KNaSO<sub>4</sub> приведены только в интервале 300–500 K по данным дилатометрии [Kassem et al., 2007].

Термическое поведение минерала высокотемпературного генезиса представляет несомненный интерес. В настоящей работе исследование термического поведения природного и синтетического образцов KNaSO<sub>4</sub> проводили *in situ* методами терморентгенографии поликристаллов и термического анализа в атмосфере воздуха.

## ЭКСПЕРИМЕНТ

**Термический анализ (ДСК и ТГ).** Исследование природного образца беломаринаита проводили на приборе Netzsch STA 449–F3–Jupiter в керамическом тигле на воздухе при средней скорости нагрева 10°C/мин. Поскольку образец долгое время находился на воздухе, сначала его нагревали в интервале температур 30–800°C, охлаждали и повторно нагревали в интервале 30–1000°C. Температуру фазовых превращений определяли по максимуму пиков на кривой ДСК (рис. 1).

**Терморентгенография.** Исследования проводили с использованием дифрактометра Rigaku Ultima IV (CuKα<sub>1+2</sub>, 40 kV, 30 mA, геометрия на отражение, высокоскоростной энергодисперсионный детектор DTEX/ULTRA) с высокотемпературной камерой “SHT–1500”. Диапазон углов дифракции 2θ составлял 10°–80°. Образец готовили на подложке осаждением из гептановой суспензии. Коэффициенты термического расширения определяли с использованием программного комплекса Theta To Tensor [Бубнова и др., 2013].

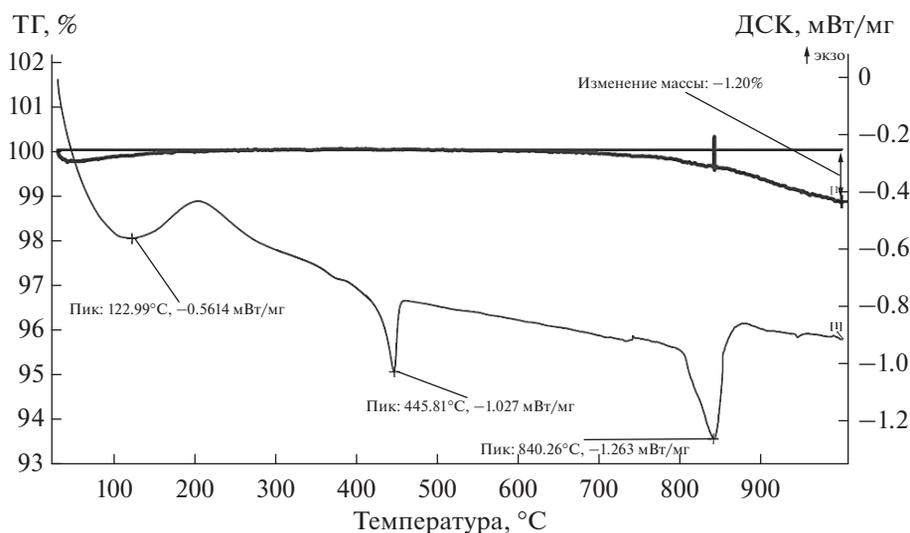


Рис. 1. Кривые ДСК и ТГ для беломаринаита.

Методом терморентгенографии исследовали беломаринаит и его синтетический аналог. Синтетический аналог был получен путем нагревания механической эквимольной смеси сульфатов калия и натрия до  $800^\circ\text{C}$ . При  $700^\circ\text{C}$  образец становился гексагональным гомогенным твердым раствором. Этот гомогенный твердый раствор был исследован в процессе охлаждения с  $800^\circ\text{C}$  до комнатной температуры с шагом  $20^\circ\text{C}$ . Поскольку синтетический образец изучался при охлаждении, природный беломаринаит сначала был нагрет до  $800^\circ\text{C}$  с шагом по температуре  $100^\circ\text{C}$ , и только после этого проводили исследование в процессе охлаждения с более мелким шагом  $10^\circ\text{C}$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Данные термического анализа (ДСК/ТГ).** На кривой ТГ наблюдается незначительная потеря массы (1.2%) в интервале температур  $700\text{--}1000^\circ\text{C}$ . На кривой ДСК отмечают три эффекта (см. рис. 1), которые согласуются с литературными данными для синтетического образца. В работе [Kassem et al., 1993] высказано предположение, что первому широкому экзотермическому пику ( $123^\circ\text{C}$ ) соответствует фазовый переход второго рода, наши данные терморентгенографии не подтверждают этот эффект (рис. 2). При температуре  $446^\circ\text{C}$  происходит полиморфный переход из НТ-фазы в высокотемпературную фазу, а при  $840^\circ\text{C}$  высокотемпературная фаза плавится.

**Полиморфный тригонально-гексагональный переход по данным терморентгенографии.** Терморентгеновские съемки, как сказано в разделе “Эксперимент”, проводили при охлаждении от  $800^\circ\text{C}$ . Они оказались подобными для природного и синтетического образцов. На дифракцион-

ных картинах природного и синтетического образцов наблюдались пики ВТ-фазы  $\text{KNaSO}_4$  при охлаждении до  $470 \pm 5$  и до  $480 \pm 10^\circ\text{C}$  соответственно (см. рис. 2). При дальнейшем охлаждении происходил переход в НТ-модификацию  $\text{KNaSO}_4$  через двухфазную область – при  $470^\circ\text{C}$  наблюдались пики обеих фаз, ниже были обнаружены пики только тригонального беломарината – переход обратим, как отмечалось в работе [Eysel et al., 1985].

Различие в температуре фазового перехода по данным термического анализа и терморентгенографии ( $\sim 20^\circ\text{C}$ ) может быть связано с нестандартным сочетанием режимов эксперимента: быстрое нагревание в термическом анализе и медленное охлаждение в процессе терморентгенографии.

По данным изучения системы [Eysel et al., 1985; Kumari, Secco, 1983] ВТ-модификация  $\text{KNaSO}_4$  представляет собой твердый раствор сульфатов натрия и калия. Дифракционная картина ВТ-модификации  $\text{KNaSO}_4$  соответствует ВТ-фазам  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  [Naruse et al., 1987] и  $\text{K}_2\text{SO}_4$  [Arnold et al., 1981], кристаллизующимся в пр. гр.  $P6_3/mmc$ .

**Термическое расширение полиморфных модификаций.** Графики изменения параметров и объема элементарной ячейки обеих полиморфных модификаций в функции от температуры показаны на рис. 3. Поскольку процесс термического расширения обратим и не имеет гистерезиса, мы можем обсуждать графики изменения параметров и объема элементарной ячейки при нагревании, хотя съемки проводили при охлаждении от  $800^\circ\text{C}$  (см. раздел “Эксперимент”). У обеих фаз параметры и объем элементарной ячейки увеличиваются с ростом температуры. Резко анизотропный характер НТ-фазы обусловлен стремлением величины параметров ее ячейки достигнуть величи-

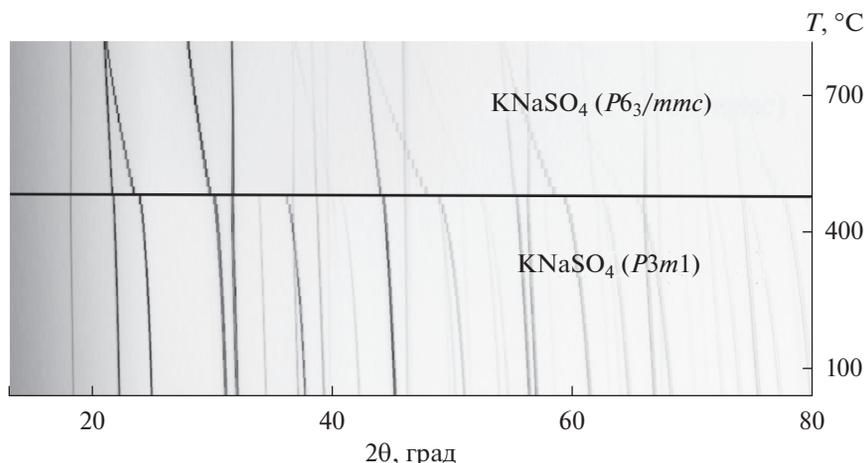


Рис. 2. Термическое фазовое превращение при охлаждении в беломаринаите. Горизонтальной линией обозначена температура фазового перехода.

ны параметров ВТ-фазы. Однако завершается полиморфный переход, не достигнув равенства параметров и объема ( $a_{\text{НТ}} = 5.6568(8) \text{ \AA} \neq a_{\text{ВТ}} = 5.666(2) \text{ \AA}$ ,  $c_{\text{НТ}} = 7.492(1) \text{ \AA} \neq c_{\text{ВТ}} = 7.597(1) \text{ \AA}$  и  $V_{\text{НТ}} = 208.3(3) \text{ \AA}^3 \neq V_{\text{ВТ}} = 210.54(6) \text{ \AA}^3$  при  $470 \pm 5^\circ\text{C}$ ). То есть параметры совершают незначительные скачки, следовательно, это переход первого термодинамического рода с незначительным скачком объема ( $\Delta V = 2.2 \text{ \AA}^3$ ). Направленность полиморфного тригонально-гексагонального превращения согласуется с известной тенденцией повышения симметрии вещества с ростом температуры. А характер термического расширения НТ-фазы обусловлен ее стремлением превратиться в ВТ-фазу [Филатов, 1990]. Уникальность этого полиморфного превращения состоит, прежде всего, в том, что оно доходит до своего фактически полного завершения.

Видно (см. рис. 3), что для НТ-полиморфа зависимость параметра  $a$  является выпуклой кривой, в то время как для параметра  $c$  и объема  $V$  – вогнутой. Для ВТ-фазы зависимость параметра  $c$  и объема  $V$  выпуклая, а для параметра  $a$  наблюдается U-образная зависимость с минимумом при  $620^\circ\text{C}$ . Параметры и объем НТ-фазы аппроксимировали полиномами 2-й степени в интервале температур  $30\text{--}475^\circ\text{C}$ :

$$a = 5.591 + 0.206 \times 10^{-3}t - 0.110 \times 10^{-6}t^2,$$

$$c = 7.17 - 0.013 \times 10^{-3}t + 1.288 \times 10^{-6}t^2,$$

$$V = 194.235 + 13.177 \times 10^{-3}t + 29.900 \times 10^{-6}t^2.$$

Параметры и объем ВТ-фазы также аппроксимировали полиномами второй степени в интервале  $475\text{--}800^\circ\text{C}$ :

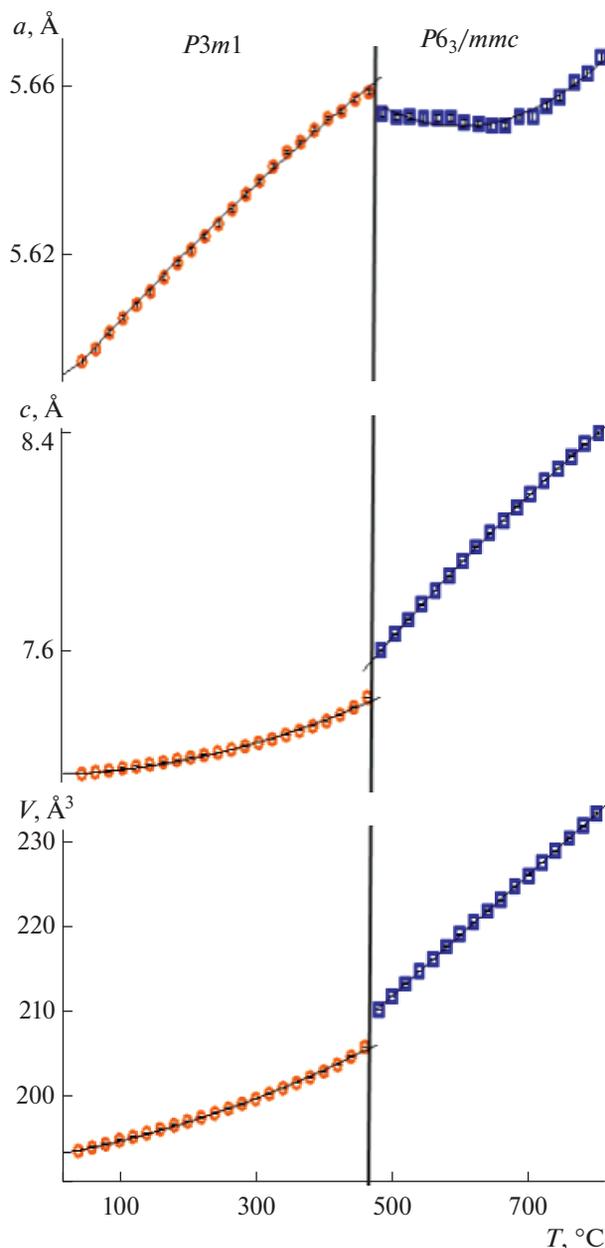
$$a = 5.756 - 0.347 \times 10^{-3}t + 0.287 \times 10^{-6}t^2,$$

$$c = 6.064 + 3.720 \times 10^{-3}t - 0.966 \times 10^{-6}t^2,$$

$$V = 176.055 + 75.442 \times 10^{-3}t - 3.884 \times 10^{-6}t^2.$$

С использованием коэффициентов аппроксимации вычисляли главные значения тензора расширения [Бубнова и др., 2013]. В табл. 2 приведены коэффициенты термического расширения для природного и синтетического образцов при некоторых температурах. Видно, что для НТ-фазы на порядок возрастает расширение вдоль оси  $c$  от  $15$  до  $157 \times 10^{-6}^\circ\text{C}^{-1}$ , в то время как для ВТ-фазы существенно уменьшается расширение вдоль оси  $c$  от  $370$  до  $270 \times 10^{-6}^\circ\text{C}^{-1}$ . Объемный коэффициент термического расширения модификаций изменяется в интервалах их исследования для НТ-фазы от  $80$  до  $200 (\times 10^{-6}^\circ\text{C}^{-1})$ , для ВТ-фазы – от  $350$  до  $300 (\times 10^{-6}^\circ\text{C}^{-1})$ . Термическое расширение в обеих модификациях резко анизотропно, при полиморфном переходе объемное расширение возрастает в два раза, в целом расширение ВТ-модификации в 2–3 раза возрастает относительно расширения НТ-фазы.

Кристаллическая структура беломаринаита может быть описана в терминах псевдоплотнейших катионных упаковок [O'Keeffe, Hyde, 1985; Krivovichev, Filatov, 1999; Vegas, 2000]. Катионы калия и натрия формируют псевдоплотнейшую катионную упаковку с гексагональными слоями параллельными плоскости (001). Термическое расширение таких структур сходно с классическим термическим расширением слоистых соединений, что и объясняет максимальное термическое расширение беломаринаита вдоль оси  $c$ , т.е. перпендикулярно слоям псевдоплотнейшей гексагональной упаковки (рис. 4). По всей видимости, резкое увеличение термического расши-



**Рис. 3.** Зависимость параметров и объема элементарной ячейки беломаринаита от температуры. Вертикальной линией показана граница фазового перехода.

рения кристаллической структуры высокотемпературной модификации вдоль оси  $c$  связано с покачиванием, а затем и с вращением тетраэдров  $\text{SO}_4$ . Это подтверждается расшифровкой кристаллических структур  $\text{K}_2\text{SO}_4$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  —  $P6_3/mmc$  при высоких температурах по монокристалльным данным [Arnold et al., 1981; Naguse et al., 1987].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для нового минерального вида вулканических экзальций беломаринаита  $\text{KNaSO}_4$  (пр. гр.  $P3m1$ ),

который является продуктом дегазации активного лавового потока трахиандезитового состава, изучено термическое поведение в интервале 30–800°C на воздухе.

Показано существование высокотемпературной модификации этого минерала выше 470°C. Это позволяет ожидать, что при благоприятных условиях (вхождение примесей) высокотемпературная полиморфная модификация может быть встречена в природе в атмосферных условиях. Так было, например, в случае тенардита  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (пр. гр.  $Fddd$ ), для которого научной группой

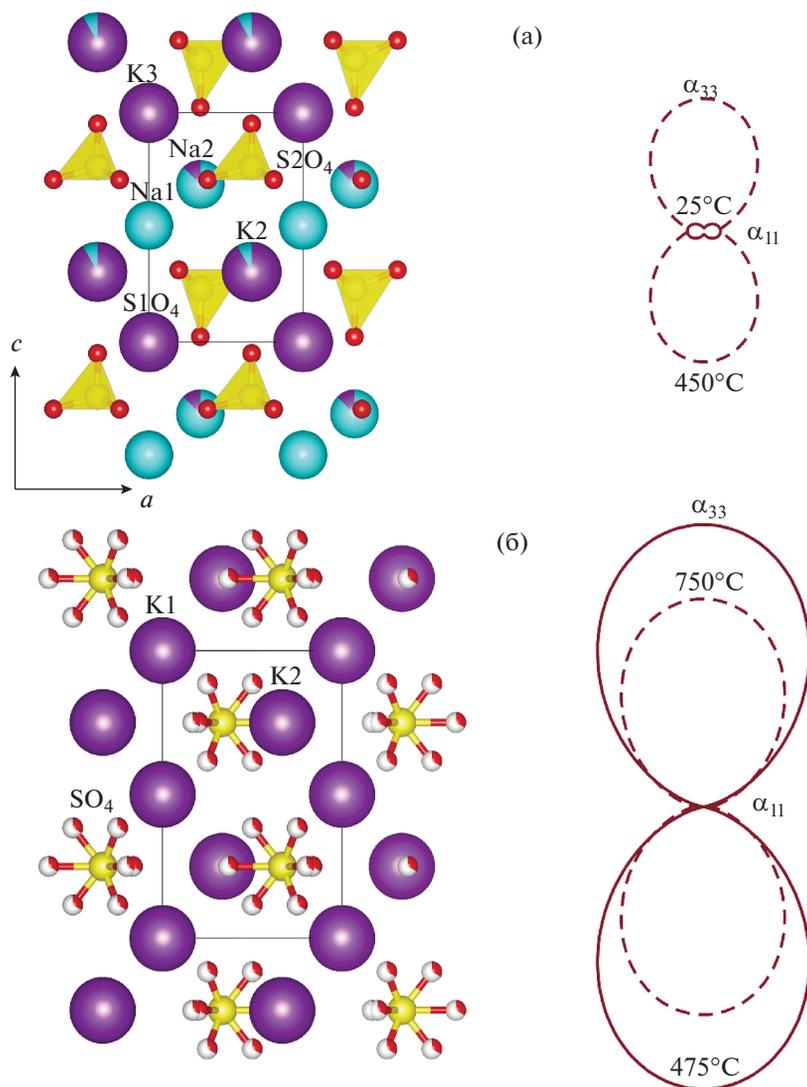


Рис. 4. Сопоставление сечений тензора термического расширения с кристаллическими структурами беломаринаита (а) [Filatov et al., 2019] и  $\alpha$ -K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (740°C) (б) [Arnold et al., 1981].

Таблица 2. Коэффициенты термического расширения беломаринаита и его синтетического аналога при некоторых температурах

Фаза	T, °C	Природный образец/синтетический		
		$\alpha_a (\times 10^6 \text{C}^{-1})$	$\alpha_c (\times 10^6 \text{C}^{-1})$	$\alpha_V (\times 10^6 \text{C}^{-1})$
<i>P3m1</i>	30	35(1)/33(1)	9(5)/15(5)	80(5)/83(5)
	100	33(1)/31(1)	34(2)/40(3)	100(2)/102(3)
	200	28(1)/29(1)	69(2)/70(1)	127(2)/128(1)
	300	24(1)/27(1)	104(5)/100(2)	154(5)/153(2)
	400	21(1)/24(1)	138(4)/129(4)	180(4)/178(5)
	475	18(1)/22(1)	157(5)/151(5)	194(5)/196(5)
<i>P6<sub>3</sub>/mmc</i>	475	-13(1)/-14(2)	370(2)/374(2)	342(3)/345(3)
	500	-10(1)/-12(2)	358(1)/365(2)	337(1)/340(3)
	600	0(1)/1(1)	322(1)/325(2)	321(1)/326(2)
	700	10(1)/13(1)	289(2)/287(1)	308(2)/314(2)
	800	16(1)/26(2)	270(2)/256(2)	302(2)/305(3)

проф. И.В. Пекова была обнаружена среди продуктов эгсгалий вулкана Толбачик высокотемпературная модификация, названная метатенардитом  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (пр. гр.  $P6_3/mmc$ ) [Pekov et al., 2020]. Обнаружение подобной высокотемпературной модификации было предсказано впервые в работе [Lacroix, 1910].

Выявлены причины резкой анизотропии термического расширения обеих модификаций. Объемное расширение  $\alpha_V$  изменяется для низкотемпературной фазы в пределах  $80\text{--}200 \times 10^{-6} \text{C}^{-1}$ , для высокотемпературной —  $350\text{--}300 \times 10^{-6} \text{C}^{-1}$  в температурных интервалах их исследования, т.е. расширение ВТ-фазы превышает расширение НТ-фазы в среднем в 2–2.5 раза. Направленность полиморфного тригонально-гексагонального превращения согласуется с известной тенденцией повышения симметрии вещества при его нагревании. Резко анизотропный характер НТ-фазы обусловлен стремлением величины ее параметров элементарной ячейки к параметрам ВТ-фазы. Однако, завершая полиморфный переход и не достигнув равенства, кристаллическая структура совершает незначительный скачок  $\Delta V = 2.2 \text{ \AA}^3$ , т.е. полиморфный переход представляет собой фазовый переход первого рода.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ “Рентгенодифракционные методы исследования”. Терморентгенографическая съемка выполнялась в ресурсном центре “Рентгенодифракционные методы исследования” научного парка Санкт-Петербургского государственного университета доцентом М.Г. Кржижановской.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-29-12106).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка. 1975–1976 / Ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 637 с.

Бубнова Р.С., Фирсова В.А., Филатов С.К. Программа определения тензора термического расширения и графического представления его характеристической поверхности (Theta To Tensor – ТТТ) // Физика и химия стекла. 2013. Т. 39. С. 505–509.

Пеков И.В., Ааханов А.А., Зубкова Н.В. и др. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. С. 826–843.

Филатов С.К. Высокотемпературная кристаллохимия. Л.: Недра, 1990. 288 с.

Филатов С.К., Карпов Г.А., Шаблинский А.П. и др. Ивсит,  $\text{Na}_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$  – новый минерал вулканических эгсгалий из фумарол Трещинного Толбачинского

извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН // Докл. РАН. 2016. Т. 468. Р. 690–693.

Arnold H., Kurtz W., Richter-Zinnius A. et al. The phase transition of  $\text{K}_2\text{SO}_4$  at about 850 K // Acta Crystallogr. 1981. V. B37. P. 1643–1651.

Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., Melnikov D. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–2013 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // J. Volcan. Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 22–37.

Chukanov N.V., Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K. et al. Möhnite,  $(\text{NH}_4)\text{K}_2\text{Na}(\text{SO}_4)_2$ , a new guano mineral from Pabellón de Pica, Chile // Mineral. Petrol. 2015. V. 109. P. 643–648.

Eysel W., Hoefler H.H., Keester K.L. et al. Crystal chemistry and structure of  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (I) and its solid solutions // Acta Crystallogr. 1985. V. B41. P. 5–11.

Gorelova L.A., Vergasova L.P., Krivovichev S.V. et al. Bubnovaite,  $\text{K}_2\text{Na}_8\text{Ca}(\text{SO}_4)_6$ , a new mineral species with modular structure from the Tolbachik Volcano, Kamchatka peninsula, Russia // Eur. J. Miner. 2016. V. 28. P. 677–686.

Filatov S.K., Shablinskii A.P., Krivovichev S.V. et al. Petrovite,  $\text{Na}_{10}\text{CaCu}_2(\text{SO}_4)_8$ , a new fumarolic sulfate from the Great Tolbachik fissure eruption, Kamchatka Peninsula, Russia // Mineral. Mag. 2020. <https://doi.org/10.1180/mgm.2020.53>

Filatov S.K., Shablinskii A.P., Vergasova L.P. et al. Belomarinaite  $\text{KNaSO}_4$ : A new sulphate from 2012–2013 Tolbachik Fissure eruption, Kamchatka Peninsula, Russia // Mineral. Mag. 2019. V. 83. P. 569–575.

Kassem M.E., Abboudy S., Hamed A.E. et al. Stoichiometric ratio and doping effects on the thermal properties of sodium potassium sulphate crystals // J. Therm. Anal. 1993. V. 39. P. 301–308.

Kato K., Saalfeld H. The crystal structure of hanksite,  $\text{KNa}_{22}(\text{Cl}(\text{CO}_3)_2(\text{SO}_4)_9)$  and its relation to the  $\text{K}_2\text{SO}_4$  I structure type // Acta Crystallogr. 1972. V. B28. P. 3614–3617.

Krivovichev S.V., Filatov S.K. Metal arrays in structural units based on anion-centered metal tetrahedral // Acta Crystallogr. 1999. V. B55. P. 664–676.

Kumari M., Secco Etalo A. Metal Order-disorder transitions and solid state reaction kinetics in  $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{--K}_2\text{SO}_4$  system // Canad. J. Chem. 1983. V. 61. P. 594–598.

Lacroix A. Mineralogie de la France (t. IV). Paris, France: Librairie Polytechnique, 1910.

Nazarchuk E.V., Siidra O.I., Agakhanov A.A. et al. Itelmenite,  $\text{Na}_2\text{CuMg}_2(\text{SO}_4)_4$ , a new anhydrous sulphate mineral from the Tolbachik volcano // Mineral. Mag. 2018. V. 82. P. 1233–1241.

Naruse H., Tanaka K., Morikawa H. et al. Structure of  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (I) at 693 K // Acta Crystallogr. 1987. V. 43. P. 143–146.

Okada K., Osaka J. Structures of Potassium Sodium Sulphate // Acta Crystallogr. 1980. V. 36. P. 919–921.

O’Keefe M., Hyde B.G. An alternative approach to crystal structures with emphasis on the arrangements of cations // Structure and Bonding. 1985. V. 61. P. 77–144.

Pekov I.V., Shchepalkina N.V., Zубкова N.V. et al. Alkali sulfates with apththalite-like structures from fumaroles of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. I. Metathénardite,

a natural high-temperature modification of  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  // Canadian Mineralogist. 2020. V. 57(6). P. 885–901.

*Pekov I.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A. et al.* Dravertite,  $\text{CuMg}(\text{SO}_4)_2$ , a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Eur. J. Miner. 2017. V. 29. P. 323–330.

*Shablinskii A.P., Filatov S.K., Vergasova L.P. et al.* Dobrovolskyite, IMA 2019-106. CNMNC Newsletter 54 // Eur. J. Miner. 2020. V. 32. P. 275–283.

*Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V. et al.* Alkali sulfates with apthitalite-like structures from fumaroles of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. II. A new mineral, natrophthalite, and new data on belomarinaite // Canadian Mineralogist. 2020. V. 58(2). P. 167–181.

*Siidra O.I., Nazarchuk E.V., Lukina E.A. et al.* Sarachinaitite,  $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2$ , A New Exhalative Mineral from Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia, and a product of the Reversible Dehydration of Kröhnkite,  $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})_2$  // Mineral. Mag. 2018. V. 82. P. 257–274.

*Siidra O.I., Nazarchuk E.V., Zaitsev A.N. et al.* Copper oxosulphates from fumaroles of Tolbachik volcano: puninite,  $\text{Na}_2\text{Cu}_3\text{O}(\text{SO}_4)_3$  – a new mineral species and structure refinements of kamchatkite and alumoklyuchevskite // Eur. J. Miner. 2017. V. 29(3). P. 499–510.

*Siidra O.I., Nazarchuk E.V., Zaitsev A.N. et al.* Koryakite,  $\text{NaKMg}_2\text{Al}_2(\text{SO}_4)_6$ , a new NASICON-related anhydrous sulfate mineral from Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Mineral. Mag. 2020. V. 83(2). P. 283–287.

*Vegas A.* Cations in inorganic solids // Crystallogr. Rev. 2000. V. 7. P. 189–283.

## Thermal Study of the New Mineral Belomarinaite $\text{KNaSO}_4$

M. G. Belousova<sup>1, \*</sup>, O. Yu. Saprykina<sup>2, 3</sup>, R. S. Bubnova<sup>2</sup>, A. P. Shablinskii<sup>2</sup>,  
L. P. Vergasova<sup>1</sup>, A. B. Belousov<sup>1</sup>, and S. K. Filatov<sup>3, \*\*</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Russian Academy of Sciences, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Silicate Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Makarova emb., 2, Saint Petersburg, 199034 Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, University emb., 7/9, Saint Petersburg, 199034 Russia*

\*e-mail: chikurachki1@gmail.com

\*\*e-mail: filatov.stanislav@gmail.com

For the first time, the thermal behavior of a new mineral belomarinaite  $\text{KNaSO}_4$  was studied on a natural sample and its synthetic analogue in the range of 30–800°C. The mineral is stable up to a temperature of  $475 \pm 10^\circ\text{C}$ , at which it has a polymorphic transformation into a high-temperature polymorphic modification ( $P6_3/mmc$ ), stable up to 800°C. The thermal expansion of both modifications is sharply anisotropic, and in the case of the high-temperature phase it is also variable as a function of temperature – the dependence of the parameter  $a$  has a U-shape with a minimum at  $T = 660^\circ\text{C}$ . The volumetric expansion of modifications varies in the intervals of their existence for the low-temperature phase from 80 to 200 ( $10^{-6}^\circ\text{C}^{-1}$ ), for the high-temperature phase, from 350 to 300 ( $10^{-6}^\circ\text{C}^{-1}$ ). That is, on average, the expansion of the high-temperature modification increases by a factor of 2–3 relative to the expansion of the low-temperature phase, the main increase is in the parameter  $c$  and is determined, apparently, by restructuring the structure along this direction.

**Keywords:** volcanic exhalations, new mineral, belomarinaite, Tolbachik volcano, 2012–2013 eruption, high-temperature anhydrous sulfate, thermal expansion

УДК 550.34.06.013.3

## НЕЭКСТЕНСИВНЫЙ АНАЛИЗ АФТЕРШОКОВ УМЕРЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ И СЕВЕРНОГО ПАМИРА

© 2021 г. В. Н. Сычев<sup>а</sup>, \*, Н. А. Сычева<sup>а</sup>

<sup>а</sup> Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек-49, 720049 Кыргызстан

\*e-mail: koitash@mail.ru

Поступила в редакцию 21.09.2019 г.

После доработки 24.08.2020 г.

Принята к публикации 22.10.2020 г.

Выделены афтершоковые последовательности 60 землетрясений с  $K \geq 11$  из каталога Института сейсмологии Национальной АН Киргизской республики (далее КИС). Каталог включает в себя 56 259 событий, произошедших на территории Тянь-Шаня и Северного Памира в период с 1980 по 2001 гг. Получены некоторые статистические характеристики каталога и определена его представительная часть. Построена карта сейсмической активности. Определены некоторые параметры главных событий и афтершоковых последовательностей — минимальное количество афтершоков составляет 3 события, максимальное — 2370, минимальная длительность афтершокового процесса включает 2 дня, максимальная — 2046 дней. Каталог землетрясений и афтершоковые последовательности рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса (параметры  $q$  и  $a$ ). Для описания функции распределения землетрясений по энергиям использовались модифицированная модель очага землетрясения stick-slip и принцип максимума энтропии. Подход использовался для количественной оценки неэкстенсивного параметра Тсаллиса  $q$  в потоке землетрясений, а также для оценки изменения этого параметра непосредственно перед крупным землетрясением и во время следования афтершоков. Показано, что поток землетрясений представляет собой систему с памятью и дальними пространственными корреляциями. Параметр Тсаллиса  $q$  для афтершоковых последовательностей превышает значение  $q$ , вычисленное для всего каталога землетрясений, что указывает на сохранение нестабильного состояния сейсмогенной системы во время следования афтершоков. Наблюдается резкое возрастание параметра Тсаллиса  $q$  в некоторой области, включающей область подготовки землетрясения перед главным событием и резкое снижение сразу после него с дальнейшим возвратом к среднему уровню, наблюдаемому до главного события.

*Ключевые слова:* землетрясение, фокальный механизм, афтершоки, неэкстенсивный анализ, функция распределения землетрясений по энергиям, дальние корреляции, параметр Тсаллиса

DOI: 10.31857/S0203030621010053

### ВВЕДЕНИЕ

В сейсмологии установлены некоторые фундаментальные закономерности потока сейсмических событий. Широко известным соотношением является закон распределения землетрясений по энергиям Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944]:

$$P(E) \sim E^{-\gamma}, \quad (1)$$

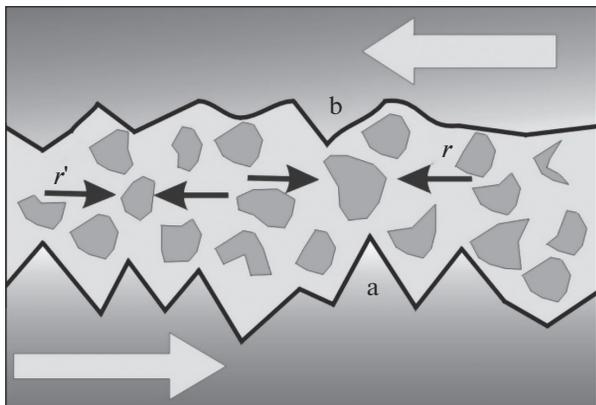
где  $\gamma$  — показатель степени,  $E$  — энергия землетрясения. В терминах количества событий с магнитудой  $M$ , превышающей значение  $m$ , закон распределения принимает вид:

$$N(M > m) \sim 10^{-bm}, \quad (2)$$

где  $N$  — число событий для указанного фиксированного периода времени и в заданном географическом регионе,  $b$  — константа ( $b$ -value), в боль-

шинстве случаев принимает значение около 0.9 [Касахара, 1985].

Следует отметить, что законы, описывающие последовательности землетрясений, в основном, являются эмпирическими и не могут быть выведены из положений равновесной (классической) термодинамики. В основе классической термодинамики лежит понятие энтропии, которая является функцией состояния термодинамической системы. Если  $p_i$  — вероятность пребывания системы в состоянии с номером  $i$  ( $i = 1, \dots, N$ ,  $\sum_{i=1}^N p_i = 1$ ), то энтропией Больцмана–Гиббса называют стандартную формулу для вычисления статистической механической энтропии термодинамической системы [Гиббс, 1982]:



**Рис. 1.** Иллюстрация относительного движения плоскостей разлома с материалом между ними. Фрагменты, показанные на рис. 1, могут играть роль подшипников, а также препятствовать относительному движению плоскостей между точками а и b;  $r$  и  $r'$  – характерный размер фрагмента между плоскостями [Sotolongo-Costa, Posadas, 2004].

$$S = -k \sum_{i=1}^N p_i \ln p_i, \quad (3)$$

где  $k$  – постоянная Больцмана ( $k = 1.38 \times 10^{-23}$  Дж/К),  $N$  – число возможных состояний системы. Полная энтропия системы в этом случае равна сумме энтропии ее частей (свойство аддитивности энтропии). В частности, если система состоит из двух независимых подсистем  $A$  и  $B$ , то суммарная энтропия системы будет следующей:

$$S(A + B) = S(A) + S(B). \quad (4)$$

В 1988 г. Константино Тсаллис для описания сложных неаддитивных статистических систем обобщил классическую формулу Больцмана–Гиббса, введя в выражение параметр  $q$ , характеризующий степень неаддитивности, и предложил так называемую неэкстенсивную или неаддитивную энтропию [Tsallis, 1988], которая на дискретном числе микросостояний  $N$  определяется следующим выражением:

$$S_q = k \frac{1}{q-1} \left( 1 - \sum_{i=1}^N p_i^q \right); \quad \sum_{i=1}^N p_i = 1, \quad (5)$$

где  $p_i$  – вероятность того, что система находится в  $i$ -состоянии,  $N$  – число состояний системы,  $k$  – некоторая положительная константа, которая определяет единицу измерения энтропии и в физических формулах служит для связки размерностей как, например, постоянная Больцмана. Статистика Больцмана (3) соответствует пределу  $q \rightarrow 1$ ,  $q > 1$  указывает на наличие дальних корреляций и памяти в неравновесной системе, когда аддитивность нарушается. Таким образом, энтропия Тсаллиса является уже неэкстенсивной функцией. Если, допустим, система разбита на две неза-

висимые подсистемы  $A$  и  $B$ , то суммарная энтропия системы будет следующей:

$$S_q(A + B) = S_q(A) + S_q(B) + (1 - q) S_q(A) S_q(B). \quad (6)$$

Параметр  $q$  в данном случае является мерой неэкстенсивности рассматриваемой системы: при  $q < 1$  получаем сверхэкстенсивный случай,  $q = 1$  – экстенсивный и при  $q > 1$  – субэкстенсивный [Чумак, 2011].

Эти положения неравновесной термодинамики все чаще стали использовать для описания потока землетрясений – неэкстенсивный анализ потока сейсмических событий [Telesca et al., 2001; Telesca, Chen, 2010; Kalliopi, Chochlaki, 2018].

В основе этих положений лежит новая модель описания функции распределения землетрясений по энергиям [Sotolongo-Costa, Posadas, 2004], основанная на взаимодействии двух поверхностей (рис. 1) и принципах неэкстенсивной статистической физики.

Эта модель землетрясения (Fragment-Asperity Interaction Model for Earthquakes [Sotolongo-Costa, Posadas, 2004]) соответствует модели очага землетрясения stick-slip – “прерывистое скольжение” двух плит друг по другу вдоль разлома при наличии трения [Brown et al., 1991]. Движение затрудняется не только пересечением двух шероховатостей на разломах, но и возможным относительным расположением нескольких фрагментов между точками “а” и “b” [Sotolongo-Costa, Posadas, 2004].

Используя эту модель и принцип максимума энтропии в работе [Sotolongo-Costa, Posadas, 2004], было получено выражение для функции распределения землетрясений по энергиям, которая обобщает исходную функцию распределения землетрясений по энергиям Гутенберга–Рихтера. В свою очередь, в работе [Silva et al., 2006] уточнили эту модель с использованием более реалистичной зависимости между энергией землетрясения и размером фрагмента. Далее, уже в работе [Telesca, 2011], получено аналитическое выражение, описывающее обобщенный закон Гутенберга–Рихтера, которое связывает кумулятивное число землетрясений с магнитудой, превышающей пороговое значение с параметром Тсаллиса  $q$ :

$$\lg \left( \frac{N(M > M_{th})}{N} \right) = \left( \frac{2-q}{1-q} \right) \lg \left[ 1 - \left( \frac{1-q}{2-q} \right) \left( \frac{10^{M_{th}}}{a^{2/3}} \right) \right], \quad (7)$$

где  $N(M > M_{th})$  – количество землетрясений с энергией больше порогового значения  $M_{th}$  и  $M \sim \lg(E)$ ,  $E$  – энергия землетрясения,  $N$  – полное количество землетрясений,  $a$  – константа про-

порциональности между энергией землетрясения  $E$  и размером фрагмента блоков  $r^3$  (см. рис. 1) между разломами и имеет размерность объемной плотности энергии [Silva et al., 2006; Telesca, 2011; Vallianatos et al., 2014; Complexity ..., 2018].

Приведенное выражение хорошо описывает распределение землетрясений по энергиям во всем диапазоне магнитуд в отличие от эмпирической формулы Гутенберга–Рихтера [Silva et al., 2006]. Причем оценка параметра Тсаллиса  $q$  оказывается стабильной по отношению к выбору порогового значения магнитуды  $M_{th}$ , нежели оценка параметра  $b$ -value, которая более требовательна к выбору линейного участка графика повторяемости [Complexity ..., 2018].

Уравнение (7) позволяет оценить степень неэкстенсивности в рассматриваемом регионе. Кроме того, как отмечено в работах [Sarlis et al., 2010; Vallianatos et al., 2014], это уравнение можно считать обобщенным уравнением распределения землетрясений по энергиям, так как при значениях магнитуд выше некоторого порогового значения это распределение сводится к выражению Гутенберга–Рихтера вида (2) со значением  $b$ -value [Vallianatos et al., 2014]:

$$b = \frac{2 - q}{q - 1}. \quad (8)$$

Во множестве публикаций указывается, что значение параметра  $q$  можно использовать как меру стабильности активной тектонической зоны [Matcharashvili et al., 2011; Papadakis, 2016; Papadakis et al., 2013, 2015, 2016; Telesca, 2010a, b, c; Valverde-Esparza et al., 2012; Vallianatos et al., 2014; Complexity ..., 2018]. Резкое увеличение параметра  $q$  указывает на рост взаимодействия между разломными блоками и их фрагментами и подразумевает отклонение от равновесного состояния [Complexity ..., 2018].

Используя выражение (7), по левой части можно построить нормализованное кумулятивное распределение количества землетрясений по магнитудам в логарифмическом масштабе  $\log(N(M > M_{th})/N)$  в зависимости от магнитуды. По полученным распределениям, используя методы численного решения нелинейных уравнений, из правой части (7) определяются неизвестные параметры функции распределения землетрясений по энергиям  $a$  и  $q$ .

Параметр Тсаллиса  $q$  получен из модели землетрясения [Sotolongo-Costa, Posadas, 2004] и отражает масштаб взаимодействий между блоками разломов и фрагментами, заполняющими пространство между ними. Увеличение  $q$  означает, что можно ожидать сильного землетрясения, поскольку блоки разломов отклоняются от равновесия [Complexity ..., 2018]. Согласно [Telesca, 2010c], увеличение значения параметра Тсаллиса

$q$  предполагает, что степень дальних пространственных корреляций также возрастает, и что сейсмогенная система входит в критическое состояние, характеризующееся нестабильностью, которая может вызвать крупномасштабные реакции и выделение энергии [Kalimeri et al., 2008]. Определяя параметр Тсаллиса для всего каталога землетрясений и отдельных выборок, можно оценить дальнедействующие пространственные корреляции в этих выборках, а также как эти корреляции изменяются при сильных землетрясениях и в афтершоковых последовательностях.

По рассчитанным параметрам можно также определить, как полученные результаты согласуются со значениями, приведенными в литературе для других сейсмоактивных регионов.

Исследованию афтершоковых последовательностей Тянь-Шаньского региона посвящены работы [Мухамадеева, Сычева 2018; Сычев и др., 2019; Муралиев, Искендеров, 2015; Kuchay et al., 2017 и др.]. В первой работе рассмотрены афтершоковые последовательности, сопровождавшие умеренные и слабые землетрясения, произошедшие с 1996 по 2017 гг. на территории Бишкекского геодинамического полигона (Северный Тянь-Шань) и в его ближайшем окружении. Для анализа использовался каталог землетрясений по данным сети KNET, который включал события с 1994 по 2017 гг. Выделено 21 землетрясение с  $K \geq 10$  и их афтершоки. Получены различные характеристики афтершоковой деятельности и построены их зависимости от класса главного события. Во второй работе каталог КИС и афтершоковая последовательность Суусамырского землетрясения (19.08.1992 г.,  $M = 7.3$ ) рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса, проведен анализ дальних корреляций. Параметр Тсаллиса  $q = 1.605$  для афтершоковой последовательности превышает значение  $q = 1.569$ , вычисленное для всего каталога землетрясений, что указывает на сохранение возросших корреляций во время следования афтершоков. Динамическое определение параметра  $q$  для событий по всему каталогу до и после Суусамырского землетрясения позволило отметить резкое возрастание дальних корреляций в рассматриваемом регионе до главного события, резкое снижение сразу после него с дальнейшим возвратом к среднему уровню, наблюдаемому до главного события.

Данная работа является продолжением предыдущих исследований [Сычев и др., 2019] и посвящена неэкстенсивному анализу афтершоковых последовательностей 60 умеренных землетрясений, произошедших на территории Тянь-Шаня и Северного Памира в период с 1983 по 1999 гг. Для выделения афтершоковых последовательностей рассматривался каталог КИС, который включает

землетрясения с 1980 по 2001 гг. Данные каталога были получены, в основном, на основе аналоговых станций. Качественные данные цифровой сейсмологической сети KNET (Kyrgyz net), установленной на территории Северного Тянь-Шаня в 1991 г., стали поступать с момента ее работы в режиме реального времени (середина 1998 г.).

Задача данной работы – применение неэкстенсивного анализа с использованием статистики Тсаллиса к афтершоковым процессам умеренных землетрясений Тянь-Шаня и Северного Памира для подтверждения выводов, сделанных в работе [Сычев и др., 2019] для афтершоков Суусамырского землетрясения (19.08.1992,  $M = 7.3$ ).

## ИССЛЕДУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

**Каталог.** Для выделения афтершоковых последовательностей использовался каталог КИС за 1980–2001 гг. (56259 землетрясений). Некоторые статистические характеристики исследуемого каталога представлены на рис. 2. Каталог включает в себя события с  $5.5 \leq K \leq 17$  (см. рис. 2а); согласно распределению Гутенберга–Рихтера исследуемого каталога, представительными являются землетрясения с  $7.5 \leq K \leq 14$  (35593 землетрясения или 63% от всего каталога) (см. рис. 2б); распределение событий во времени неравномерное (см. рис. 2в); максимум событий приходится на 1992 г., когда произошло Суусамырское землетрясение, и основная часть событий произошла на глубине до 15 км (см. рис. 2г). Согласно [Юдахин, 1983], землетрясения Тянь-Шанского региона происходят на глубине до 30 км. Максимум событий, происходящих на нулевую глубину, объясняется отсутствием значения глубины в каталоге для некоторых землетрясений, которые при анализе были отнесены к нулевой глубине.

**Афтершоки.** Для выделения из каталога афтершоковых последовательностей для событий с  $K \geq 11$  был применен подход Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой [Молчан, Дмитриева, 1991; Соболев, Пономарев, 2003]. Выделение афтершоков проводилось с помощью набора программ этих же авторов. Этот подход активно используется исследователями при выделении афтершоков [Шебалин и др., 2018; Баранов, Шебалин, 2019; и др.]. За исследуемый период из каталога было выделено 60 землетрясений, после которых наблюдались афтершоковые события. Дата главного события, эпицентральное положение, энергетическая характеристика (класс  $K$  и магнитуда  $M$ ), а также количество афтершоков  $N_{\text{афт}}$  и их длительность  $T_{\text{афт}}$  в днях представлены в табл. 1. Для пересчета класса землетрясения в магнитуду использовалось выражение  $K = 1.8M + 4$  [Раутиан, 1960]. Серым цветом в таблице отмечены землетрясения, для которых  $N_{\text{афт}} \geq 100$  (14 событий).

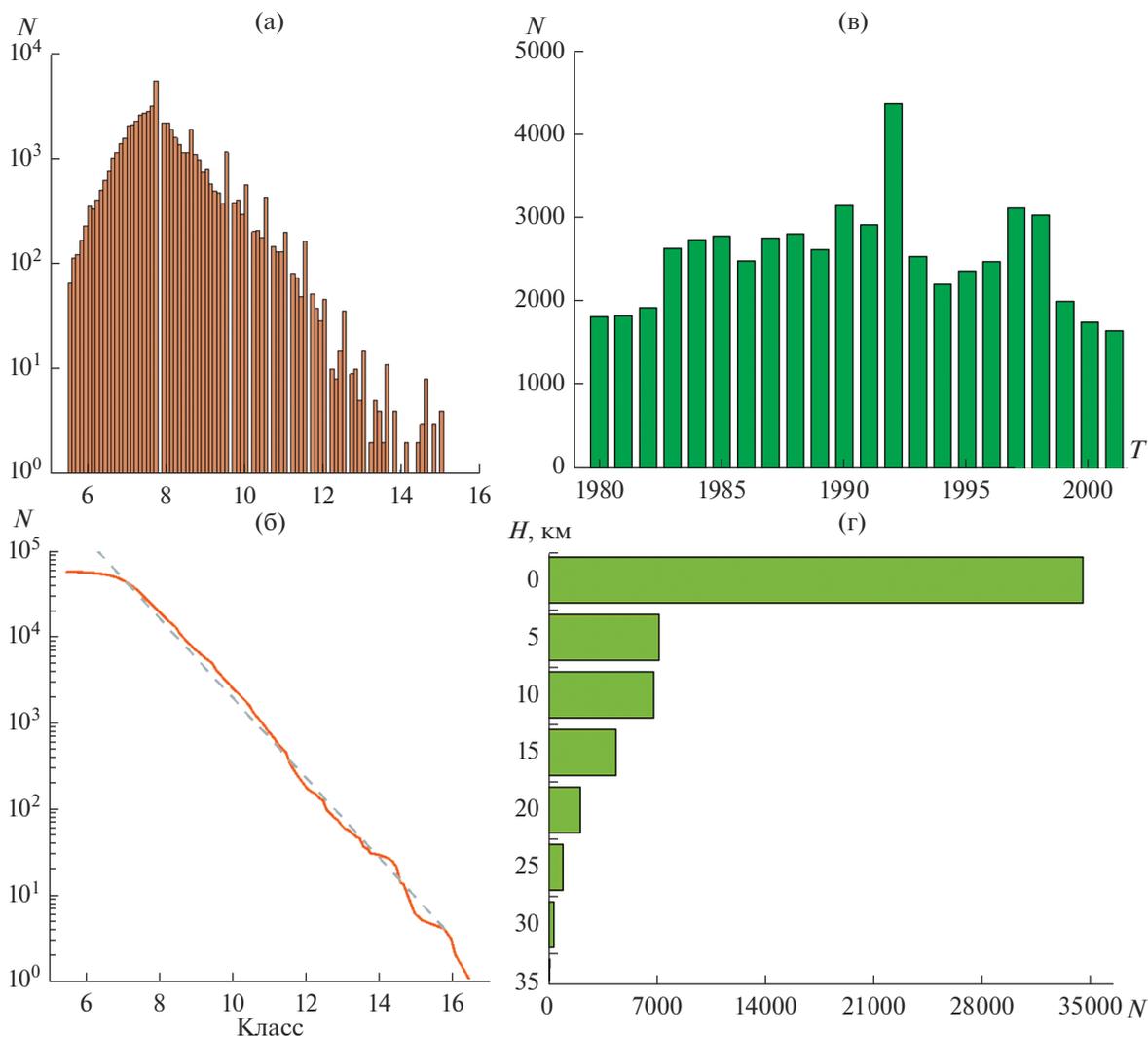
Во введении было отмечено, что основная часть землетрясений зарегистрирована аналоговыми станциями и вполне вероятно, что каталог включает в себя не все афтершоковые события, следующие за главным событием, что может быть обусловлено чувствительностью сети (конфигурация сети, положение и количество станций по отношению к землетрясению). В таблице представлены значения минимального класса  $K_{\text{min}}$  для всех афтершоковых последовательностей и варьируется от  $K_{\text{min}} = 5.6$ –8.0, а также время начала серии афтершоков  $t_{\text{start}}$  и меняется от 6 мин до 109 дней. Такая длительность между главным событием и первым афтершоком обусловлена тем, что согласно конфигурации сети для события с  $t_{\text{start}} = 109$  были зарегистрированы лишь афтершоки с  $K > 8$ , исключая более слабые события.

На рис. 3 звездочками показано эпицентральное положение главных 60 событий. Красными звездочками выделены события, для которых  $N_{\text{афт}} \geq 100$ . Фоном является распределение сейсмической активности, которая определялась количеством землетрясений в ячейке размерностью  $0.2^\circ$ , глубина исследуемого слоя составляла 30 км. Рассматриваемые землетрясения произошли на территории, которая, согласно легенде, характеризуется высоким значением сейсмической активности. Основная часть событий произошла в зонах сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и северной частью Тарима, по несколько событий вдоль Таласо-Ферганского разлома, в Ферганской впадине, вдоль Кунгей и Терской-Алатау и по два события в восточной части Кокшаал Тоо и на Киргизском хребте.

Для оценки параметра Тсаллиса  $q$  и константы  $a$ , описывающих распределение землетрясений по энергиям, использовалось выражение (7). Оба параметра рассчитывались как для всего каталога, так и для всех афтершоковых последовательностей. Для четырех крупных событий изменение параметров распределения  $q$  и  $a$  рассматривались в динамике (время). При этом события анализировались в окрестности эпицентра главного события на некотором временном интервале, включающем дату землетрясения (сформированная выборка). Указанные параметры рассчитывались в окне, включающем заранее определенное количество событий, каждый раз сдвиг осуществлялся на одно событие из сформированной выборки.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Фокальные механизмы главных событий.** На рис. 3 представлены фокальные механизмы очагов для событий с  $N_{\text{афт}} \geq 100$ . Для рассматриваемых землетрясений типы подвижек имеют взбросовый или взбросо-сдвиговый характер. Азимуты осей сжатия имеют субмеридианальное направ-



**Рис. 2.** Статистические характеристики каталога КИС (56259 землетрясений). а – график повторяемости; б – распределение Гутенберга–Рихтера; в – распределение во времени; г – распределение по глубине.

ление, что соответствует региональному режиму, определенному во многих работах по сейсмологическим и GPS-данным [Sycheva, Mansurov, 2017; Rebetsky, Alekseev, 2014; Zubovich, Mukhamediev, 2010; Костюк, 2008; Абдрахматов и др., 2001; и др.].

**Афтершоки.** Анализ данных таблицы показал, что при одном энергетическом классе главного события наблюдается разное количество афтершоков и различная длительность афтершокового процесса. Длительный период афтершоков не всегда сопровождается большим количеством событий. Минимальное количество афтершоков составляет 3 события, максимальное – 2370, минимальная длительность афтершокового процесса включает 2 дня, максимальная – 2046 дней (см. табл. 1). На рис. 4 представлены зависимости рас-

пределения количества и длительности афтершоков от класса главного события. Отдельно рассматриваются и описываются линейной моделью землетрясения с  $N_{\text{афт}} < 100$  (отмечены серым цветом) и с  $N_{\text{афт}} \geq 100$  (отмечены черным цветом). Для всех рассматриваемых зависимостей определены коэффициенты корреляции, значения которых указаны на графиках. В целом для рассматриваемых выборок отмечается небольшая тенденция возрастания количества и длительности афтершоков с увеличением класса главного события, низкий коэффициент корреляции рассматриваемых зависимостей также указывает на слабую связь между количеством и длительностью афтершоков и классом главного события. Отмечается высокий уровень отклонений от ли-

Таблица 1. Некоторые параметры главных событий и результаты неэкстенсивного анализа афтершоков

№	Дата	Время	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$H, \text{ км}$	$K$	$M$	$K_{\min}$	$N_{\text{афт}}$	$T_{\text{афт}}$	$q$	$err_q$	$a$	$err_a$	$t_{\text{start}}, \text{ час}$	$t_{\text{start}}, \text{ дни}$
1	13.01.1980	05:54:31	39.43	72.80	10	13.40	5.22	6.9	10	99	1.760	0.018	124.416	98.142	5.07	
2	05.07.1980	20:25:23	41.92	77.50	20	13.80	5.44	5.9	21	293	1.670	0.018	77.623	38.582	1.27	
3	11.12.1980	14:35:27	41.33	69.05	10	13.50	5.28	7.6	53	897	1.586	0.017	7797.716	2627.079	0.75	
4	03.03.1981	05:52:31	39.32	72.60	15	13.80	5.44	7.3	23	623	1.707	0.018	196.710	131.145	0.98	
3	06.05.1982	15:42:20	40.17	71.50	20	14.40	5.78	6.2	34	1173	1.694	0.016	330.356	197.389	0.30	
5	31.12.1982	19:46:46	42.87	77.37	15	13.60	5.33	5.6	13	538	1.692	0.015	54.101	21.399	—	5.30
7	13.02.1983	01:40:09	40.23	75.23	20	16.10	6.72	6.8	624	1879	1.608	0.006	1166.505	249.954	0.21	
8	16.12.1983	13:15:53	39.38	72.92	15	14.50	5.83	6.4	321	1351	1.587	0.007	697.179	149.371	0.31	
9	02.02.1984	14:40:51	40.92	71.13	15	11.00	3.89	6.6	52	13	1.490	0.011	4888.878	613.850	0.22	
10	15.02.1984	21:57:02	40.90	71.10	20	12.80	4.89	7.2	58	2	1.615	0.009	15588.787	2312.567	0.06	
11	17.02.1984	23:26:52	40.85	71.02	25	14.00	5.56	6.3	355	1021	1.510	0.005	8409.918	938.727	0.07	
12	26.10.1984	20:22:17	39.20	71.23	15	14.50	5.83	6.5	287	1332	1.572	0.009	1180.591	299.238	0.25	
13	24.03.1985	11:54:17	41.80	77.50	19	11.10	3.94	6.3	14	187	1.662	0.018	94.763	39.368	0.08	
14	23.08.1985	12:41:55	39.43	75.48	20	16.50	6.94	5.8	551	669	1.589	0.009	4641.616	1436.507	0.20	
15	13.10.1985	15:59:51	40.28	69.80	10	14.60	5.89	7.0	51	517	1.661	0.012	1329.136	551.367	0.21	
16	25.04.1986	16:12:32	40.18	77.28	25	14.20	5.67	7.4	30	178	1.705	0.013	241.847	126.537	2.28	
17	24.01.1987	08:09:17	41.43	79.27	13	14.70	5.94	6.6	620	1353	1.568	0.005	911.333	142.212	0.06	
18	30.04.1987	05:17:37	39.82	74.68	25	14.50	5.83	6.7	89	494	1.639	0.008	936.524	249.086	0.35	
19	09.01.1988	03:55:01	39.23	71.50	0	12.60	4.78	5.6	22	463	1.633	0.022	146.457	71.183	0.36	
20	02.03.1988	18:42:08	40.90	71.23	2	12.30	4.61	6.9	23	408	1.649	0.017	354.095	144.398	0.49	
21	15.03.1988	15:55:19	42.10	75.43	5	11.20	4.00	6.4	11	211	1.711	0.028	18.688	15.703	28.83	
22	10.06.1988	21:11:12	39.20	71.70	10	12.00	4.44	6.0	9	184	1.717	0.014	356.745	137.946	0.21	
23	12.08.1988	18:58:27	39.80	74.37	31	13.30	5.17	6.5	34	215	1.702	0.008	1630.301	399.534	4.49	
24	17.08.1988	14:56:31	39.48	72.32	20	12.80	4.89	6.5	10	207	1.740	0.012	265.209	106.738	41.45	
25	21.10.1988	01:55:18	39.75	72.18	10	11.20	4.00	6.4	13	302	1.660	0.013	306.712	76.770	0.09	
26	14.12.1988	11:45:51	39.27	71.80	5	13.30	5.17	6.2	24	313	1.701	0.012	224.204	89.726	0.75	
27	22.03.1989	01:34:50	40.83	74.08	20	11.90	4.39	6.2	27	415	1.623	0.009	1430.629	234.287	0.33	
28	29.03.1990	16:19:12	39.43	73.25	21	13.70	5.39	6.7	20	169	1.732	0.014	230.548	123.236	0.07	
29	17.04.1990	01:59:19	39.45	74.55	29	15.00	6.11	6.3	426	672	1.586	0.010	441.467	149.575	0.22	
30	03.11.1990	16:39:50	39.15	71.45	10	13.80	5.44	5.5	30	202	1.665	0.017	54.552	27.452	0.62	
31	12.11.1990	12:28:51	42.98	77.92	15	15.00	6.11	5.6	138	1312	1.649	0.011	42.014	17.774	0.21	
32	01.12.1990	18:09:27	40.88	73.65	5	12.60	4.78	6.3	104	601	1.585	0.014	238.152	79.564	0.17	
33	25.02.1991	14:30:25	40.18	79.32	0	14.20	5.67	7.3	75	1348	1.619	0.012	1732.081	600.350	0.63	
34	26.04.1991	22:23:58	39.08	70.98	0	13.30	5.17	6.4	34	662	1.655	0.016	139.543	63.718	0.94	
35	18.06.1991	15:38:36	39.58	72.68	15	12.40	4.67	6.8	26	315	1.646	0.016	283.734	111.133	0.09	
36	31.10.1991	02:29:03	40.17	72.87	15	13.60	5.33	6.2	65	536	1.645	0.011	261.207	86.741	0.25	
37	02.01.1992	05:50:07	41.00	71.13	15	11.20	4.00	7.5	13	3	1.595	0.019	1783.046	441.145	0.76	
38	05.01.1992	17:14:20	40.98	71.12	15	12.60	4.78	7.0	29	66	1.643	0.010	956.616	223.887	0.15	
39	15.05.1992	08:07:59	41.10	72.42	10	15.00	6.11	5.8	1380	1752	1.525	0.011	812.910	258.885	0.24	
40	19.08.1992	02:04:36	42.07	73.63	20	17.00	7.22	5.6	2370	2046	1.613	0.008	207.591	75.713	0.14	
41	12.01.1994	10:22:48	39.47	75.77	0	13.30	5.17	7.3	23	95	1.679	0.015	749.876	324.222	0.17	
42	20.02.1995	04:12:22	39.38	71.03	4	13.60	5.33	7.5	12	131	1.732	0.015	748.058	384.603	1.47	
43	01.11.1995	12:29:28	43.03	80.15	0	13.10	5.06	6.9	10	236	1.748	0.017	238.328	151.349	1.21	
44	18.01.1996	09:33:49	41.90	77.45	5	13.20	5.11	6.2	6	504	1.702	0.023	141.090	67.187	21.15	

Таблица 1. Окончание

№	Дата	Время	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$H, \text{ км}$	$K$	$M$	$K_{\text{мин}}$	$N_{\text{афт}}$	$T_{\text{афт}}$	$q$	$err_q$	$a$	$err_a$	$t_{\text{start}}$ , час	$t_{\text{start}}$ , дни
45	19.03.1996	15:00:26	40.08	76.65	0	14.60	5.89	7.2	180	1086	1.635	0.008	724.212	194.878	0.20	
46	14.06.1996	22:45:36	42.50	72.87	5	12.70	4.83	6.6	74	592	1.616	0.009	330.459	70.419	0.48	
47	16.12.1996	07:00:14	42.83	78.02	0	12.20	4.56	6.3	15	402	1.709	0.009	276.235	70.212	4.04	
48	21.01.1997	01:47:12	39.43	76.98	0	14.40	5.78	7.3	479	84	1.604	0.009	6866.819	1693.128	1.24	
49	31.03.1997	19:12:48	39.30	76.93	0	12.10	4.50	8.1	11	629	1.608	0.018	12459.739	3039.979	—	109
50	15.04.1997	18:19:12	39.67	76.97	0	15.00	6.11	7.1	1154	1715	1.543	0.011	2195.576	708.907	267.61	
51	13.08.1997	14:30:13	41.87	79.48	0	13.00	5.00	7.4	3	84	1.828	0.016	684.277	519.508	—	26
52	21.09.1997	08:24:17	42.62	74.98	5	11.50	4.17	6.0	13	100	1.664	0.021	217.821	100.378	0.61	
53	27.12.1997	04:20:58	42.23	78.28	10	11.60	4.22	6.7	16	353	1.629	0.016	739.813	218.304	0.70	
54	29.05.1998	22:49:35	41.35	75.60	0	13.60	5.33	6.9	5	290	1.794	0.016	182.342	122.586	—	8
<b>55</b>	<b>27.08.1998</b>	<b>08:38:53</b>	<b>39.45</b>	<b>77.28</b>	<b>0</b>	<b>11.90</b>	<b>4.39</b>	<b>7.6</b>	<b>19</b>	<b>418</b>	<b>1.539</b>	<b>0.017</b>	<b>5679.195</b>	<b>1284.925</b>	<b>8.01</b>	
<b>56</b>	<b>27.08.1998</b>	<b>08:53:08</b>	<b>39.67</b>	<b>77.25</b>	<b>0</b>	<b>11.60</b>	<b>4.22</b>	<b>7.8</b>	<b>11</b>	<b>141</b>	<b>1.650</b>	<b>0.020</b>	<b>6392.032</b>	<b>1921.761</b>	<b>16.31</b>	
<b>57</b>	<b>27.08.1998</b>	<b>09:01:15</b>	<b>39.45</b>	<b>77.43</b>	<b>0</b>	<b>11.10</b>	<b>3.94</b>	<b>7.8</b>	<b>14</b>	<b>152</b>	<b>1.633</b>	<b>0.029</b>	<b>1252.294</b>	<b>632.489</b>	<b>—</b>	<b>35</b>
<b>58</b>	<b>27.08.1998</b>	<b>11:15:51</b>	<b>39.35</b>	<b>77.15</b>	<b>0</b>	<b>12.00</b>	<b>4.44</b>	<b>8.0</b>	<b>38</b>	<b>415</b>	<b>1.510</b>	<b>0.033</b>	<b>19576.168</b>	<b>4387.398</b>	<b>5.48</b>	
59	03.09.1998	06:43:00	39.37	77.32	0	12.80	4.89	8.4	16	409	1.548	0.018	58813.270	11981.160	14.28	
60	06.12.1999	07:33:12	42.67	76.27	0	13.00	5.00	6.1	15	454	1.728	0.019	28.298	15.794	0.38	

Примечание.  $\varphi$  — широта,  $\lambda$  — долгота,  $H$  — глубина,  $K$  — класс,  $M$  — магнитуда,  $K_{\text{мин}}$  — минимальный класс афтершоковой последовательности,  $N_{\text{афт}}$  — количество афтершоков,  $T_{\text{афт}}$  — длительность афтершокового процесса,  $a$  и  $q$  — параметры Тсаллиса,  $err_q$  и  $err_a$  — ошибка их вычисления,  $t_{\text{start}}$  — время первого афтершока в последовательности.

нейной модели для афтершоковых последовательностей с  $N_{\text{афт}} < 100$ .

Обращают на себя внимание события 55–58 (см. табл. 1), которые произошли в один день, разница во времени между первым и последним составляет три часа. Эти события располагаются недалеко друг от друга в северной части Тарима. Вполне вероятно, что первое из этих событий (самое северное, рис. 5) явилось триггером для остальных событий, которые группируются недалеко друг от друга.

**Неэкстенсивный анализ.** Перед рассмотрением параметра Тсаллиса  $q$  для афтершоковых последовательностей были выполнены необходимые построения и определены параметр Тсаллиса  $q$  и константа  $a$  для всего каталога (рис. 6). На графике синим цветом показана функция распределения землетрясений по энергиям по данным каталога, красным — аппроксимация с использованием вычисленных значений  $a$  и  $q$ . На рисунке также представлена традиционная аппроксимация законом Гутенберга–Рихтера (черная линия) и вычисленный параметр этого распределения  $b$ -value.

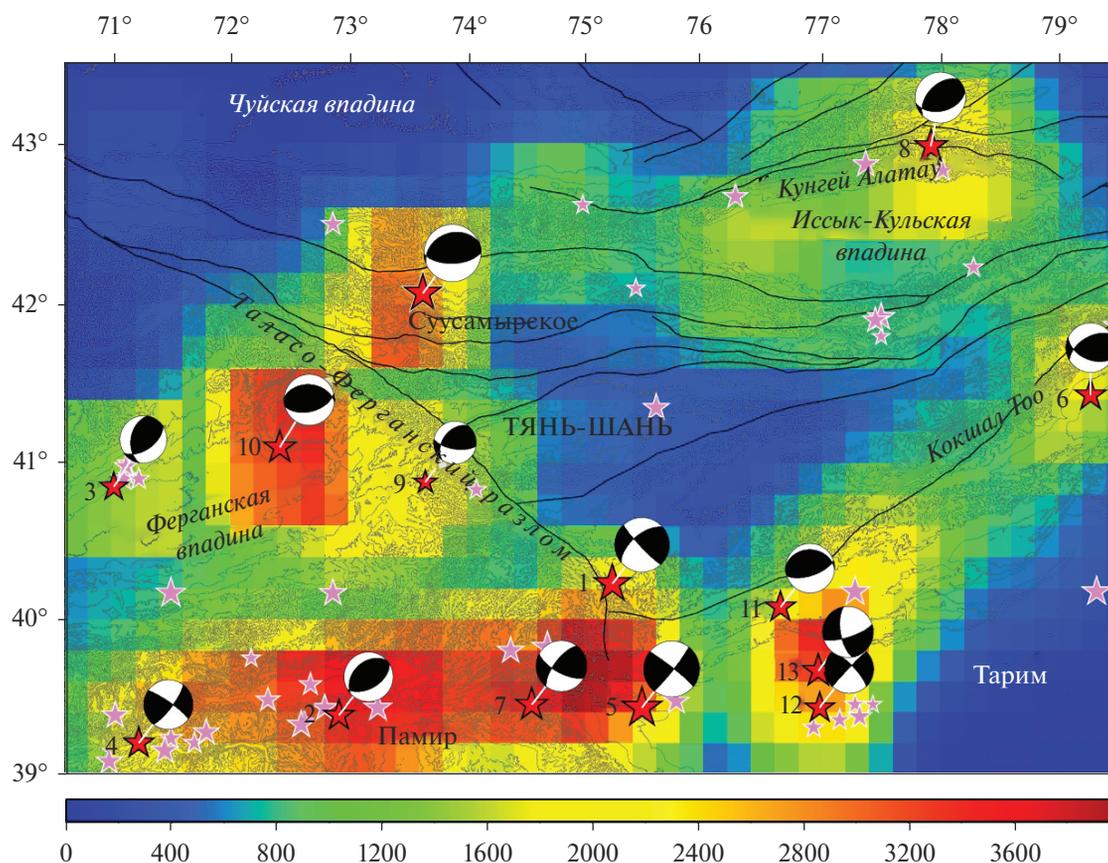
Полученное значение параметра Тсаллиса для всего каталога  $q = 1.526$  характеризует исследуемый регион как сейсмоактивный и хорошо согласуется со значениями  $q$  для других сейсмоактивных регионов [Silva et al., 2006; Telesca, Chen, 2010; Telesca, 2011; Vallianatos et al., 2014; Comple-

xity ..., 2018; Papadakis, 2016; Papadakis et al., 2013, 2015, 2016 и др.].

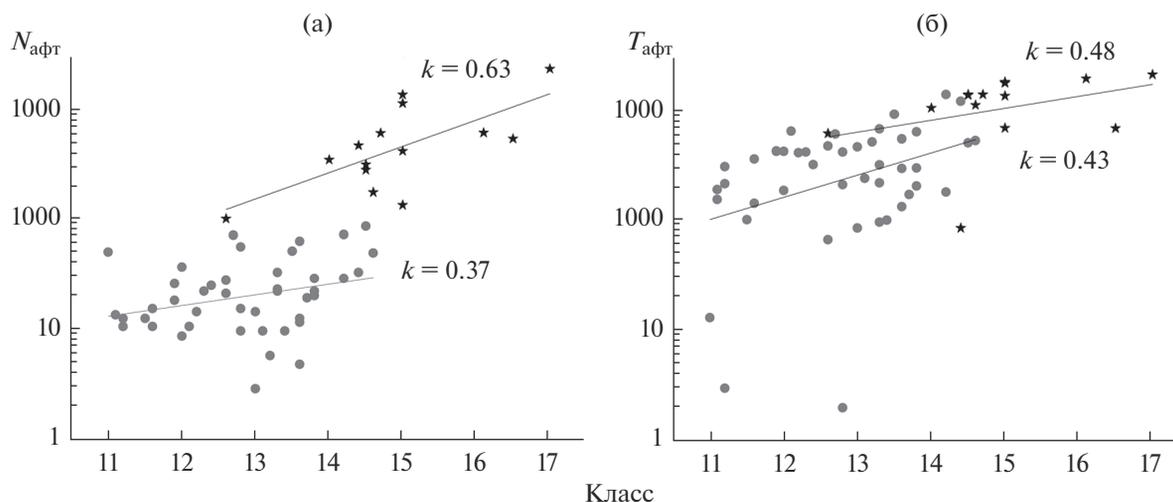
По рис. 6 можно проверить правильность положений, приведенных во введении. Так, если подставим полученное значение параметра Тсаллиса  $q$  в выражение (8), то получим значение параметра  $b$ -value закона Гутенберга–Рихтера, вычисленное по выражению (2) для линейного участка (см. рис. 6):  $b = (2 - 1.526)/(1.526 - 1) = 0.90$ . Полученное значение хорошо согласуется с вычисленным значением для распределения Гутенберга–Рихтера по выражению (2):  $b = 0.886$ .

Результаты оценки параметра Тсаллиса  $q$ , константы  $a$  и ошибки их вычислений для афтершоковых последовательностей представлены в табл. 1. Минимальное значение параметра Тсаллиса  $q = 1.410$ , максимальное  $q = 1.828$ . Для 56 афтершоковых последовательностей (93%) значение параметра Тсаллиса превышает величину  $q$ , рассчитанную для всего каталога.

В работе [Пригожин, Стенгерс, 1986] отмечено, что амплитуды дальнедействующих пространственных корреляций в неравновесной диссипативной системе сначала малы, а затем, по мере удаления от метастабильного состояния, нарастают и в точках бифуркаций могут обращаться в бесконечность. В нашем случае повышенные значения параметра Тсаллиса  $q$  в афтершоковых последовательностях по отношению ко всему каталогу могут означать, что землетрясения



**Рис. 3.** Эпицентральное расположение главных событий землетрясений (обозначены звездочками). Красные звездочки обозначают положение главных событий с  $N_{\text{афт}} \geq 100$ . Для событий с  $N_{\text{афт}} \geq 100$  представлены фокальные механизмы очагов.

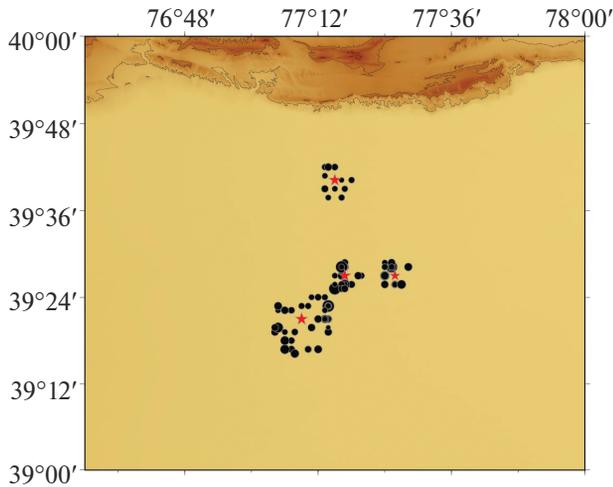


**Рис. 4.** Зависимость количества (а) и длительности (б) афтершоков от класса главного события. Серым цветом отмечены события с  $N_{\text{афт}} < 100$ , черным – события с  $N_{\text{афт}} \geq 100$ .

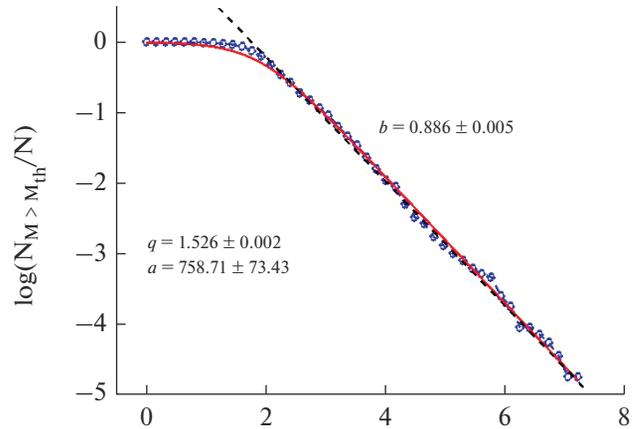
сопровождаются ростом дальних пространственных корреляций. Это также может свидетельствовать о том, что сейсмогенерирующие зоны после главного события еще не вернулись в состояние

относительного равновесия, и накопленная энергия продолжает высвобождаться.

На рис. 7 представлена зависимость параметра Тсаллиса  $q$  от количества афтершоков и их дли-



**Рис. 5.** Эпицентральное положение главных событий (красные звездочки) и их афтершоков (черные кружки) для землетрясений 55–58 (см. табл. 1).



**Рис. 6.** График повторяемости, построенный по всему каталогу (синий цвет), и его аппроксимация: красный цвет – расчет на основе выражения (7), черный цвет – закон Гутенберга–Рихтера (выражение (2)).

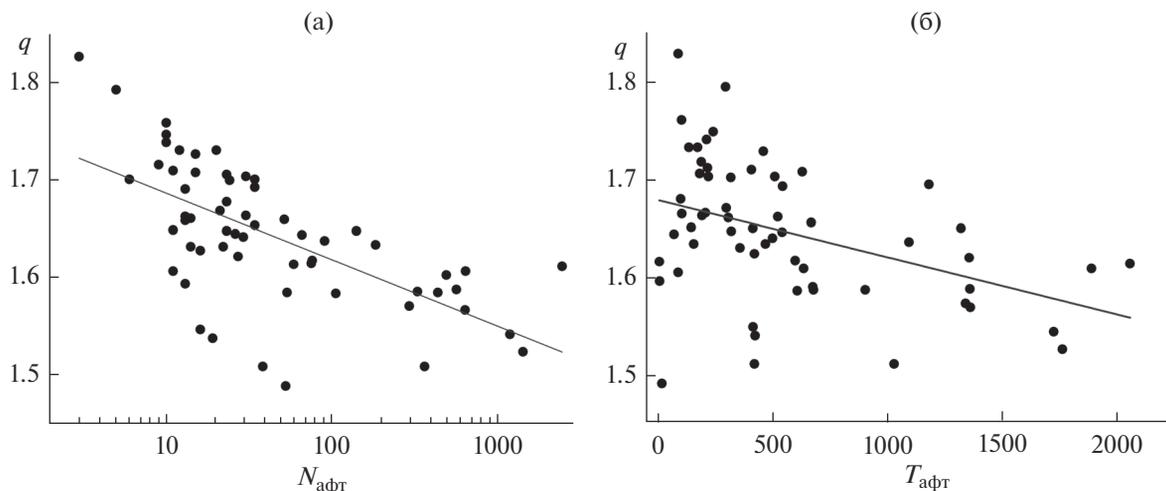
тельности (см. табл. 1). Для зависимости  $q$  от количества афтершоков ось абсцисс представлена в логарифмическом масштабе. Отмечается, что значение параметра Тсаллиса падает с увеличением количества афтершоков и их длительности.

Длительное затухание активного сейсмического процесса приводит к постепенной разрядке напряжений, и параметр Тсаллиса  $q$  демонстрирует уменьшение дальних пространственных корреляций.

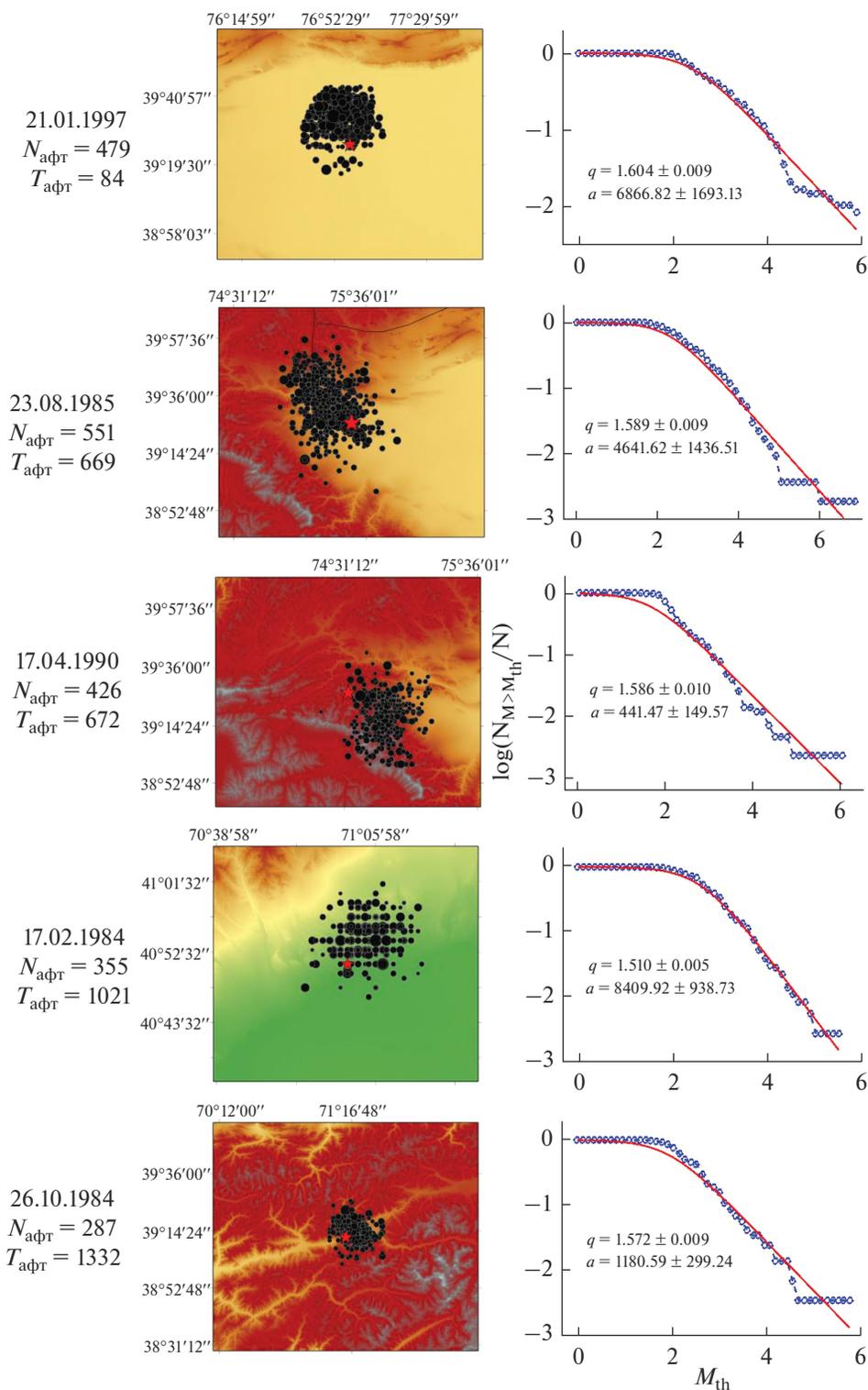
Для графического представления результатов расчета параметра Тсаллиса  $q$  и константы  $a$  в дальнейшем рассматриваются землетрясения с  $N_{\text{афт}} > 300$  (10 событий). На рис. 8, 9 слева направо представлены: дата главного события, количество афтершоков и их длительность, карты эпицентрального расположения главного события (звездочка) и афтершоков (черные кружки) и рассчитанные параметры функции распределения землетрясений по энергиям ( $q, a$ ). Порядок расположения результатов на указанных рисунках сверху вниз зависит от длительности афтершокового процесса. Минимальная длительность составляет  $T_{\text{афт}} = 84$  дня (см. рис. 8, верхний ряд), максимальная  $T_{\text{афт}} = 1879$  (см. рис. 9, нижний ряд).

Во всех рассматриваемых случаях положение главного толчка, которое определяет место начала разрыва, приходится на краевую часть области расположения афтершоков.

В анализируемых афтершоковых последовательностях (см. рис. 8, 9) максимальное значение  $q$  составляет 1.604, минимальное – 1.510. Для одной афтершоковой последовательности значение  $q$  совпадает со значением, полученным для всего



**Рис. 7.** Распределение параметра  $q$  в зависимости от количества  $N_{\text{афт}}$  (а) и длительности афтершоков  $T_{\text{афт}}$  (б).



**Рис. 8.** Распределение афтершоков в пространстве (слева) и построения, необходимые для расчета параметров Тсал-лиса  $q$  и  $a$  для событий с  $N_{\text{афт}} > 300$ . Значения  $q$  и  $a$  представлены в табл. 1.

каталога, для другой — это значение ниже. Оба главных события приходятся на северный борд Ферганской впадины. Первое землетрясение произошло 15.05.1992 с  $M = 6.11$  и сопровожда-

лось 1380 афтершоками длительностью 1752 дня. Второе произошло 17.02.1987 с  $M = 5.5$  и сопровождалось 355 афтершоками продолжительностью 1021 день. На первые сутки приходится чет-

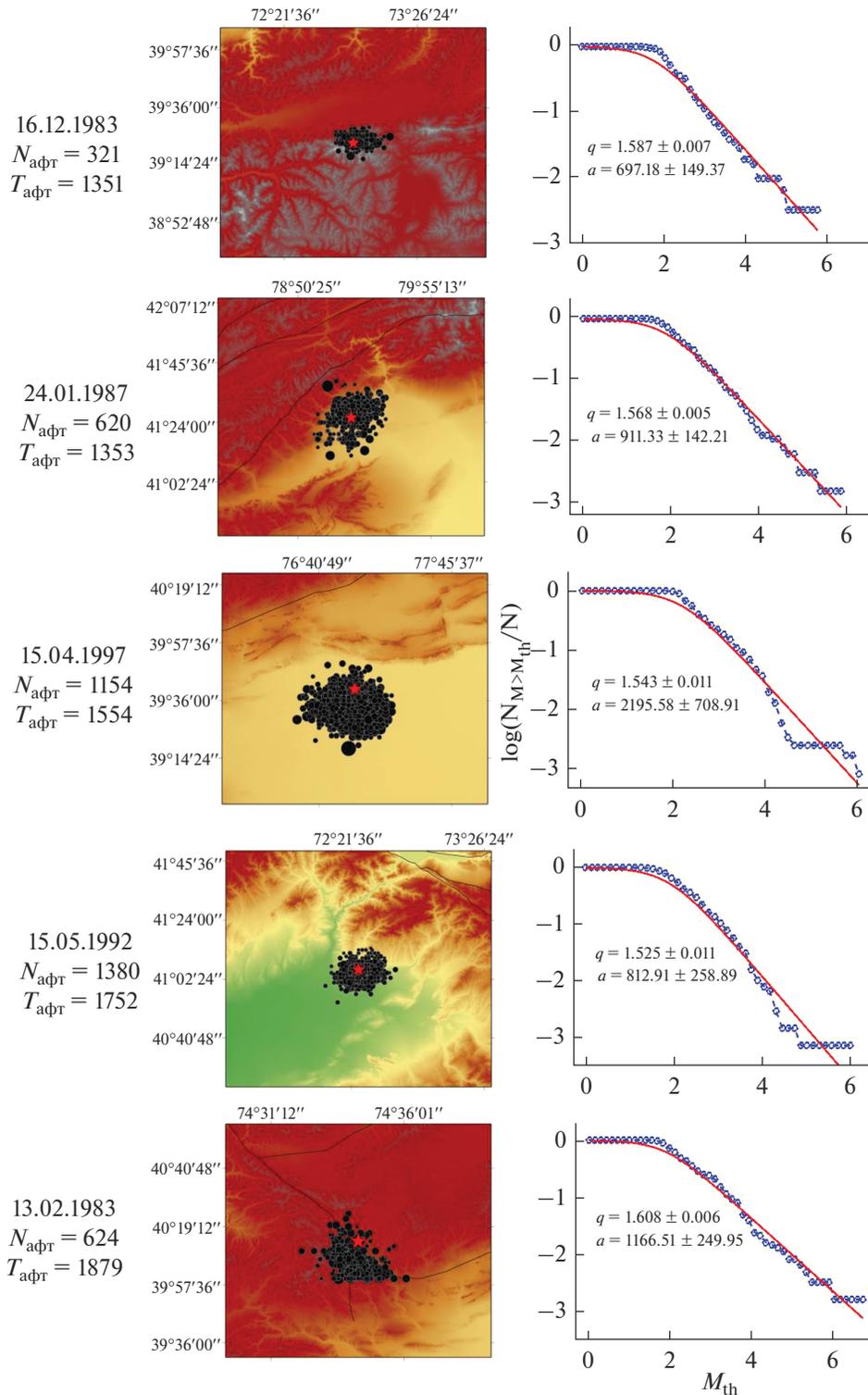
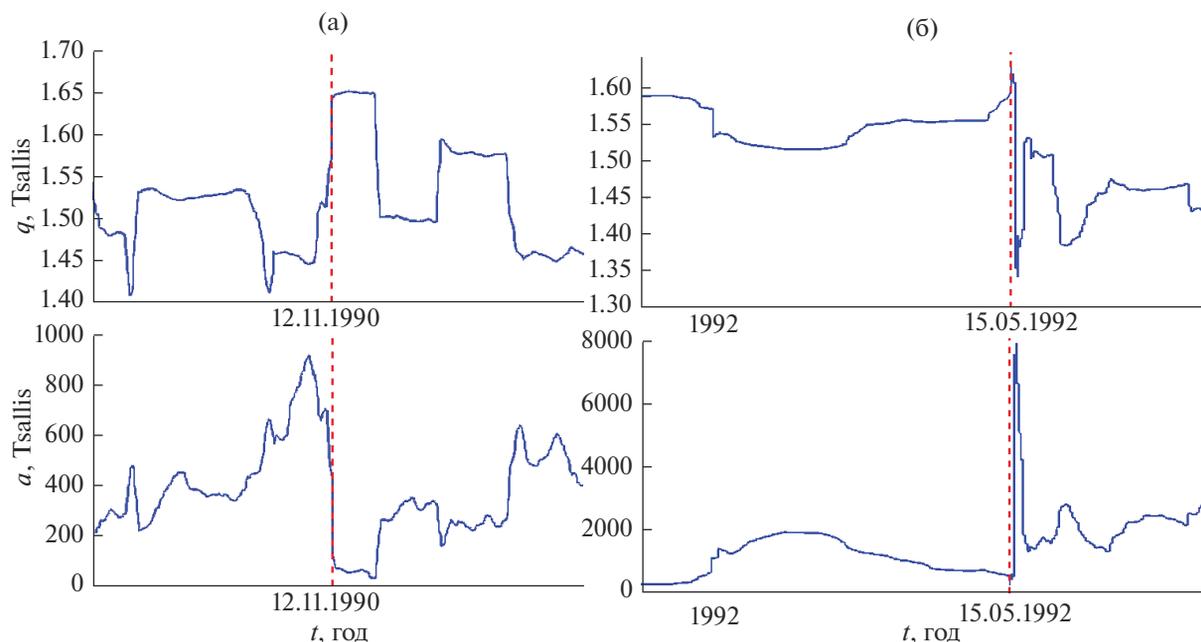


Рис. 9. Распределение афтершоков в пространстве (слева) и построения, необходимые для расчета параметров Тсаллиса  $q$  и  $a$  для событий с  $N_{\text{афт}} > 300$ . Значения  $q$  и  $a$  представлены в табл. 1.

вертая часть афтершоков (95), остальные произошли в течение трех лет.

Для исследования поведения параметров  $q$  и  $a$  функции распределения землетрясений по энер-

гиям, выражение (7), в динамике были рассмотрены четыре землетрясения с  $M = \sim 6$ . При построении рассматривались не все события каталога (большая территория, см. рис. 3), а только те,



**Рис. 10.** Поведение параметра Тсаллиса  $q$  и параметра  $a$  в динамике вблизи даты главного события (см. табл. 1) в области с радиусом 200 км для событий: а – 12.11.1990,  $M = 6.1$ ; б – 15.05.1992,  $M = 6.1$ . Вертикальной пунктирной линией отмечено время события.

которые находились в области с радиусом 200 км от положения главного события, при этом в полученной последовательности рассматривалось 200 событий с шагом 1 событие. Результаты расчета представлены на рис. 10, 11. Вертикальной пунктирной линией на рисунках отмечено время главного события.

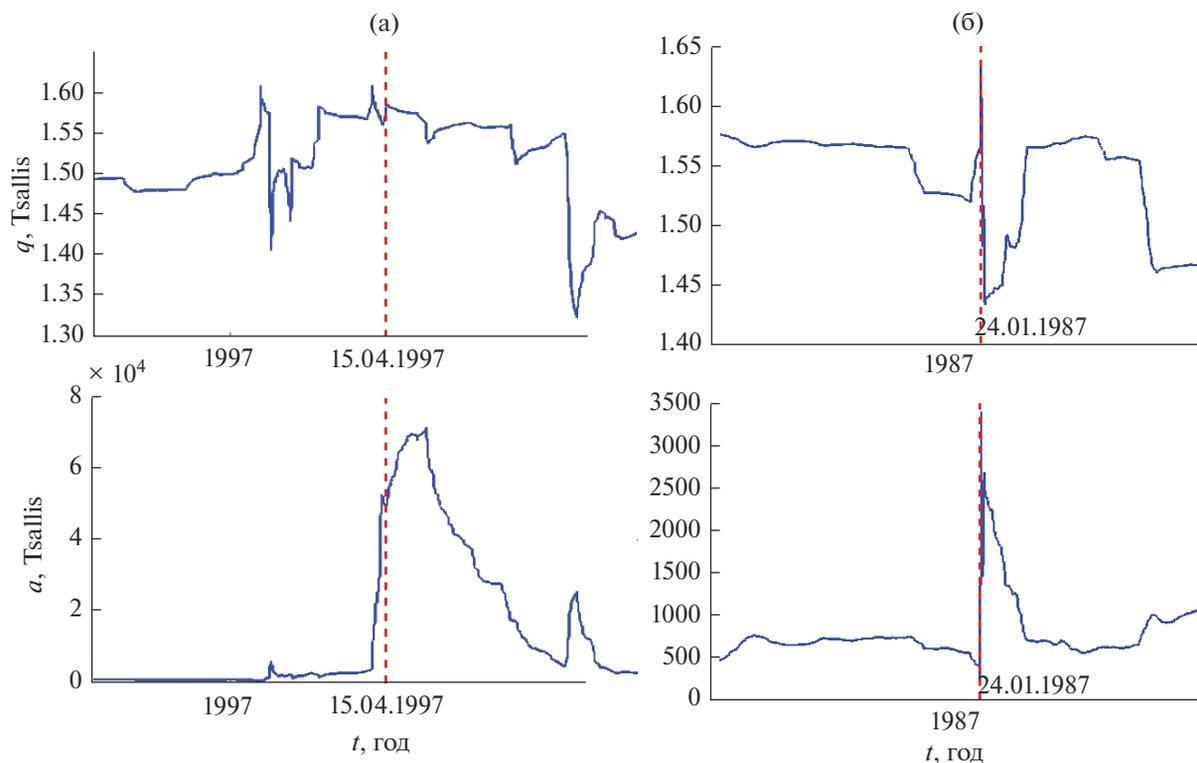
Поведение параметра Тсаллиса  $q$  в динамике, представленное на рис. 10, 11, демонстрирует возрастание дальних пространственных корреляций перед землетрясением. Иначе говоря, любая катастрофа сопровождается ростом дальних корреляций [Пригожин, Стенгерс, 1986], а затем, вместе со сбросом накопленных напряжений, происходит уменьшение этих корреляций.

В то же время интересным является поведение параметра  $a$ , который имеет размерность объемной плотности энергии и определяется энергией землетрясения  $E$  и размером фрагмента блоков  $r^3$  между разломами. Длину единичного сейсмогенного разрыва в гипоцентре землетрясения можно оценить по формуле [Ризниченко, 1985; Завьялов, 2006]:  $\lg l_j = bK_j + c$ ; где  $K_j$  – энергетический класс землетрясения, для Тянь-Шаньского региона рекомендуемые значения  $b = 0.244$ ,  $c = -2.266$  [Ризниченко, 1985]. Афтершоки, как правило, имеют меньшие энергетические классы, чем главное событие, сопровождаются меньшими длинами разрывов и меньшими фрагментами, участвующими в процессе. Тем не менее (см. рис. 10б, 11а, 11б) вместе с уменьшением параметра  $q$  происходит

рост параметра  $a$ , что означает рост высвобождения энергии за счет движения более мелких фрагментов. Происходит рост количества афтершоков с вовлечением большего сейсмоактивного объема. Это, возможно, связано с тем, что вся сейсмогенная система еще не пришла в состояние равновесия, и продолжает высвобождаться энергия в рассматриваемой области.

На рис. 10а наблюдается несколько иной процесс. Согласно данным таблицы, четыре рассматриваемых события имеют разное количество афтершоков: 138 (событие 12.11.1990), 1380 (15.05.1992), 1154 (15.04.1997), 620 (24.01.1987). Скорее всего, для события 12.11.1990 основная накопленная энергия вместе с главным событием выделилась в несколько ближайших суток. Так как в первые 2–3 дня после главного события и вблизи его эпицентра произошла серия крупных землетрясений, это отразилось в повышенных значениях параметра Тсаллиса  $q$ . Однако в процесс еще не вовлечены большие объемы, возможно поэтому наблюдается снижение параметра  $a$ .

Исследования параметра  $a$  находятся на предварительном этапе, и чтобы полностью понять поведение этого параметра во времени, требуются дополнительные тесты, это отмечается и в работе [Complexity ..., 2018].



**Рис. 11.** Поведение параметра Тсаллиса  $q$  и параметра  $a$  в динамике вблизи даты главного события (см. табл. 1) в области с радиусом 200 км для событий: а – 15.04.1997,  $M = 6.1$ ; б – 24.01.1987,  $M = 5.94$ . Вертикальной пунктирной линией отмечено время события.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрен каталог землетрясений (56259 событий), произошедших на территории Тянь-Шаня и Северного Памира с 1983 по 2001 гг. Выделено 60 событий с  $K \geq 11$ , которые сопровождались афтершоковыми последовательностями. Рассматриваемые землетрясения произошли на территории, которая характеризуется высоким значением сейсмической активности. Для землетрясений с  $N_{\text{афт}} > 100$  определены фокальные механизмы. Механизмы очагов имеют взбросовый или взбросо-сдвиговый характер. Азимут осей сжатия имеет субмеридианальное направление, что соответствует региональному геодинамическому режиму.

При одном энергетическом классе главного события отмечено разное количество афтершоков и различная длительность афтершокового процесса. Для рассмотренных афтершоковых последовательностей отмечается слабая тенденция возрастания количества и длительности афтершоков с увеличением класса события.

Для большинства исследуемых землетрясений главное событие находится на границе сейсмического облака, что указывает на точку начала разрыва в земной коре, и разрыв, как правило, разбивается по одну сторону от главного события.

Каталог землетрясений и афтершоковые последовательности рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с применением неэкстенсивной статистики Тсаллиса. Полученное распределение землетрясений по энергиям описывается предложенной моделью во всем диапазоне магнитуд и согласуется с распределением Гутенберга–Рихтера в представительном интервале магнитуд. Параметр Тсаллиса  $q$ , рассчитанный для всего каталога, имеет значение  $q = 1.526$  и согласуется со значениями, полученными для других сейсмоактивных регионов. Параметр Тсаллиса для рассмотренных афтершоковых последовательностей меняется от 1.410 до 1.828. Отмечается, что значение параметра Тсаллиса падает с увеличением количества афтершоков и их длительности. Для 56 афтершоковых последовательностей (93%) значение параметра Тсаллиса превышает величину  $q$ , рассчитанную для всего каталога. Это может означать, что нестабильное состояние, в которое пришла сейсмогенная система перед главным событием, продолжает сохраняться и во время следования афтершоков, активный сейсмический процесс продолжается, и сейсмогенерирующие зоны еще не вернулись в состояние относительного равновесия.

При рассмотрении изменения параметра Тсаллиса в динамике для 4 землетрясений было

отмечено, что во всех рассматриваемых случаях наблюдается возрастание параметра Тсаллиса  $q$  вблизи даты главного события и его понижение в течение некоторого времени. Иначе говоря, любая катастрофа сопровождается возрастанием дальних корреляций [Пригожин, Стенгерс, 1986] до некоторого критического значения, а затем, вместе со сбросом накопленных напряжений, происходит уменьшение этих корреляций.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Частично исследования выполнены в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научной станции РАН в г. Бишкеке (темы № АААА-А19-119020190064-9 и № АААА-А19-119020190066-3).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахматов К.Е., Уилдон Р., Томпсон С. И др.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1610.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН, 2019. 218 с.
- Гиббс Дж.В.* Термодинамика. Статистическая механика. М.: Наука, 1982. 584 с.
- Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Костюк А.Д.* Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Вестник КРСУ. 2008. Т. 8. № 3. С. 140–144.
- Молчан Г.М., Дмитриева О.Е.* Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. Вып. 24. М.: Наука, 1991. С. 19–50.
- Муралиев А.М., Искендеров С.А.* О методике выделения афтершоков сильных землетрясений Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2015. № 1. С. 80–87.
- Мухаммадеева В.А., Сычева Н.А.* Об афтершоковых процессах, сопровождающих умеренные и слабые землетрясения на территории Бишкекского геодинамического полигона и в его окрестностях // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 3. С. 165–180.
- Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой / Пер. с англ. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
- Раутиан Т.Г.* Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. № 176. С. 75–114.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии // Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- Сычев В.Н., Сычева Н.А., Имашев С.А.* Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 1. С. 35–43. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.1.035-043>
- Чумак О.В.* Энтропия и фракталы в данных. М., Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, Институт компьютерных исследований, 2011. 164 с.
- Шебалин П.Н., Баранов С.В., Дзебоев Б.А.* Закон повторяемости количества афтершоков // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 320–323.
- Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.
- Brown S.R., Scholz C.H., Rundle J.B.* A simplified spring-block model of earthquakes // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. № 2. P. 215–218.
- Complexity of Seismic Time Series: Measurement and Application / Eds T. Chelidze, F. Vallianatos, L. Telesca. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 2018. P. 548. <https://www.elsevier.com/books/complexity-of-seismic-time-series/chelidze/978-0-12-813138-1>
- Gutenberg B., Richter C.F.* Frequency of earthquakes in California // Bull. Seismol. Soc. Am. 1944. V. 34. P. 185–188.
- Chochlaki K.* Complexity of the Yellowstone Park Volcanic Field Seismicity in Terms of Tsallis Entropy / Eds K. Chochlaki, G. Michas, F. Vallianatos // Entropy. 2018. V. 20. P. 721. <https://doi.org/10.3390/e20100721>
- Kalimeri M., Papadimitriou C., Balasis G., Eftaxias K.* Dynamical complexity detection in pre-seismic emissions using nonadditive Tsallis entropy // Phys. 2008. A 387. P. 1161–1172.
- Kuchay O.A., Kalmet'eva Z.A., Kozina M.E., Abdрахматов К.Е.* Stress fields revealed by aftershocks of the strongest earth-quakes of Tien Shan // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. № 8(4). P. 827–848. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0319>
- Matcharashvili T., Chelidze T., Javakhishvili Z. et al.* Non-extensive statistical analysis of seismicity in the area of Javakheti, Georgia // Comput. Geosci. 2011. V. 37. P. 1627–1632.
- Papadakis G., Vallianatos F., Sammonds P.* Evidence of non-extensive statistical physics behavior of the Hellenic subduction zone seismicity // Tectonophysics. 2013. V. 608. P. 1037–1048.
- Papadakis G., Vallianatos F., Sammonds P.* A nonextensive statistical physics analysis of the 1995 Kobe, Japan earthquake // Pure Appl. Geophys. 2015. V. 172. P. 1923–1931.
- Papadakis G., Vallianatos F., Sammonds P.* Non-extensive statistical physics applied to heat flow and the earthquake frequency-magnitude distribution in Greece // Phys. 2016. A 456. P. 135–144.
- Papadakis G.* A Non-Extensive Statistical Physics Analysis of Seismic Sequences: Application to the Geodynamic System of the Hellenic Subduction Zone, PhD Thesis. London: University College, 2016.
- Rebetsky Yu.L., Alekseev R.S.* The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. № 5(1). P. 257–290. <https://doi.org/10.5800/GT2014510127>
- Sarlis N.V., Skordas E.S., Varotsos P.A.* Nonextensivity and natural time: The case of seismicity // Phys. Rev. E 82 (American Physical Society (APS)). 2010. 021110. P. 021110-1–021110-9. <https://doi.org/10.1103/physreve.82.021110>

- Silva R., Franca G.S., Vilar C.S., Alcanis J.S.* Nonextensive models for earthquakes // *Phys. Rev. E* 73(2). 2006. 026102. P. 026102-1–026102-5. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.73.026102>
- Sotolongo-Costa O., Posadas A.* Fragment-Asperity Interaction Model for Earthquakes // *Phys. Rev. Lett.* 2004. V. 92. № 4. P. 048501-1–048501-4. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.92.048501>
- Sycheva N.A., Mansurov A.N.* Comparison of crustal deformation rates estimated from seismic and GPS data on the Bishkek geodynamic polygon // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. № 8(4). P. 809–825. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0318>
- Telesca L., Cuomo V., Lapenna V. et al.* Analysis of the temporal properties of Greek aftershock sequences // *Tectonophysics*. 2001. V. 341(1–4). P. 163–178.
- Telesca L., Chen C.C.* Nonextensive analysis of crustal seismicity in Taiwan // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2010. V. 10. P. 1293–1297. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1293-2010>
- Telesca L.* Analysis of Italian seismicity by using a nonextensive approach // *Tectonophysics*. 2010a. V. 494. P. 155–162.
- Telesca L.* Nonextensive analysis of seismic sequences // *Phys.* 2010b. A 389. P. 1911–1914.
- Telesca L.* A non-extensive approach in investigating the seismicity of L'Aquila area (central Italy), struck by the 6 April 2009 earthquake ( $M_L$  5.8) // *Terra Nova*. 2010c. V. 22(2). P. 87–93.
- Telesca L.* Tsallis-based nonextensive analysis of the Southern California seismicity // *Entropy*. 2011. V. 13(7). P. 127–1280. <https://doi.org/10.3390/e13071267>
- Tsallis C.* Possible generalization of Boltzmann–Gibbs statistics // *J. Stat. Phys.* 1988. V. 52(1–2). P. 479–487. <https://doi.org/10.1007/bf01016429>
- Vallianatos F., Michas G., Papadakis G.* Non-extensive and natural time analysis of seismicity before the  $M_w$  6.4, October 12, 2013 earthquake in the South West segment of the Hellenic Arc // *Phys. A*. 2014. V. 414. P. 163–173. <https://doi.org/10.1016/j.physa.2014.07.038>
- Valverde-Esparza S.M., Ramirez-Rojas A., Flores-Marquez E.L., Telesca L.* Non-extensivity analysis of seismicity within four subduction regions in Mexico // *Acta Geophys.* 2012. V. 60. P. 833–845.
- Zubovich A.V., Mukhamediev Sh.A.* A method of superimposed triangulations for calculation of velocity gradient of horizontal movements: application to the Central Asian GPS network // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 2. P. 169–185.

## Nonextensive Analysis of Aftershocks of Moderate Earthquakes of the Tyan Shan and Northern Pamir

V. N. Sychev<sup>1, \*</sup> and N. A. Sycheva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city, Bishkek-49, 720049 Kyrgyzstan

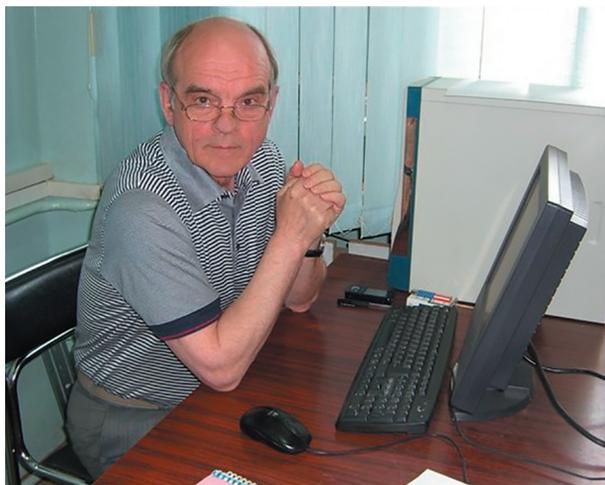
\*e-mail: koitash@mail.ru

The aftershock sequences of 60 earthquakes with  $K \geq 11$  were selected from the catalog of the Institute of Seismology of the National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic (KIS). The catalogue includes 56259 events that occurred in the territory of Tian Shan and the Northern Pamirs from 1980 to 2001. Some statistical characteristics of the catalog were obtained and its representative part was determined. A map of seismic activity has been constructed. Some parameters of the main events and aftershock sequences have been determined - the minimum number of aftershocks is 3 events, the maximum is 2370, the minimum duration of the aftershock process includes 2 days, and the maximum is 2046 days. Earthquake catalogue and aftershock sequences are considered from the positions of nonequilibrium thermodynamics using Tsallis statistics (parameters  $q$  and  $a$ ). To describe the energy distribution function of earthquakes, a modified model of the stick-slip earthquake source and the principle of maximum entropy were used. The approach was used to quantify the nonextensive Tsallis parameter  $q$  in the flow of earthquakes, as well as to estimate the change in this parameter immediately before a large earthquake and during the aftershocks. It is shown that the earthquake flow is a system with memory and long-range spatial correlations. The Tsallis parameter  $q$  for aftershock sequences exceeds the value  $q$  calculated for the entire earthquake catalog, which indicates the preservation of an unstable state of the seismogenic system during the aftershocks. An abrupt increase in the Tsallis parameter  $q$  is observed in a certain area, including the area of the earthquake preparation before the main event and an abrupt decrease immediately after it, with a further return to the average level observed before the event.

**Keywords:** aftershocks, non-intensive analysis, function of earthquake distribution by energies, far correlations, Tsallis parameter

## ПАМЯТИ ОТВЕТСТВЕННОГО СЕКРЕТАРЯ РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА “ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ” АЛЕКСЕЯ ИЛЛАРИОНОВИЧА ИВАЩЕНКО

DOI: 10.31857/S0203030621010077



16 ноября 2020 г. ушел из жизни ответственный секретарь редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” Алексей Илларионович Иващенко — один из ведущих специалистов в стране в области количественной оценки сейсмической опасности.

Алексей Илларионович родился 1 ноября 1941 г. в г. Анжеро-Суженске Кемеровской области. После окончания в 1964 г. Новосибирского государственного университета он более 40 лет работал в Институте Морской геологии и геофизики ДВО РАН, где прошел путь от инженера до заместителя директора института по научной работе. В 2006 г. он перешел в Институт океанологии им. П.П. Ширишова РАН на должность ведущего научного сотрудника.

Исследования Алексея Илларионовича включали изучение цунами и активных разломов Сахалина и прилегающего шельфа, а также многочисленные работы по морской сейсмологии и сейсмическому районированию шельфов окраинных морей России. В последнее время он активно работал по двум направлениям — разработка вероятностной модели определения цунамиопасности морских побережий и численное моделирование процессов накопления и разрядки напряжений в зонах субдукции. Алексей Илларионович активно участвовал в развитии научного сотрудничества со специалистами из Японии, Кореи и США.

Научные и научно-организационные достижения Алексея Илларионовича отмечены награждением орденом “Дружбы народов” и присвоением звания лауреата Государственной премии РФ в области науки и техники.

Наряду с многолетней плодотворной работой в редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” Алексей Илларионович был членом редколлегии журнала “Вопросы инженерной сейсмологии”.

Уход из жизни нашего любимого и уважаемого коллеги Алексея Илларионовича является невосполнимой потерей. Светлая память о нем, талантливом ученом и замечательном человеке, навсегда сохранится в наших сердцах.

*Редколлегия и редакция журнала  
“Вулканология и сейсмология”, сотрудники  
Института океанологии им. П.П. Ширишова РАН*