ISSN 0203-0306

Январь - Февраль 2024

Номер 1







СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2024

Катастрофическое эксплозивное извержение вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г., Камчатка	
Н. А. Жаринов, Ю. В. Демянчук	3
Сейсмотектонические подвижки в минутном диапазоне периодов перед катастрофическим землетрясением в Японии 11 марта 2011 г.	
Г. А. Соболев, И. Н. Мигунов	13
Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районах Курил и Камчатки и их связь с сильными и сильнейшими землетрясениями	
Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова	22
Минералого-геохимические особенности цеолит-кремнистых отложений Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка)	
А. В. Сергеева, С. Н. Рычагов, О. В. Кравченко, Е. И. Сандимирова, М. А. Назарова, Е. В. Карташева, А. А. Кузьмина	36
Подводный вулкан Эсмеральда (Марианская островная дуга) и некоторые особенности слагающих его горных пород	
В. В. Ананьев, В. В. Петрова, В. А. Рашидов	54
Неотектоника восточной части шельфа Баренцева моря: сейсмичность, разломы и воздействие Атлантико-Арктической рифтовой системы	
С. Ю. Соколов, А. С. Абрамова, С. И. Шкарубо, Р. А. Ананьев, Е. А. Мороз, Ю. А. Зарайская	73
Отрицательные аномалии атмосферного электрического поля у земной поверхности в сейсмоактивных регионах	
О. П. Руленко	90
Об ионосферных возмущениях после извержений вулкана Стромболи	
С. А. Рябова, С.Л. Шалимов	107
Хроника	
К 75-летию со дня рождения академика РАН Евгения Ильича Гордеева	117

УДК 551.21

КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ ЭКСПЛОЗИВНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ 11 АПРЕЛЯ 2023 г., КАМЧАТКА

© 2024 г. Н. А. Жаринов^{а, *}, Ю. В. Демянчук^а

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия *e-mail: nzhar@kscnet.ru Поступила в редакцию 24.07.2023 г. После доработки 21.09.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.

Приведены данные об извержении вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г. Выполнена оценка последствий этого извержения. В результате направленного взрыва произошло разрушение лавового купола, формирование которого продолжалось более 42 лет. По данным, полученным непосредственно перед извержением, объем лавового купола был близок 0.53 км³. В ходе извержения образовалось поле взрывных отложений площадью ~70 км² и объемом 0.49 км³. Одновременно с направленным взрывом прошли пирокластические потоки, которые распространились на 25–30 км от вулкана. Пеплопад, сопровождавший извержение, имел протяженность более 200 км. Вес пробы пепла в зависимости от расстояния до вулкана менялся от 1.2 до 43.9 кг/м². Площадь пепловых отложений (с весом пепловых проб более 50 г/м²) была около 17 тыс. м², объем отложений пепла – 0.09 км³. По общему объему извергнутых продуктов (более 0.60 км³) извержение вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г. можно отнести к крупнейшим катастрофическим извержениям этого столетия.

Ключевые слова: вулкан Шивелуч, эксплозивное извержение, направленный взрыв

DOI: 10.31857/S0203030624010017, EDN: QBBIII

ВВЕДЕНИЕ

Андезитовый вулкан Шивелуч входит в Северную группу вулканов Камчатки, по частоте и объему продуктов извержений (36 млн т/год) занимает второе место на Камчатке. Основные события последние 10 тыс. лет и на современном этапе происходили и происходят внутри кальдеры вулкана Молодой Шивелуч. Активность вулкана проявляется в катастрофических эксплозивных извержениях, вызывающих разрушения экструзивных куполов, и последующим ростом новых лавовых куполов. На современном этапе такие извержения происходили 22 апреля 1993 г., 19 мая 2001 г., 10 мая 2004 г., 3 декабря 2013 г. [Действующие вулканы ..., 1991; Жаринов и др., 1995; Мелекесцев и др., 2003, 2004; Жаринов, Демянчук, 2013; Жаринов и др., 2022].

После крупных эксплозивных извержений наблюдается повышение расхода извергнутых

продуктов. На вершине купола образуется скопление лавовых блоков, так называемая корона. В случае разрушения короны купола происходят обрушения (обвалы), что провоцирует последующее пароксизмальное развитие событий. Крупные обрушения лавовых блоков происходят при увеличении вязкости поступающей лавы при ее остывании. Для оценки масштаба извержения вулкана Шивелуч, произошедшего 11 апреля 2023 г., в статье приводятся величины объемов изверженных продуктов.

В предыдущих исследованиях было высказано предположение о возможности крупных эксплозивных извержений вулкана Шивелуч в ближайшее время [Жаринов, Демянчук, 2022]. Катастрофическое эксплозивное извержение 11.04.2023 г. произошло после повышенной вулканической активности в течение полутора лет (рис. 1).



Рис. 1. Вулкан Шивелуч перед катастрофическим извержением 11 апреля 2023 г. Фото Ю.В. Демянчука.

ДИНАМИКА ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА С ИЮНЯ 2022 г. ПО АВГУСТ 2023 г.

Каждое катастрофическое извержение вулкана Шивелуч имеет три стадии развития: докульминационную, пароксизмальную стадию с выбросом больших объемов вулканических продуктов и на заключительной стадии наступает посткульминационная деятельность.

Докульминационная деятельность. Извержение 2023 г. не было неожиданным. С начала роста нового лавового купола в кратере вулкана Молодой Шивелуч в августе 1980 г. шло постепенное заполнение внутрикратерного пространства. Появление и рост нового купола в 1980-1981 гг. происходил без каких-либо признаков сейсмической подготовки [Хубуная и др., 1995]. По мере увеличения объема купола и заполнения кратера выжимание купола стало сопровождаться сейсмической активностью [Федотов и др., 2004]. Это выражалось в появлении землетрясений с глубиной очагов до 5 км под вулканом и вулканическим дрожанием (ВД), сопровождающим выжимание новых порций лавы (рис. 2).

По визуальным данным повышенная вулканическая активность на вулкане Шивелуч перед извержением 11.04.2023 г. стала проявляться

с середины июня 2022 г. С 17 августа в ночное время на вершине купола появилось свечение, а с начала сентября наблюдалось свечение всей вершины. На экструзивном куполе начали происходить редкие пепловые выбросы. Затем последовали обломочные лавины, что свидетельствовало о выжимании новых блоков вязкой лавы. Повышение активности подтверждало увеличение во второй половине года обвальных лавин. Порой небольшие лавины шли почти непрерывно. Как правило, в течение часа происходила одна мощная лавина и несколько слабых. Обвальные лавины сходили в юго-западном направлении в сторону р. Байдарная и в юго-восточном направлении в сторону р. Бекеш, но большая часть обвалов происходила в юго-восточном направлении.

С начала 2023 г. активность продолжала расти. Высота купола достигла более 650 м, постройка была изрезана множеством расщелин, образованных каменными лавинами. Постройка купола внутри была раскалена и при обвалах на склоне купола возникало свечение (см. рис. 1). Этот процесс был хорошо виден на ночных снимках. В начале апреля большая часть раскаленных обвальных лавин продолжала сходить в юго-восточном направлении.



Рис. 2. Суточные характеристики сейсмической и вулканической активности в 2021–2023 гг. а – изменения высот парогазовых и пепловых выбросов (залитые линии); б – число вулканических землетрясений I типа; в – число вулканических землетрясений II–III типа; г – число землетрясений IV типа. Тип землетрясений дан по классификации П.И. Токарева (1965). Характеристики сейсмической активности даны по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН.

Повышенная вулканическая активность сотивностью, количество неглубоких землетрясений (до 5 км) под постройкой вулкана с начала

мая до 10 февраля нарастало от 50 до 450 в сутпровождалась значительной сейсмической ак- ки. В это же время произошел всплеск повышенного ВД (до 1.5 мкм/с в августе 2022 г.) (см. рис. 2).

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024





Рис. 3. Профили лавового купола до извержения (а) и после извержения (б) вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г.

Кульминационная стадия. Примерно в 1:00 ч по местному времени 11 апреля 2023 г. началось пароксизмальное извержение вулкана Шивелуч. В это время вулкан был закрыт плотным слоем облаков, поэтому судить о начале извержения можно было только по сейсмическим данным.

Он сопровождался пепловым выбросом и вызвал сход пирокластического потока. Около 5 ч

30 мин произошел второй выброс и через час третий – это и была кульминация пароксизмального извержения вулкана Шивелуч. Оно сопровождалось грохотом, в пепловой колонне происходили вспышки молний, гремел гром.

Ю.В. Демянчук описывает события после выброса в 5 ч 30 мин следующим образом: Первый взрыв произошел сразу после 1:00 ч. "Проснулся от грохота и звуков грома в 6 часов утра, вышел на улицу. Грохот и звуки грома раздавались со стороны вулкана Шивелуч.



Рис. 4. Лагерь лесорубов в 18 км от вулкана, погребенный отложениями пирокластического потока.

Уже было довольно светло. Потом появилось темное облако, которое быстро приближалось к поселку Ключи. Начался сильный пеплопад, через 10 мин стало темно как ночью. Пепел шел вместе с легким снегом. Все быстро покрылось толстым слоем пепла со снегом. Стоял резкий запах серы и еще чего-то. Дышать было неприятно. Мощный пепел выпадал около 5 часов, после чего совсем слабый пеплопад шел почти весь день. Только после 10 часов утра свет начал пробиваться сквозь атмосферу, загруженную взвесью пепла".

Пеплом покрыло территорию более 30000 км². Поселок Ключи изменился, все стало коричневатого цвета. Слой пепла в поселке в 45 км от вулкана был близок 7–8 см, средний вес пробы пепла на Камчатской вулканологической станции был 25 кг/м². На следующий день на солнце пепел превращался в жидкую грязь, которая облепляла обувь.

Для сравнения приведем данные о пеплопаде во время извержения Шивелуча 12 ноября 1964 г. Мощность пеплового слоя в п. Усть-Камчатск в 90 км от вулкана Шивелуч составила 3–4 см, средний вес пробы пепла – 27.2 кг/м² [Пийп, Мархинин, 1965].

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

Посткульминационная деятельность. 13 апреля был обследован пирокластический поток, сошедший во время извержения. Основная часть потока была направлена на юго-восток в сторону р. Бекеш (Кабеку). Фронт потока не дошел до моста через р. Бекеш 2 км. Отдельные рукава потока не дошли до федеральной трассы Ключи–Усть-Камчатск всего 600 м.

15 апреля на короткое время приоткрыло вулкан. По видеосъемкам было определено, что на месте активного купола образовался громадный кратер, в котором уже начал расти новый внутрикратерный купол. Его вершина выступала над кромкой образовавшейся кальдеры кратера (рис. 3).

Последняя съемка до извержения была выполнена 3 апреля 2023 г. На эту дату купол достиг наибольшей высоты (650 м) и объема (0.53 км³), последующие съемки были выполнены после извержения 19.04.2023 г. и 09.05.2023 г. (см. рис. 3а, 36). Получены следующие значения объемов вновь появившегося лавового купола: 0.042 и 0.086 км³ соответственно. Таким образом, за 20 дней объем купола увеличился на 0.044 км³, расход (скорость прироста объема купола) составил 2.2 млн м³/сутки.



Рис. 5. Схема отложений продуктов направленного взрыва во время катастрофического извержения вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г.

В районе р. Бекеш стояла бригада лесорубов по заготовке дров для п. Ключи. Утром в 6 часов они услышали сильный гул со стороны Шивелуча. Недолго думая, они собрались и выехали с делянки. Уже с трассы они увидели, как под облаками появляется пирокластический поток и быстро движется вниз. Без остановок бригада быстро поехала в сторону п. Ключи. Слева от дороги они наблюдали продвижение фронта пирокластического потока по р. Бекеш.





а – наблюденная зависимость убывания мощности отложений пепла; *б* – экспоненциальная.

Уже к вечеру 11 апреля лесорубы выехали к месту базирования и обнаружили, что их лагерь частично сгорел и погребен под толстым слоем пирокластики. Вся техника — трактора, бензопилы и двигатели – сгорели. Был нанесен колоссальный ущерб бригаде лесорубов (рис. 4).

С 30 апреля на западной стороне вулкана Шивелуч в районе старого экструзивного купола Каран начала проявляться мощная парогазовая активность. До 29 апреля 2023 г. активность на куполе Каран отсутствовала. Во время облета 7 мая на куполе Каран обнаружили три активных центра. Высота подъема парогазовых струй превышала 500 м. Можно предположить, что извержение Шивелуча повлияло на появление активности на куполе Каран. Его активность сохраняется до сих пор на высоком уровне, в ИК диапазоне иногда наблюдается слабое свечение.

ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ 11 АПРЕЛЯ 2023 г.

В результате извержения вулкана Шиве- ложений, составила 17378 км² (рис. 7). Она была луч 11.04.2023 г. был разрушен лавовый ку- разделена на три участка: первый секторный пол, который формировался с августа 1980 г. с углом раствора 90° и радиусом 31.6 км, второй

Образовался новый большой кратер диаметром 2-3 км. Извержение происходило в виде направленного взрыва, сопровождаемого огромным пирокластическим потоком. Площадь отложений пирокластического потока составила 70 км², основная часть отложений направленного взрыва распространилась на 25-26 км от вулкана, отдельные рукава потока достигали 32 км. Отложения пирокластического потока заполнили долины сухих рек, выровняли рельеф. Мощность отложений в отдельных местах превышала 10-15 м. Объемы отложений направленного взрыва и пирокластического потока оцениваются в 0.49 км³ (рис. 5).

Важным последствием извержения было образование огромного покрова пепловых отложений. Для определения объема отложений был отобран 21 образец проб пепла на расстояниях от 17 до 130 км от вулкана. На рис. 6 показан характер убывания мощности проб пепловых отложений по мере удаления от вулкана. Площадь, на которой выпала основная масса пепловых отложений, составила 17378 км² (рис. 7). Она была разделена на три участка: первый секторный с углом раствора 90° и радиусом 31.6 км, второй ЖАРИНОВ, ДЕМЯНЧУК



Рис. 7. Схема распространения пепловых отложений и мест отбора проб пепла извержения вулкана Шивелуч 11.04.2023 г.

1 — действующие вулканы; 2 — потухшие вулканы; 3 — горизонтали; 4 — точки отбора проб пепла (цифрами обозначена масса пробы пепла в кг/м²); 5 — граница пеплового шлейфа; 6 — названия рек.

в виде трапеции со сторонами 87.5 и 127.5 км и удаленный от вулкана на 31.6 км и 103.5 км, третий в виде прямоугольника включил дальнюю зону с удалением от 103.5 км до 200 км от вулкана. С учетом убывания мощности пепловых отложений по мере удаления от вулкана для расчета приняты следующие значения мощности отложений для каждого отдельного участка соответственно: 31.6, 20.2, 05 кг/м². Оценка массы и объема пепловых отложений выполнена с применением соотношений для различных, наиболее типичных форм изопахит [Широков, 1985]. Общая масса отложений пепла для извержения вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г. составила 108.4 млн т. При плотности пепла 1.2 г/см³ объем отложений пепла составил 0.090 км³. Общий объем извергнутых продуктов во время катастрофического извержения вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г. оценивается в более чем 0.60 км³.

Значительные последствия этого извержения наблюдались непосредственно в пос. Ключи (рис. 8). Вся территория была покрыта пеплом. От мощной дополнительной нагрузки



Рис. 8. Поселок Ключи после извержения 11 апреля 2023 г. Вид с востока. Фото Ю.В. Демянчука.

были повреждены крыши многих домов. Время извержения вулкана совпало с началом весеннего таяния снега. От обильного количества талой воды пепловый покров превратился в суспензию, похожую на жидкий раствор цемента. С наступлением летнего сезона пепловые отложения стали просыхать, после чего в атмосфере образовывались смерчи из мелких частиц пепла. В такие дни выходить из помещений было невозможно.

После извержения произошла задержка таяния снега в окрестностях пос. Ключи и, как следствие, задержка появления растительности. В результате многолетних наблюдений установлено, что в последующие годы после крупных или серии извержений вулканов средняя температура воздуха у поверхности земли уменьшается на 0.3-0.5°С [Будыко, 1985]. Мощные вулканические выбросы показывают понижение средней температуры суши, а также резкое уменьшение температурных контрастов. Так, при извержении вулкана Сент-Хеленс в мае 1980 г. при прохождении вулканического аэрозоля над территорией США дневная температура понизилась на 8°С, и настолько же повысилась температура ночью [Mass, Robock, 1982].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С августа 1980 г. на вулкане Шивелуч почти непрерывно происходил процесс формирования экструзивного купола. Это самый продолжительный цикл образования лавовых куполов, наблюдаемых на вулкане. До настоящего времени на этом вулкане не были известны эруптивные циклы такой продолжительности. Статистика катастрофических извержений для вулкана мала. Точно документированные сведения о таких извержениях известны только с 1793 г. В то же время, оценки вероятного времени последующих извержений на основе определения объемов продуктов извержений с учетом среднегодового расхода дают возможность выполнить такой прогноз. По объему извергнутых продуктов (более 0.60 км³) извержение вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г. можно отнести к крупнейшим катастрофическим извержениям этого столетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Будыко М.И. Аэрозольные климатические катастрофы // Природа. 1985. № 6. С. 30–38. Действующие вулканы Камчатки. Т. 1 / Отв. ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. 309 с.

Жаринов Н.А., Богоявленская Г.Е., Хубуная С.А. и др. Новый эруптивный цикл вулкана Шивелуч – 1980– 1993 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 20–28.

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Крупные эксплозивные извержения вулкана Шивелуч (Камчатка) с частичным разрушением экструзивного купола 28 февраля 2005 г. и 27 октября 2010 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 1–15.

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В., Борисов И.А. О продолжении нового эруптивного цикла вулкана Шивелуч в 2001–2021 г., Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 1–9.

Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирсанова Т.П. и др. 300 лет жизни камчатских вулканов: Молодой Шивелуч (анализ динамики и последствий эруптивной деятельности в XVII-XX вв.). Часть І. 1650–1964 гг. // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 3–19. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирсанова Т.П. и др. 300 лет жизни камчатских вулканов: Молодой Шивелуч (анализ динамики и последствий эруптивной активности в XVII-XX вв). Часть II. 1963–2000 гг. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 5–24.

Пийп Б.И., Мархинин Е.К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1965. № 39. С. 62–66.

Федотов С.А., Жаринов Н.А., Двигало В.Н. и др. Эруптивный цикл вулкана Шивелуч в 2001–2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 3–14.

Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д. и др. Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3–19.

Широков В.А. Оценка массы и объема тефры при вулканических извержениях // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 24–33.

Mass C., Robock A. The term influence of the Mount St. Helens volcanic eruption on surface temperature in the norh-west United States // Mon. Weather Rev. 1982. V. 110. P. 614–622.

The April 11, 2023 Catastrophic Explosive Eruption of Sheveluch Volcano (Kamchatka)

N. A. Zharinov^{1, *}, Yu. V. Demyanchuk¹

¹Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia *e-mail: nzhar@kscnet.ru

The paper presents the data on the April 11, 2023 Sheveluch Volcano eruption. We conducted posteruption impact assessment. The directed blast resulted in the collapse of the lava dome which had been forming for more than 42 years. The data obtained just before the eruption evidence that the total volume of the lava dome comprised about 0.53 km³. The volcanic explosion resulted in the formation of the field of pyroclastic deposits ~70 km² in size and 0.49 km³ in volume. The directed blast was accompanied by the 25–30 km long pyroclastic flows and the ashfall more than 200 km away from the volcano. The weight of the ash deposits samples was ranging from 1.2 to 43.9 kg/m², depending on the distance from the volcano. The area of ash deposits (ash samples of more than 50 g/m² in weight) covered the area of 17000 m² and comprised the volume of 0.09 km³. Taking into account the total volume of erupted products (0.6 km³), the April 11, 2023 Sheveluch Volcano eruption can be referred to the largest catastrophic eruption of this century.

Keywords: Shiveluch Volcano, explosive eruption, directed blast

12

УДК 550

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОДВИЖКИ В МИНУТНОМ ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ ПЕРЕД КАТАСТОФИЧЕСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ В ЯПОНИИ 11 МАРТА 2011 г.

© 2024 г. Г. А. Соболев^а, И. Н. Мигунов^{а,*}

^аИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия * e-mail: inmig@mail.ru Поступила в редакцию 05.05.2023 г. После доработки 08.08.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.

Исследованы записи скорости вертикального перемещения земной поверхности возле широкополосных сейсмических станций, расположенных вокруг эпицентра землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. с магнитудой 9. На протяжении 15 лет перед землетрясением ближайшая к эпицентру и удаленная от него на 386 км станция MAJO записывала устойчивый суточный ход сейсмического шума. В 2009 г. обнаружены превышающие 10% суточного хода импульсы с постепенным нарастанием и последующим спадом амплитуды колебаний длительностью в несколько минут. Они возникали при спокойных метеорологических условиях и геомагнитной активности. На станциях, удаленных от эпицентра более чем на 700 км, эти импульсы не проявились. Предполагается, что перед землетрясением происходили подвижки в литосфере Японии и прилегающей части Тихого океана.

Ключевые слова: землетрясения, сейсмические станции, тектонические деформации, метеорологические условия

DOI: 10.31857/S0203030624010028, EDN: PZPIIJ

введение

После создания в 1990-х гг. глобальной системы широкополосных сейсмических станций системы IRIS возник ряд исследований сейсмических шумов в минутном диапазоне периодов. В работе [Nishida et al., 2002] рассматривалась гипотеза возникновения таких шумов вследствие турбулентных движений в атмосфере. В альтернативной гипотезе [Tanimoto et al., 1998] предполагалось, что шумы возбуждаются множественными слабыми землетрясениями, которые находятся ниже порога чувствительности сейсмических станций. В этих и других исследованиях [Ekstrom, 2001] было выяснено, что шумы в таком диапазоне существуют постоянно, в том числе и в спокойные от землетрясений интервалы времени. В работе [Соболев и др., 2005] было показано, что колебания усиливаются перед некоторыми землетрясениями с магнитудами >7.5. Предполагалось, что

природа шума связана с криповыми подвижками возле постаментов станций. Некоторые наши исследования низкочастотного сейсмического шума касались землетрясения Суматра 26.12.2004 г. с магнитудой 9.1. При анализе записей станций, расположенных вокруг эпицентра землетрясения Суматра было выяснено, что на протяжении 5 лет с 1996 по 2000 гг. ближайшая к эпицентру и удаленная от него на 1700 км станция СОСО записывала устойчивый суточный ход сейсмического шума. В 2001 г. появились искажающие суточный ход импульсы с постепенным нарастанием и последующим спадом амплитуды колебаний длительностью в несколько минут. Они возникали при спокойных метеорологических условиях и геомагнитной активности. На станциях, удаленных от эпицентра более чем на 2000 км, эти импульсы не проявились. Было высказано предположение [Соболев, Мигунов, 2023], что



Рис. 1. Сейсмические и метеорологические станции, данные которых использованы в настоящей работе.

перед землетрясением происходили подвижки в геологических разломах литосферы Индийского океана.

Перед вторым по энергии после Суматринской катастрофы землетрясением в Японии с магнитудой 9 были обнаружены аномалии в некоторых параметрах низкочастотного сейсмического шума, послужившие А.А. Любушину основой для оправдавшегося среднесрочного прогноза [Любушин, 2012]. Там также наблюдались импульсные возмущения сейсмического шума. В работе [Соболев, 2011] было показано, что они возникали в массовом порядке за 1.5 месяца перед главным толчком. Для их выделения применялась методика ядерного усреднения [Hardle, 1989; Любушин, 2007]. Спектры длительности отдельных импульсов лежали в диапазоне 100-300 с. В настоящей работе для выявления импульсов мы используем только приведение 1-секундных исходных данных к минутным значениям путем усреднения и покажем, что столь простая процедура позволяет все же выделить аномальные вариации шума перед землетрясением Тохоку на фоне земных приливов.

МЕТОДИКА

Из базы GSNet 152.dat взяты данные станций, расположенных вокруг эпицентра землетрясения (рис. 1). Мы изучали ежесекундные записи широкополосных сейсмических станций IRIS, оснащенных сейсмометрами STS-1, позволяющими исследовать при одной и той же чувствительности колебания в диапазоне 0.2-360 с [Wieland, Streckeisen, 1982]. Канал LHZ каждой станции регистрирует вертикальную скорость смещения грунта V. Ближайшая к очагу станция МАЈО расположена на расстоянии 386 км от эпицентра (Station IU MAJO, Matsushiro, Japan). Сейсмометр установлен на коренных породах о. Хонсю на высоте 405 м от уровня моря в штольне под сопкой. Это, практически, исключает влияние на него ветра и влаги при дожде. В штольне поддерживается постоянная температура.

Для сопоставления записей широкополосных сейсмических станций с вариациями земных приливов мы использовали последовательность действий, описанных ниже на примере станции MAJO за 06 января 2007 г. (рис. 2). График 1



Рис. 2. Сопоставление теоретического земного прилива (*1*) с его значениями по данным сейсмической станции MAJO (*2*).

представляет ежеминутные значения скорости изменения высоты теоретически вычисленного для координат станции МАЈО земного прилива. Применена программа PETGTAB [Wenzel, 1999]. График 2 демонстрирует вариации колебаний по сейсмологическим данным. Исходные ежесекундные данные получены по системе ИНТЕРНЕТ (http://ds.iris.edu/ds/nodes/ dmc/forms/breqfast-request) и усреднены до минутных величин. Шкала сейсмических данных приведена нормировкой к такой же для значений прилива. Коэффициент корреляции значений графиков 1 и 2 составляет 0.99. Это свидетельствует о возможности использования записей широкополосных сейсмических станций для изучения вариаций земных приливов в минутном диапазоне периодов.

Начиная с 2007 г. в записях станции МАЈО стали появляться однополярные импульсы с амплитудой больше 10% от размаха приливных



Рис. 3. Форма сейсмических импульсов, записанных сейсмографом STS-1 (*1*) и сейсмографом STS-2 (*2*) перед землетрясением Тохоку.

колебаний. Пример такого импульса 2 февраля 2007 г. показан на графике 1 рис. 3. Его длительность составляет примерно 300 с, и он четко прописывается сейсмометром STS-1, плоская амплитудно-частотная характеристика которого простирается от 0.2 с до 360 с. В апреле 2006 г. на станции МАЈО был установлен еще сейсмограф STS-2 с полосой пропускания до 100 с. Он воспроизводит более низкочастотные импульсы типа графика 1 с искажениями, что видно на графике 2. Но одновременное появление сигналов на двух приборах указывает, что сигналы не вызваны аппаратурными погрешностями какого-то сейсмографа.

Более детально форма импульса от сейсмометра STS-1 представлена на рис. 4 (график 1). Это — скорость колебаний V. Интегрирование по времени указывает на форму и величину вертикального перемещения грунта SV (график 2). Величина SV составляет примерно 10% от полусуточных и суточных колебаний земных



Рис. 4. Сопоставление скорости вертикального движения грунта V (1) и абсолютных значений SV (2) после его интегрирования в сейсмическом импульсе перед землетрясением Тохоку.

приливов. Этот импульс не отмечается в записях более удаленных от эпицентра станций ТАТО (2500 км), YSS (720 км) и MDJ (1100 км) (см. рис. 1). Только импульсы типа показанного на графике 1 рис. 4, учитывались при анализе их величины и времени возникновения. Брались импульсы с величиной ≥10% от амплитуды прилива. При этом в каждом году изучались интервалы с 1 января по 10 марта с учетом того, что землетрясение Тохоку произошло 11 марта 2011 г. Такой выбор позволял избегать возможного влияния мощных тропических циклонов, достигавших японских островов [Соболев, Закржевская, 2012]. Кроме того, уменьшалось влияние сезонных вариаций, которые проявляются при изменении влажности горных пород [Смирнов и др., 2017].

Просмотр записей МАЈО показал, что в интервалах от начала установки станции и до 2006 г. таких импульсов не было. В 2007 г. их было 6, в 2008 г. — 4. В 2009 и 2010 гг. импульсы появлялись более часто (рис. 5), а в 2011 г. их



Рис. 5. Появление сейсмических импульсов перед землетрясением Тохоку в интервале 1 января — 10 марта в 2009 г. (1), 2010 г. (2) и 2011г. (3).

возникновение шло в массовом порядке. Особенно интенсивным был этот процесс в феврале 2011 г. Большинство импульсов имело положительную полярность. Однако мы не можем исключить смену полярности импульса в зависимости от удаленности его источника от станции MAJO.

Для выяснения возможной природы импульсов были исследованы погодные условия в районе станции МАЈО, так как ранее было показано [Соболев и др., 2022], что такого типа сигналы возникают, например, при выпадении дождя. На рис. 6, 7, 8 приведены сведения за 68 дней (с 1 января по 10 марта) по атмосферному давлению, выпадению осадков и скорости ветра на метеорологической станции MATSUMOTO [36.14 с.ш., 137.58 в.д.]. Она расположена на расстоянии менее 10 км от MAJO. В 2009 г. (см. рис. 6) было 2 дня



Рис. 6. Сопоставление времен появления сейсмических импульсов на станции МАЈО (1) с вариациями атмосферного давления рр, количества выпадения осадков dd и скорости ветра ww на близлежащей метеообсерватории в интервале 1 января – 10 марта 2009 г.

с большим количеством осадков: 30 января и 6 марта. В течение первого из них импульсов вообще не было (график 1), а во втором случае импульсы появились за сутки до выпадения дождя. В 2010 г. большие по амплитуде импульсы произошли практически в дни без осадков. Обильное выпадение осадков 7 февраля 2011 г. (см. рис. 8) не вызвало увеличения числа импульсов. Метеоданные по другим близко расположенным станциям SUWA [36.02 с.ш., 138.06 в.д.], NAGANO [36.39 с.ш., 138.11 в.д.], ТАКАҮАМА [36.09 с.ш., 137.15 в.д.], ТОҮАМА [36.42 с.ш., 137.12 в.д.] подтвердили выводы по станции МАТSUMOTO.

Еще одним природным явлением, способным вызвать сейсмические импульсы, является магнитная буря. В работе [Соболев и др., 2020]



Рис. 7. Сопоставление времен появления сейсмических импульсов на станции МАЈО (1) с вариациями атмосферного давления pp, количества выпадения осадков dd и скорости ветра ww на близлежащей метеообсерватории в интервале 1 января—10 марта 2010 г.

было показано, что импульсы длительностью в несколько минут возникают практически сразу после резких изменений напряженности магнитного поля на всех континентах. В связи с этим мы проверили уровень геомагнитной активности в интервалах 1 января – 10 марта 2009, 2010, 2011 гг. Сведения о сильных магнитных бурях получены из архива http//www. spaceweatherlive.com. В таблицах архива приведены значения планетарных Кр-индексов – отклонений магнитного поля Земли от нормы в течение трехчасовых интервалов соответствующих суток (GFZ Potsdam official Kp-index). Значения Кр-индексов лежат в диапазоне от 0 до 9. Если они превышают величину 5, то такая активность рассматривается как магнитная буря. На рис. 9 графики 2, 4, 6 показывают уровень магнитной возмущенности во время вышеуказанных интервалов анализа импульсов



Рис. 8. Сопоставление времен появления сейсмических импульсов на станции МАЈО (1) с вариациями атмосферного давления pp, количества выпадения осадков dd и скорости ветра ww на близлежащей метеообсерватории в интервале 1 января — 10 марта 2011 г.

в 2009, 2010 и 2011 гг. (графики 1, 3, 5). В целом, геомагнитная активность, во всех исследованных интервалах была не высокой.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Японии существует сеть геодезических измерений GPS, включающая несколько тысяч наблюдательных пунктов [http://geodesy.unr.edu/ gps_timeseries/tenv3/IGS14/], (Blewitt, Hammond, Kreemer, 2018). Значительное количество таких пунктов было установлено в 2006 г. и увеличено в 2009 г. Это дало возможность сопоставить времена возникновения вышеописанных импульсов с движениями на поверхности Земли. Мы выбрали несколько пунктов, расположенных вокруг сейсмической станции МАЈО; их местоположение показано на рис. 1. Сопоставление выполнено для тех же интервалов 1 января — 10 марта 2009, 2010, 2011 гг. Наибольшее

2024



Рис. 9. Сопоставление времен появления сейсмических импульсов на станции МАЈО (1) в интервале 1 января — 10 марта 2009 г. (1), 2010 г. (3), 2011 г. (5) с уровнем геомагнитной активности (Кр-индексы) в те же временные интервалы (2, 4, 6).

внимание, естественно, уделено вертикальным компонентам Z движений пунктов GPS, так как мы изучали вертикальные скорости перемещений земной поверхности V под сейсмической станцией. Только на ближайшем к МАЈО пункте GPS (g105) выявлено некоторое сходство повышенных амплитуд вертикальных движений земной поверхности (рис. 10, график 2) с возникновением больших импульсов (график 1). На графике 2 выделяются два выброса: 1 февраля (32 день) с амплитудой среднеквадратичных отклонений 2.2 о и 26 февраля (56-й день), 2.65 о (треугольники). Оба они характеризовались повышенными значениями амплитуды импульсов. В целом, не совпадение повышенных значений вертикальных



Рис. 10. Сопоставление времен появления сейсмических импульсов на станции МАЈО (1) в интервале 1 января — 10 марта 2011 г. с изменениями вертикального перемещения поверхности Земли (2) на пункте GPS g105 (см. рис. 1).

движений по данным GPS и сейсмической станции, возможно, объясняется следующими причинами.

1) Нам не известны координаты импульсов; они могут отличаться от местоположения пунктов GPS.

2) Длительность импульсов в среднем составляла 300 с (5 мин). Данные GPS представлены ежесуточными значениями (1440 мин).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы записи скорости вертикального перемещения земной поверхности возле широкополосных сейсмических станций, расположенных вокруг эпицентра землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. с магнитудой 9.0. На протяжении 15 лет с 1991 по 2006 гг. ближайшая к эпицентру и удаленная от него на 386 км станция MAJO

СОБОЛЕВ, МИГУНОВ

записывала устойчивый суточный ход сейсмического шума. С 2007 г. в записях обнаружены сопоставимые по амплитуде с суточными вариациями земных приливов импульсы. Их длительность в среднем составляла 300 с с постепенным нарастанием и последующим спадом амплитуды колебаний длительностью в несколько минут. Они возникали при спокойных метеорологических условиях и геомагнитной активности. Предполагается, что перед землетрясением происходили подвижки в геологических разломах литосферы Японии и прилегающей к ней Тихоокеанской плиты. Возможно также, что импульсы отражают нелинейные сейсмотектонические явления, описанные в работе [Кузьмин, Жуков, 2004]. Тот факт, что импульсы обнаружены перед двумя сильнейшими землетрясениями XXI века: 26.12.2004 и 11.03.2011 гг. с магнитудами ≥9, соответствует, по нашему мнению, реальной динамике сейсмотектонического процесса. При квазипостоянных условиях тектонических напряжений в неоднородном по прочности веществе Земли большой разрыв горных пород будет предваряться возникновением мелких разрывов, как это следует из теории лавинно-неустойчивого трешинообразования ЛНТ [Мячкин и др., 1975]. Изучение этого процесса может привести к среднесрочному прогнозу опасных землетрясений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд-во МГГУ, 2004. 264 с.

Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.

Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33. http:// priroda.ras.ru/pdf/2012-08.pdf *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–29.

Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарев А.В. и др. Режим сезонных вариаций наведенной сейсмичности в области водохранилищ Койна–Варна, Западная Индия // Физика Земли. 2017. № 4. С. 40–49.

Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А. Синхронизация микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // Физика Земли. 2005. № 8. С. 3–27.

Соболев Г.А. Низкочастотный сейсмический шум перед землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г. с магнитудой 9 // Физика Земли. 2011. № 12. С. 11–22.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Соболев Д.Г. К вопросу о влиянии циклонов на сейсмичность // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 1–12.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н. и др. Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // Физика Земли. 2020. № 3. С. 3–28.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н. Влияние атмосферных осадков на движения поверхности твердой Земли // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 1–13.

Ekstrom G. Time domain analysis of Earth's long-period background seismic radiation // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B11. P. 26483–26493.

Hardle W. Applied nonparametric regression. Cambridge, New York, New Rochell, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press, 1989. (Русский перевод: *Хардле В*. Прикладная непараметрическая регрессия. М.: Мир, 1993. 349 с.)

Ishida K., Kobayashi N., Fukao Y. Origin of Earth's ground noise from 2 to 20 mHz // Geoph. Res. Lett. 2002. V. 29. № 10. P. 521–524.

Tanimoto T., Um J., Nishida K., Kobayashi N. Earth's continuous oscillations observed on seismically quiet days // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 1553–1556.

Wenzel G. Program PETGTAB. Version 3.01. Hannover: University, 1999.

Wieland E., Streckeisen G. The leaf-spring seismometer – design and performance // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1982. V. 72. P. 2349–2367.

Seismotectonic Movements in the Minute Range of Periods Before the Catastrophic Earthquake in Japan March 11, 2011

G. A. Sobolev¹, I. N. Migunov^{1,*}

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia *e-mail: inmig@mail.ru

The vertical movements measured by a broadband seismic stations located around Tohoku earthquake 11.03. 2011 with magnitude 9 are calculated. It is shown that during the 15 years before the earthquake the closest to epicenter MAJO station located 386 km from the epicenter the quiet daily variations was demonstrated. Seismic pulses with the durations of a few minutes and amplitudes bigger 10% of the diurnal variations of tidal velocities were revealed in 2009 year. They appeared under quiet meteorological and geomagnetic conditions. These pulses are not found on the records of the stations remoted more 700 km from epicenter. It is hypothesized that sharp changes in the low frequency seismic noise reflect the tectonic deformations in the lithosphere of Japan and adjoin part of Pacific Ocean.

Keywords: earthquakes, seismic stations, tectonic deformations, meteorological conditions

УДК 550.334+550.34

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-BOЛH В РАЙОНАХ КУРИЛ И КАМЧАТКИ И ИХ СВЯЗЬ С СИЛЬНЫМИ И СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

© 2024 г. Ю. Ф. Копничев^{а, *}, И. Н. Соколова^{b, **}

^аИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия ^bФИЦ Единая геофизическая служба РАН, Обнинск, Калужская область, 249035 Россия *e-mail: yufk777@mail.ru **e-mail: SokolovaIN@gsras.ru Поступила в редакцию 22.02.2023 г. После доработки 30.05.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.

Для выделения областей, в которых могут готовиться неглубокие сильные землетрясения, рассматриваются характеристики поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере. Обработано более 360 записей землетрясений с глубинами 0–33 км, полученных станцией РЕТ из двух районов, ограниченных координатами 45.0°–50.5° N и 54.0°–56.5° N (для краткости будем называть их соответственно южным и северным). Кроме того, для сравнения обработаны записи землетрясений, полученные станцией КGB из области, расположенной между 52° и 54° N. Использован метод, основанный на анализе отношения максимальных амплитуд волн Sn и Pn. Установлено, что в целом поглощение в литосфере северного района гораздо сильнее, чем для южного. В то же время в обоих районах поглощение слабее, чем в районе северо-восточной Японии. Относительно пониженное поглощение соответствует очаговым зонам сильнейших землетрясений 1952 г. ($M_w = 9.0$) и 1963 г. ($M_w = 8.6$), произошедших в южном районе не менее 60 лет назад, и в то же время повышенное — зонам недавних событий 1997 г. ($M_w = 7.8$), 2006 г. ($M_w = 8.3$) и 2018 г. ($M_w = 7.3$). Полученные данные согласуются со сделанными ранее выводами о том, что типичные сильные землетрясения в зонах субдукции происходят в областях, характеризующихся повышенным содержанием флюидов в верхах мантии. После сильных и сильнейших землетрясений в течение нескольких десятков лет происходит подъем глубинных флюидов, что приводит к уменьшению поглощения в верхах мантии. Выделены зоны высокого поглощения, в которых достаточно давно не было сильных землетрясений с *M*_w ≥7.7. Предполагается, что в этих зонах (в первую очередь в области Авачинского залива и к востоку от него) идут активные процессы подготовки сильных землетрясений.

Ключевые слова: волны Sn, поглощение, литосфера, сильные землетрясения, глубинные флюиды

DOI: 10.31857/S0203030624010034, EDN: PZFVIN

ВВЕДЕНИЕ

Поглощение короткопериодных S-волн есть важная характеристика среды, которая несет информацию о содержании жидкой фазы флюидов или расплавленных пород [Molnar, Oliver, 1969; Копничев, Аракелян, 1988; Копничев и др., 2009]. В работах [Копничев, Соколова, 2003, 2010, 2011, 2020, 2021] показано, что перед неглубокими сильными землетрясениями формируются области относительно высокого поглощения поперечных волн в литосфере. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что эти области соответствуют повышенному содержанию глубинных флюидов. В то же время после сильных сейсмических событий поглощение в верхах мантии постепенно уменьшается в течение нескольких десятков лет, что свидетельствует о подъеме мантийных флюидов [Копничев и др., 2009; Копничев, Соколова, 2003, 2020, 2021]. В связи с этим данные о характеристиках поля поглощения S-волн могут быть использованы для выделения очаговых зон будущих сильных землетрясений [Копничев, Соколова, 2011а, 2011б, 2020, 2021]. В настоящей работе с этой целью проводится картирование поля поглощения поперечных волн в литосфере Курил и Камчатки.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Характеристики поля поглощения рассматривались в районе, ограниченном координатами 45° и 56.5° N. Здесь, начиная с 1900 г., произошел ряд сильных землетрясений (табл. 1, рис. 1), включая сильнейшие события 1923 $(M_w = 8.5)$, 1952 $(M_w = 9.0)$, 1963 $(M_w = 8.6)$ и 2006 гг. $(M_w = 8.3)$. Кроме того, в 1841 г. в районе Камчатки произошло землетрясение с $M \sim 8.4$.

Великое Камчатское землетрясение 4 ноября 1952 г. было третьим по силе сейсмическим событием XX-го века с очагом, имевшим размер ~600 км. Землетрясение генерировало цунами, распространившееся по всему Тихому океану. По данным работы [Федотов и др., 2007], средний период повторяемости событий с $M \ge 7.7$ в районе Курило-Камчатской дуги составляет 140 ± 60 лет. В течение последних 60 лет в районах Северных Курил и Камчатки не зарегистрировано неглубоких событий с $M_w > 7.8$, в то время как в районах Южных и Центральных Курил в 1963–2007 гг. произошло 5 землетрясений с $M_w > 8.0$.

Необходимо отметить, что 24.05.2013 г. в районе Охотского моря произошло сильнейшее зарегистрированное на Земле с 1900 г. глубокофокусное землетрясение (h = 609 км, $M_w = 8.3$). Кроме того, южнее очага этого события 05.07.2007 г. было зарегистрировано еще одно достаточно сильное землетрясение ($M_{w} = 7.7$) с глубиной очага 633 км (см. табл. 1, рис. 1). Интересно, что до события 24.05.2013 г. самым сильным глубокофокусным землетрясением на земном шаре было Боливийское 09.06.1994 г. $(h = 635 \text{ км}, M_w = 8.2)$. Проведенный нами анализ показывает, что после этого события резко активизировалась неглубокая сейсмичность в обширном регионе Южной Америки. Если с 1900 по 1994 гг. здесь было зарегистрировано

Таблица 1. Сильные землетрясения в районе Курило-Камчатской дуги (к северу от 44° N, с начала XX-го века)

Дата	φ° N	λ°Ε	<i>h</i> , км	$M_{ m w}$
05.01.1915	47.50	154.50	35	7.9
30.01.1917	56.50	163.00	-	7.7
03.02.1923	53.85	160.76	35	8.5
24.02.1923	55.94	162.62	35	7.2
04.11.1952	52.75	159.50	-	9.0
04.05.1959	53.37	159.66	35	8.0
16.10.1963	44.76	149.80	26	8.6
15.12.1971	56.02	163.17	22	7.8
05.12.1997	54.80	162.00	37	7.8
15.11.2006	46.58	153.27	10	8.3
11.01.2007	46.23	154.55	10	8.1
05.07.2007	53.88	152.87	633	7.7
24.05.2013	54.87	153.28	609	8.3
20.12.2018	55.10	164.70	17	7.3

только 9 землетрясений с $M_w \ge 8.0$ (с глубинами гипоцентров до 45 км), то всего лишь за 19 лет, с 1995 по 2013 гг. — 4 таких события, причем первое из них (землетрясение в Антофагасте 30.07.1995 г. с $M_w = 8.0$) произошло через год после Боливийского. Эти данные показывают, что сильнейшие глубокофокусные землетрясения могут быть триггером, активизирующим неглубокую сейсмичность, и после землетрясения 24.05.2013 г. существует вероятность значительного повышения уровня сейсмической активности в районе Курило-Камчатской дуги в ближайшие десятилетия, в первую очередь в северной ее части, где не было сильных землетрясений с $M_w > 7.8$ более 60 лет (см. табл. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Картирование поля поглощения проводилось по записям землетрясений, полученных главным образом станцией Петропавловск (РЕТ) на расстояниях $\Delta \sim 250-1050$ км (см. рис. 1). Были отобраны данные для событий с глубинами 0–33 км из двух районов, ограниченных координатами 45.0°–50.5° N, 150°–160° Е и 54.0°–56.5° N, 161°–165° Е (для простоты будем далее называть их соответственно южным и северным). В общей сложности обработано около 360 сейсмограмм, полученных в 1993–2020 гг.



Рис. 1. Карта района исследований.

1 – очаговые зоны сильнейших неглубоких землетрясений (*M*_w ≥7.8); 2 – эпицентры сильных землетрясений (*M*_w = 7.2–7.7); 3, 4 – эпицентры сильнейших глубоких (*h* >70 км) землетрясений (указаны годы всех событий); 5 – сейсмические станции; 6 – глубоководный желоб.

Кроме того, для сравнения рассмотрены 12 записей неглубоких землетрясений из области 52°-54° N, 159°-163° Е, полученных станцией Крутоберегово (КGB) в 1999 г.

Использован метод картирования поля поглощения в литосфере по отношению максимальных амплитуд волн Sn и Pn (параметру

lg(ASn/APn), который для краткости будем обозначать как Sn/Pn [Molnar, Oliver, 1969; Копничев, 1985; Копничев, Аракелян, 1988]. Отметим, что в подавляющем большинстве случаев максимальные амплитуды в группе Sn достигаются заметно позже, чем по годографу (рис. 2) [Копничев, Аракелян, 1988; Каазик и др., 1990; Al-Damegh et al., 2004], поэтому они не могут соответствовать головной волне, распространяющейся вдоль границы М. Совокупность имеющихся данных, а также результаты численного моделирования позволили сделать вывод, что максимальные амплитуды в группе Sn связаны с поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [Molnar, Oliver, 1969; Копничев, Аракелян, 1988; Каазик и др., 1990; Каазик, Копничев, 1990]. В этом случае при использовании записей одной станции уровень группы Sn служит мерой поглощения S-волн в нижней коре и верхах мантии в области эпицентра. Параметр Sn/Pn используется для нормировки, поскольку волны Sn и Pn распространяются близкими трассами. Данные о характеристиках поля поглощения, а также данные, полученные методом МТЗ, показывают, что наибольшее содержание флюидов в литосфере сейсмоактивных районов имеет место в нижней коре и верхах мантии [Аптикаева и др., 1995; Ваньян, Хайндман, 1996; Земная кора ..., 2006]. При этом длина отрезков трасс, проходимых волнами S_n в нижней коре в рассматриваемом районе, составляет не более 10-15 км [Апродов, 1982] и почти не зависит от Δ , поэтому изменение параметра Sn/Pn с расстоянием происходит в основном вследствие вариаций поглощения в верхах мантии. Измерение наибольших амплитуд в группе Sn проводилось в интервалах времени, соответствующих диапазонам кажущихся скоростей этих волн 4.1-4.6 км/с. В таких интервалах, несмотря на возможность вступления на региональных расстояниях волн различного типа, как правило, доминирует группа Sn [Al-Damegh et al., 2004]. В связи с тем, что поглощение существенно зависит от частоты колебаний, предварительно проводилась фильтрация вертикальных компонент записей (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы [Копничев, 1985]).

АНАЛИЗ ДАННЫХ

На рис. 2 показаны примеры сейсмограмм землетрясений, полученных станцией РЕТ. Видно, что для эпицентров в области Северных Курил, расположенных в очаговой зоне Великого Камчатского землетрясения на эпицентральных



Рис. 2. Примеры сейсмограмм землетрясений, полученных станцией РЕТ.

а — верхняя трасса — событие из очаговой зоны землетрясения 1997 г. ($M_{\rm w}=7.8$). 13.11.1995, 55.03° N, 161.94° Е, h=33 км, $\Delta=311$ км, нижняя трасса — событие из очаговой зоны землетрясения 1952 г. ($M_{\rm w}=9.0$). 22.04.2013, 50.06° N, 157.51° Е, h=18 км, $\Delta=339$ км; б — верхняя трасса — событие из очаговой зоны землетрясения 1997 г. 03.02.2004, 55.35° N, 162.96° Е, h=4 км, $\Delta=382$ км, нижняя трасса — событие из очаговой зоны землетрясения 1997 г. 11.12.1993, 49.73° N, 157.25° Е, h=31 км, $\Delta=379$ км;

в — верхняя трасса — афтершок землетрясения 2006 г. ($M_w = 8.3$). 15.11.2006, 46.72° N, 153.30° E, h = 10 км, $\Delta = 800$ км, нижняя трасса — событие из очаговой зоны землетрясения 1963 г. ($M_w = 8.6$). 11.09.2001, 45.45° N, 150.68° E, h = 33 км, $\Delta = 1022$ км. Везде указаны моменты вступления волн Pn и Sn.



Рис. 3. Корреляционная зависимость параметра Sn/Pn от расстояния для южного района. Прямая – линия регрессии.

расстояниях ~330—380 км, наблюдается очень высокий уровень группы Sn относительно Pn. В то же время для эпицентров в области Центральной Камчатки на сопоставимых расстояниях (~310—380 км) амплитуды волн Sn и Pn близки по уровню. Отметим, что трасса от эпицентра события 03.02.2004 г. (см. рис. 26) пересекает очаговую зону сильного Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г. ($M_w = 7.8$), а трасса от эпицентра события 13.11.1995 г. (см. рис. 2а) проходит рядом с этой зоной.

На рис. 2в представлены сейсмограммы двух событий, произошедших соответственно в очаговых зонах двух сильнейших землетрясений: Урупского 16.10.1963 г. ($M_w = 8.6$) и Средне-Курильского 15.11.2006 г. ($M_w = 8.3$). Для первого события, произошедшего почти через 40 лет после Урупского землетрясения, относительный уровень группы Sn значительно выше, чем для афтершока Средне-Курильского землетрясения, несмотря на существенно большее эпицентральное расстояние.

Рассмотрим характеристики полей поглощения отдельно для южного и северного районов.

<u>Южный район</u>. Рис. 3 иллюстрирует зависимость параметра Sn/Pn от расстояния для трасс к югу от ст. PET, пересекающих Центральные, Северные Курилы и Южную Камчатку. Подавляющее большинство точек представляют средние значения, полученные для небольших областей с линейными размерами, как правило, несколько десятков км. Осреднение данных позволяет уменьшить роль эффекта азимутальной направленности излучения P- и S-волн. Из рисунка следует, что в среднем значения Sn/ Pn падают с расстоянием в интервале $\Delta \sim 300-$ 1050 км; уравнение линейной регрессии описывается выражением:

$$Sn/Pn \sim 0.84 - 0.00054\Delta$$
 (KM), (1)

коэффициент корреляции r = -0.54.

Следует заметить, что на фоне общего падения с расстоянием выделяются участки очень высоких средних значений параметра Sn/Pn



Рис. 4. Карта поля поглощения для южного района. 1-3 – поглощение: 1 – высокое, 2 – промежуточное, 3 – низкое. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

аномально низких значений (при $\Delta \sim 450 - 850$ км).

На карте (рис. 4) показано распределение областей с различным поглощением S-волн. Рассматривались отклонения величин Sn/Pn от корреляционной зависимости (1). Значениям $\Delta Sn/Pn < -0.10$ соответствует повышенное, $-0.10 \le \Delta Sn/Pn \le 0.10$ – промежуточное и $\Delta Sn/Pn > 0.10$ — пониженное поглощения. На карте видно, что поле поглощения в южном районе характеризуется большой неоднородностью. В целом относительно пониженное поглощение соответствует северной и южной окраинам района, а повышенное – его центральной части (приблизительно между 46° и 49° N). Основная часть низких значений $\Delta Sn/Pn$ сконцентрирована в узкой полосе, простирающейся параллельно вулканическому фронту и расположенной на расстояниях

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

(в интервалах Δ ~ 300-450 и 850-1050 км), а также ~90-130 км от него. При удалении от полосы по направлениям к вулканическому фронту и глубоководному желобу поглощение в целом существенно уменьшается. В то же время в области желоба, между 47° и 47.7° N выделяется еще одно пятно сильного поглощения.

> Сопоставление с сейсмичностью района показывает, что очаговым зонам сильнейших землетрясений 1952 и 1963 гг. соответствует относительно пониженное, а зоне очага 2006 г. – повышенное поглощение. В то же время на большей части очаговой зоны землетрясения 2007 г. ($M_w = 8.1$) наблюдается пониженное поглощение, и только на крайнем северном участке – повышенное.

> Необходимо отметить, что между очаговыми зонами сильных землетрясений 1952 и 2006-2007 гг. проходит узкая субширотная полоса



Рис. 5. Корреляционная зависимость параметра Sn/Pn от расстояния для северного района. Показаны линии регрессии для северного (сплошная линия) и южного (пунктир) районов.

низких величин Δ Sn/Pn, частично пересекающая очаг землетрясения 1915 г. ($M_w = 7.9$).

<u>Северный район</u>. На рис. 5 представлена зависимость параметра Sn/Pn(Δ) для северного района. В данном случае величины Sn/Pn в интервале расстояний $\Delta \sim 250-500$ км убывают с расстоянием значительно быстрее, чем на рис. 3; уравнение линейной регрессии имеет вид:

Из сопоставления рис. 3 и 5 следует также, что в северном районе уровень параметра Sn/Pn в среднем значительно ниже, чем в южном (при $\Delta \sim 300-500$ км — на 0.23-0.29 ед. лог.). Вместе с тем из рис. 6 следует, что зависимости Sn/Pn(Δ) для районов Курил и Камчатки идут выше, чем для северо-восточной Японии, где произошло сильнейшее землетрясение Тохоку 11.03.2011 г. ($M_w = 9.0$).

Для сравнения были рассмотрены также характеристики волновых полей по записям, полученным станцией КGB из области, ограниченной координатами 52°-54° N (в диапазоне расстояний ~270-500 км (рис. 7, 8). Видно, что в данном случае величины Sn/Pn в целом идут значительно ниже, чем для станции РЕТ. При этом для эпицентров, расположенных между 52.2° и 53.0° N, среднее значение параметра Sn/Pn уменьшается на 0.22 лог. ед. по сравнению с более северными эпицентрами при увеличении среднего эпицентрального расстояния приблизительно на 100 км. Интересно, что на этом отрезке скорость падения параметра Sn/Pn гораздо выше, чем в среднем для северного и южного районов (формулы (1) и (2)). Отметим, что почти все эпицентры, расположенные к югу от 53° N, попадают в северную часть очаговой зоны землетрясения 1952 г., и половина из них – одновременно в зону очага 1841 г.

На рис. 7 показано также среднее значение параметра Sn/Pn по записям событий



Рис. 6. Корреляционные зависимости параметра Sn/Pn от расстояния. 1 – северный район, 2 – южный район, 3 – северо-восточная Япония.

с эпицентрами в близких окрестностях ст. КGB, полученных ст. РЕТ. Из рисунка следует, что среднее значение параметра практически попадает на линию регрессии, полученную по всем данным для северного района, однако находится на 0.30 лог. ед. выше среднего значения по данным станции KGB. Отсюда вытекает, что поглощение короткопериодных S-волн значительно выше для трасс, идущих к ст. KGB от эпицентров из области Авачинского залива и к востоку от него по сравнению с трассами, идущими вдоль окраины п-ова Камчатка несмотря на то, что в последнем случае волны частично пересекают вулканическую область.

На рис. 9 представлена карта поля поглощения в северном районе. Как и на рис. 4, промежуточное поглощение соответствует отклонениям от линии регрессии (2) до ± 0.10 . На карте выделяются три главные области повышенного и промежуточного поглощения, расположенные соответственно к югу от 54.7° N, между 55.2° и 55.9° N, а также в субмеридиональной

полосе, прилегающей к 164° Е. Самая южная область соответствует северной части очаговой зоны Кроноцкого землетрясения 1997 г. Наиболее яркая аномалия повышенного поглощения выделяется в центральной области, в которую попадает зона очага землетрясения 24.02.1923 г. На стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг расположена субмеридиональная полоса повышенного и промежуточного поглощения. Необходимо подчеркнуть, что к южной ее части привязана очаговая зона недавнего землетрясения 20.12.2018 г. (*M*_w = 7.3). Отметим, что площади каждой из этих областей значительно меньше площади области высокого поглощения, соответствующей очагу сильного землетрясения 2006 г. (см. рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Представленные данные свидетельствуют о том, что поглощение S-волн в верхах мантии в районе Курило-Камчатской дуги значительно слабее, чем в районе северо-восточной Японии. КОПНИЧЕВ, СОКОЛОВА



Рис. 7. Эпицентры землетрясений, зарегистрированные станцией КGВ (1), эпицентры событий вблизи от станции KGB, зарегистрированные станцией РЕТ (2). Остальные условные обозначения см. рис. 1.

дов в верхах мантии Курило-Камчатской дуги. руемой океанской коры [Копничев, Соколова, Ранее было показано, что увеличение доли 2018, 2019, 2020, 2021]. Дело в том, что возраст

Это говорит о меньшем содержании флюи- флюидов коррелируется с возрастом субдуци-



Рис. 8. Зависимости параметра Sn/Pn от расстояния для северного района. 1 — зависимость параметра Sn/Pn от расстояния по данным станции KGB (верхний значок – эпицентры между 53° и 54° N, нижний – между 52° и 53° N); 2 – значение параметра Sn/Pn по данным станции PET для эпицентров, близких к станции KGB; 3 – линия регрессии по данным станции PET для северного района. Показаны средние значения, стандартные отклонения и интервалы осреднения данных.

коры определяет долю гидратированных пород, при дегидратации которых выделяются свободные флюиды, поднимающиеся в мантийный клин [Yamasaka, Seno, 2003; Wada et al., 2008; Копничев, Соколова, 2018, 2020, 2021]. С этим выводом согласуются данные о существенно меньшем возрасте тихоокеанской коры в районе Курило-Камчатской дуги (~66–117 млн лет [Luydendyk, 2022]) по сравнению с северо-восточной Японией (~130 млн лет [Müller et al., 2008]).

Помимо возраста коры, еще один важный фактор, влияющий на содержание флюидов в верхах мантии — время, прошедшее после последнего сильнейшего землетрясения в данной зоне субдукции [Копничев, Соколова, 20116, 2018, 2019, 2020, 2021]. В указанных работах установлено, что перед типичными сильными и сильнейшими событиями в зонах субдукции наблюдается концентрация флюидов в верхах мантии. В случае, если флюиды формируют связную сеть, на кровле двухфазного слоя имеет место концентрация напряжений, которая в конечном счете и может приводить к подвижке при сильном землетрясении [Каракин, Лобковский, 1982; Gold, Soter, 1984/1985].

Разными методами было показано, что после сильных землетрясений наблюдается подъем флюидов в земную кору [Husen, Kissling, 2001; Ogawa, Heki, 2007; Копничев, Соколова, 2003, 2020, 2021; Копничев и др., 2009]), что отражается, в частности, в уменьшении поглощения S-волн в верхах мантии. Отметим, что подъем флюидов энергетически выгоден, поскольку в конечном счете приводит к уменьшению потенциальной энергии Земли. В работах [Копничев и др., 2009; Копничев, Соколова, 2020, 2021] показано, что "осушение" верхов мантии



Рис. 9. Карта поля поглощения для северного района. Условные обозначения см. рис. 1 и 4.

происходит в среднем через 25–30 лет после сильных землетрясений. Это позволяет объяснить, почему относительно повышенное поглощение соответствует очаговым зонам недавних сильных землетрясений 1997, 2006 и 2018 гг., и

в то же время пониженное — зонам сильнейших событий 1952 и 1963 гг., для которых обрабатывались данные, полученные через отрезки времени ~30-60 лет после них. Отсюда следует, что после землетрясений 1952 и 1963 гг. прошло достаточно времени, чтобы флюиды смогли подняться из верхов мантии в очаговых зонах.

Относительно слабое поглощение в зоне очага недавнего сильного землетрясения 2007 г., по-видимому, обусловлено его положением к востоку от желоба, где литосфера характеризуется низким содержанием свободных флюидов. Скорее всего, это событие с нетипичным для зон субдукции механизмом типа сброса было инициировано изменением поля напряжений после сильнейшего землетрясения 2006 г. [Bürgmann et al., 2005].

В южном районе выделена протяженная полоса высокого поглощения, расположенная между желобом и вулканическим фронтом и идущая параллельно островной дуге. Отметим, что аналогичные данные ранее были получены для очаговой зоны сильнейшего Суматра-Андаманского землетрясения 24.12.2004 г. ($M_w = 9.0$) [Копничев, Соколова, 2010]. Можно полагать, что эта полоса соответствует области наиболее активной дегидратации пород погружающейся океанической плиты, в результате которой резко увеличивается содержание свободных флюидов в мантийном клине [Yamasaki, Seno, 2003; Wada et al., 2008].

Полученные данные свидетельствуют о том, что в целом поглощение поперечных волн в литосфере гораздо сильнее для северного района, чем для южного. При этом за последние 70 лет в южном районе произошло 4 землетрясения с $M_w = 8.1$ –9.0, в то время как в северном – начиная с 1960 г. два самых сильных события имели магнитуду $M_w = 7.8$. Данные о сейсмичности позволяют предположить, что энергии двух указанных и более слабых событий не хватило для того, чтобы в достаточной степени "осушить" верхи мантии в северном районе. С этим выводом согласуются данные об очень высоком поглощении в области между 52° и 54° N.

Особый интерес представляют области повышенного поглощения, в которых не было достаточно сильных землетрясений относительно длительное время. На юге такая область расположена между 48.2° и 49.2° N. Здесь после Онекотанского землетрясения 1915 г. $(M_w = 7.9)$ не происходило событий с $M \sim >7.5$. На севере одна подобная область находится между 55.2° и 55.9° N и 161.5° и 163.5° Е; в ней после землетрясения 24.02.1923 г. $(M_w = 7.2)$ не зарегистрировано более сильных событий. К востоку от 163.5° Е с начала XX-го века наиболее сильным, по-видимому, было землетрясение 20.12.2018 г. ($M_w = 7.3$).

Сопоставление данных, полученных станциями РЕТ и КGB, показывает, что зона аномально высокого поглощения находится в области, ограниченной координатами 52.2°-53.0° N, 159.4°-162.0° Е (см. рис. 6, 7). Эта область включает крайнюю северную часть очаговой зоны Великого Камчатского землетрясения 1952 г. Вместе с тем, согласно данным, полученным в работе [MacInnes et al., 2010], на нее приходится малая доля сейсмического момента, выделенного при этом событии - к югу от 52° N средняя величина подвижки была гораздо выше, чем к северу. Это позволяет предположить, что накопленная здесь к 1952 г. деформация не была выделена полностью. Кроме того, по данным GPS [Bürgmann et al., 2005], в настоящее время наблюдается высокая скорость деформации в области, ограниченной координатами ~52°-53° N, 160°-162° Е. В этом случае продолжающееся после 1952 г. накопление деформации может вести к подготовке нового сильного землетрясения (например, аналога события 1841 г.). Высокая скорость деформации и может ускорить концентрацию глубинных флюидов в мантийном клине, которая обеспечивает сильное поглощение S-волн. В то же время в области между ~49.0° и 50.5° N (к востоку от Курильской дуги) имеет место очень низкая скорость деформации [MacInnes et al., 2010], что согласуется с нашими данными о слабом поглощении, связанном с малым содержанием флюидов.

Возможно, что подготовка сильных землетрясений идет также и в других областях повышенного поглощения S-волн в литосфере (в первую очередь к северу от 55° N). Отметим, что такое предположение не противоречит оценке среднего времени сейсмического цикла для землетрясений с $M \ge 7.7$ в районе Курило-Камчатской дуги [Федотов и др., 2007].

По нашему мнению, в выделенных областях высокого поглощения необходимо проводить постоянный мониторинг различных геофизических и геохимических параметров с целью возможного среднесрочного прогноза землетрясений. Такими параметрами могут быть, в частности, характеристики кольцевых структур сейсмичности, формирующихся перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции [Копничев, Соколова, 2010, 2018, 2022].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность IRIS DMC за предоставление цифровых данных станций PET и KGB [www.iris.edu].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование подготовлено в рамках выполнения государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН по теме FMWU-2022-0003, государственного задания ФИЦ ЕГС РАН № 075-01271-23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.

Аптикаева О.И., Арефьев С.С., Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Мишаткин В.И. Неоднородности литосферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 4. С. 533–538.

Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 5–11.

Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Ред. А.Б. Бакиров. Бишкек: Илим, 2006. 115 с.

Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф., Нерсесов И.Л., Рахматуллин М.Х. Анализ тонкой структуры короткопериодных сейсмических полей по группе станций // Физика Земли. 1990. № 4. С. 38–49.

Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф. Численное моделирование группы Sn и коды в неоднородной по скорости и поглощению среде // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 74–87.

Каракин А.В., Лобковский Л.И. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 2. С. 324–329.

Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176 с.

Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77–92.

Копничев Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня// Физика Земли. 2003. № 5. С. 73–86.

Копничев Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н.// Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 49–64.

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С. 34–51.

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010, $M_w = 8.8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 3. С. 22–32.

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся перед сильными и сильнейшими землетрясениями на западе и востоке Тихого океана // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 1. С. 109–124. https://doi. org/10.21455/GPB2018.1-5

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики поля поглощения короткопериодных *S*-волн в очаговой зоне сильнейшего землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. $(M_{\rm W} = 9.0)$ // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 2. С. 16–27. https://doi.org/10.21455/ GPB2019.2-2

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Туркмении и северо-восточного Ирана и их связь с сейсмичностью // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56. № 1. С. 39–46.

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере юго-западной Японии // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 4. С. 56–66.

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в районе Юго-Западной Аляски: оправдавшийся прогноз места и магнитуды Чигникского землетрясения 29.07.2021 г. ($M_w = 8.2$) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 1. С. 80–91.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2006-2011 гг. и успешный прогноз Средне-Курильского землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 3–25.

Al-Damegh K., Sandvol E., Al-Lazki A., Barazangi M. Regional seismic wave propagation (Lg and Sn) and Pn attenuation in the Arabian Plate and surrounding regions // Geophys. J. Int. 2004. V. 157. № 2. P. 775–795. *Bürgmann R., Kogan M., Steblov M., Hilley G., Levin V., Apel E.* Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B07405.

Gold T., Soter S. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // Pure Appl. Geophys. 1984/1985. V. 122. P. 492–530.

Husen S., Kissling E. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile // Geology. 2001. V. 29. № 9. P. 847–850.

Luydendyk B. Oceanic crust // Encyclopedia Britannica. 2022.

MacInnes B., Weiss R., Bourgeois J., Pinegina T. Slip distribution of the 1952 Kamchatka great earthquake based on near-field tsunami deposits and historical record // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2010. V. 100. № 4. P. 1695–1709.

Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 2648–2682.

Müller R., Sdrolias M., Gaina C., Roest W. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crustM// Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. Iss. 4. Art. Q04006. https://doi.org/10.1029/2007GC001743

Ogawa R., Heki K. Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. Iss. 6. Art. L06313. https://doi.org/10.1029/2007GL029340

Wada I., Wang K., He J., Hyndman R. Weakening of the subducting interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration and mantle wedge serpentinization // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B04402. DOL: 10.1029/ 2007JN005190

Yamasaki T., Seno T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B4. DOI: 10/1029/2002JB001918

Heterogeneities of Short-Period S-Waves Attenuation Field in the Kuril-Kamchatka Region and their Relation to Large and Great Earthquakes

Yu. F. Kopnichev^{1, *}, I. N. Sokolova^{2, **}

¹Shmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia ²FRC Geophysical Survey RAS, Obninsk, Kaluga region, 249035 Russia *e-mail: yufk777@mail.ru **e-mail: SokolovaIN@gsras.ru

We study characteristics of short-period shear wave attenuation field in the lithosphere to pick out areas of possible preparation for large and great shallow earthquakes. We have processed more than 360 seismograms of events with source depths of 0-33 km recorded by station PET from two areas limited by coordinates of $45.0^{\circ}-50.5^{\circ}$ N and $54.0^{\circ}-56.5^{\circ}$ N, respectively (for brevity, we will call the areas as the southern and the northern ones). Besides, for the purposes of comparison we have analyzed seismograms by station KGB that recorded earthquakes from the area located between 52° и 54° N. We used the method based on analysis of Sn and Pn maximum amplitude ratio. We find that attenuation in the lithosphere of the northern area is generally much higher than in the southern one. At the same time attenuation in both areas is weaker than in the region of north-eastern Japan. Relatively lower attenuation corresponds to rupture zones of the great earthquakes of 1952 ($M_w = 9.0$) and 1963 ($M_w = 8.6$) occurred in the southern area more than 50 years ago. Higher attenuation is observed in the rupture zones of the recent events dated 1997 ($M_w = 7.8$), 2006 ($M_w = 8.3$) and 2018 ($M_w = 7.3$). The obtained data are in agreement with earlier conclusions stating that typical large subduction type earthquakes occur in the areas characterized by higher fluid content in the uppermost mantle; and large and great earthquakes are followed by deep fluids ascent during a few decades, which leads to attenuation decrease in the uppermost mantle. We also pick out the high attenuation zones where no large and great earthquakes ($M_w \ge 7.8$) have occurred for quite a long time. We suggest that active processes of preparation for large earthquakes can be observed in these zones (first of all in the area of the Avacha Bay and to the east of it).

Keywords: Sn wave, attenuation, lithosphere, large earthquakes, deep-seated fluids

УДК 553.078.2:553.2

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕОЛИТ-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАУЖЕТСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2024 г. А. В. Сергеева^{а, *}, С. Н. Рычагов^{а, **}, О. В. Кравченко^а, Е. И. Сандимирова^а, М. А. Назарова^а, Е. В. Карташева^а, А. А. Кузьмина^а

> ^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия *e-mail: anastavalers@gmail.com **e-mail: rychsn@kscnet.ru Поступила в редакцию 14.04.2023 г. После доработки 02.05.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.

На Паужетском геотермальном месторождении исследованы минеральные отложения, образующиеся при сбросе термальной воды из сепараторов скважин. Изучены составы, структура и геохимические свойства этих осадков последовательно по потоку и в вертикальных разрезах искусственно образовавшихся "плащей". Установлено, что в начале сброса термальных вод они сложены рентгеноаморфными морденит-опаловыми смесями, а далее осадки становятся полностью кремнистыми. Цеолитовая составляющая минеральных отложений определяет их высокие сорбционные свойства в отношении Au, Ag, Hg, As, Rb, Sr, Ba, Cs и др. элементов; в морденитовой матрице образуются сульфиды железа, серебра, меди. Показано, что минеральные отложения, формирующиеся на дневной поверхности Паужетского геотермального месторождения, являются индикатором щелочной минерало- и рудообразующей среды нижних горизонтов Паужетской гидротермальной системы.

Ключевые слова: геотермальное месторождение, минеральные отложения, глубинные растворы, щелочная среда, рентгеноаморфные смеси, морденит, опал, галогенидные комплексы

DOI: 10.31857/S0203030624010045, EDN: PYSWNV

ВВЕДЕНИЕ

В областях современного и четвертичного вулканизма глубинные растворы редко достигают поверхности Земли, не меняя свои составы и свойства [Басков, Суриков, 1975; Иванов, 1977; Калачева и др., 2016; Кононов, 1983; Манухин, Павлова, 2011; Набоко, 1980; Пампура, 1985; Сугробов, 1979; Челноков, Харитонова, 2008; Чудаев, 2003; Ellis, 1966; Giggenbach et al., 1990; Fournier, 1983; Hedenquist, 1990; Henley, Ellis, 1983; White et al., 1971]. Вскипание на различных горизонтах и в проницаемых геологических структурах, смешение с конденсатными и метеорными водами, насыщение жидкой фазы химическими породными компонентами или, наоборот, высаживание солей во вмещающих породах — все это делает глубинный флюид "практически неузнаваемым" при подъеме к дневной поверхности. Соответственно, минерализация, образующаяся в зоне разгрузки гидротерм, отвечает физико-химическим параметрам не первичного флюида или глубинных термальных вод, а смешанным и метаморфизованным растворам [Sillitoe, 2015].

Уникальные возможности для исследования минералообразующих процессов, происходящих при разгрузке глубинных термальных вод, возникли при эксплуатации Паужетского геотермального месторождения. Здесь в 1966 г. был произведен первый пуск геотермальной станции, а с 1967 г. до настоящего времени устойчиво работает первая в СССР и России
опытно-промышленная Паужетская ГеоТЭС [Сугробов и др., 2016]. По технологии использования теплоносителя конденсат ряда скважин сбрасывается на рельеф. В результате образуются минеральные осадки в виде протяженных "плащей", состоящих в основном из аморфного кремнезема [Структура ..., 1993; Frolova et al., 2006; Rychagov et al., 2006]. В последние годы установлено, что эти осадки имеют более сложный и неоднородный состав: вначале сброса термальной воды образуется смесь аморфных гидратированных силикатов и алюмосиликатов с преобладанием цеолитовой компоненты, далее по простиранию они становятся полностью опаловыми [Сергеева и др., 2022].

Обнаружение алюмосиликатов, а также широкого спектра химических элементов, включая редкие, в новообразованных минеральных отложениях Паужетского геотермального месторождения представляет фундаментальный научный интерес в связи с высокой сорбционной емкостью цеолитов, а также имеет большое практическое значение, поскольку существенно дополняет наши знания о параметрах глубинного теплоносителя, составе горных пород на нижних горизонтах гидротермальной системы. источниках рудных элементов. Немаловажной является и экологическая сторона проблемы, поскольку в минеральных осадках происходит накопление, перераспределение и дальнейшая миграция в окружающую среду соединений ртути, мышьяка, сурьмы и др. вредных для здоровья человека химических элементов [Структура ..., 1993; Рычагов и др., 2014].

Настоящая работа посвящена изучению состава и строения минеральных отложений, формирующихся в зоне растека сбрасываемых с сепараторов термальных вод Паужетского геотермального месторождения, как новому аспекту в исследовании современной минералои рудообразующей гидротермальной системы.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПАУЖЕТСКОМ ГЕОТЕРМАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Паужетское геотермальное месторождение и вмещающая его одноименная гидротермальная система приурочены к центральной части долгоживущего вулканического (вулканогенно-рудного) центра [Долгоживущий ..., 1980;

Прогнозная оценка ..., 1977; Структура ..., 1993]. Вулканогенно-рудный центр сформирован в зоне сопряжения крупнейших тектонических структур Южной Камчатки: Ункановичского горста и Южно-Камчатского прогиба [Рычагов и др., 2023]. Зона представляет собой сквозькоровый разлом мантийного заложения, пересекающий в меридиональном направлении Паужетскую вулкано-тектоническую депрессию [Апрелков и др., 1979; Геолого-геофизический ..., 1987]. В четвертичное время вдоль сквозькорового разлома образовано резургентное многоступенчатое тектоно-магматическое поднятие Камбального вулканического хребта, на западном склоне которого расположена Паужетская гидротермальная система. Структурно-геофизическими исследованиями показано также, что Паужетская гидротермальная система локализована над выступом мелового фундамента [Феофилактов и др., 2021]. Такая сложная структурная позиция гидротермальной системы предопределила высокую проницаемость данного участка земной коры для восходящего теплового потока.

Согласно гидродинамическим представлениям, современная Паужетская гидротермальная система относится к вододоминирующему типу [Паужетские ..., 1965; Структура ..., 1993] и находится на регрессивном этапе развития [Рычагов, 2003]. В геологическом разрезе, изученном с помощью бурения скважин до глубины 1000-1200 м, выделяется два водоносных горизонта. Верхний представлен псефитовыми и крупнообломочными туфами средне- и нижнепаужетской подсвит, нижний – агломератовыми туфами и туфобрекчиями алнейской серии. Водоносные горизонты разделены водоупорными толщами пород: верхняя (приповерхностная) сложена туффитами верхнепаужетской подсвиты, нижняя - голыгинскими игнимбритами. Предполагается, что водоупорными свойствами также обладают анавгайские песчаники, залегающие в основании изученного разреза [Структура ..., 1993]. Водоносные горизонты сообщаются между собой отдельными субвертикальными разрывными нарушениями [Белоусов, 1978; Пампура, Сандимирова, 1990]. Но основными структурами, контролирующими смешение термальных и метеорных вод и, в целом разгрузку восходящих гидротерм, служат приподнятые тектоно-магматические



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетского геотермального месторождения, (по [Структура ..., 1993] с изменениями).

1 – туффиты и туфы паужетской свиты; 2 – лаво-экструзивный комплекс дацитов и риолитов Камбального вулканического хребта; 3 – то же, андезитов и андезибазальтов; 4 – аллювиальные отложения; 5 – кольцевые тектонические нарушения; 6 – то же, линейные; 7 – Паужетский грабен; 8 – термальные поля (1 – Южно-, 2 – Верхне-, 3 – Нижне-, 4 – Восточно-Паужетское); 9 – скважины; 10 – цеолит-кремнистые "плащи".

тура ..., 1993; Феофилактов и др., 2017, 2020]. В структуре блоков выделены зоны кварц-адуляровой минерализации, к которым приурочены комплексные (Au-Ag-As-B-Li-Rb-Cs) геохимические барьеры [Жатнуев и др., 1996].

Термальные воды Паужетского месторождения имеют следующие физико-химические характеристики. В верхнем водоносном горизонте циркулируют нейтральные до щелочных сульфатно-хлоридные калий-натриевые гидротермы с высоким содержанием ортокремниевой (230-400 мг/л) и борной (130-180 мг/л) кислот [Паужетские ..., 1965]. Температура достигает 160-190°С, общая минерализация 2.5-3.5 г/л. На формирование состава и свойств растворов этого горизонта оказывает влияние их смешение с метеорными и конденсатными водами [Паужетские ..., 1965; Пампура,

блоки размером в поперечнике до 500 м [Струк- Сандимирова, 1990]. Воды нижнего горизонта существенно более щелочные хлоридно-натриевые с резко подчиненным содержанием сульфат-иона $(Cl^{-}/SO_{4}^{2-} = 6.5-10.5)$, низкими концентрациями K^+ и Ca^{2+} (до 60 и 40 мг/л соответственно), но относительно высокими содержаниями H₄SiO₄ (280-350 мг/л) и H₃BO₃ (160-175 мг/л). Температура вод достигает 220-230°С, общая минерализация — 4.5 г/л. Для них характерен меньший разброс значений основных анионов и катионов, в сравнении с верхним водоносным горизонтом. В целом можно констатировать, что термальные воды обоих горизонтов имеют близкие характеристики и, по-видимому, поступают из одного глубинного источника. На это указывает также микроэлементный состав: воды месторождения обогащены Au, Ag, As, Sb, цветными и редкими металлами [Королева и др., 1993; Пампура, Сандимирова, 1990; Рычагов и др., 2017].



Рис. 2. Схема опробования минеральных отложений на скважине ГК-3. На левом фрагменте – ортофотоплан участка местности (составлен М.С. Черновым) и точки отбора проб по простиранию "плаща"; на правом фрагменте – фотографии точек отбора проб (а – под зумпфом скважины, б – под водопадом, в – под следующим уступом, г – под последним крупным уступом перед впадением потока термальных вод в холодный ручей Быстрый).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проведены в 2011-2022 гг. Полевые работы заключались в картировании новообразованных минеральных отложений на площади Паужетского геотермального месторождения, определении их размеров (протяженности, ширины, мощности) и отборе образцов с целью изучения состава и строения. Выделено 10 таких образований, заполняющих распадки и долины ручьев (рис. 1). Их протяженность составляет до 300 м и более, ширина от 1-3 до 15 м, мощность достигает 0.5-0.8 м. Основная часть таких "плащей" находится на современном эксплуатационном участке "Южный" месторождения. Продолжительность формирования отложений составляет 30-40 лет, в настоящее время этот процесс продолжается на всех скважинах, кроме выведенных из эксплуатации (К-20 и R-121).

Проведено опробование всех "плащей", наиболее детально на скважинах ГК-3, R-120, R-122

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

и R-108, отличающихся отсутствием в составе осадков техногенного мусора (металлических, деревянных и т.п. конструкций). Образцы отобраны последовательно от начала сброса термальной воды (под зумпфом) и далее в точках перепада рельефа и, соответственно, изменения физико-химических параметров воды (рис. 2). При наличии достаточной мощности и видимых изменений структуры отложений делалась вертикальная расчистка с поинтервальным отбором образцов. В каждой точке отбора минерального вещества взяты пробы воды на определение общего и микроэлементного составов, измерены температура и pH.

Аналитические исследования

Образцы минерального вещества исследованы методами рентгеновской флуориметрии, инфракрасной спектроскопии, рентгеновской дифрактометрии, локального рентгеноспектрального микроанализа. Аналитические измерения



Рис. 3. Фото образцов минеральных отложений скважины ГК-3, согласно расположению точек на рис. 2. а – № 1, б – № 2, в – № 3-1, г – № 3-2, д – № 4 (верхний слой осадков в данной точке), е – № 4 (второй сверху слой осадков с органическими включениями), ж – № 4 (то же, с чередованием рыхлых и плотных микрослоев), з – № 4 (нижний слой – из подошвы отложений, с включениями песка, ила и т.п.).

проведены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), рентгенофлуоресцентный анализ проб 2022 г. в Центре коллективного пользования "Изотопно-геохимических исследований" Института геохимии СО РАН (г. Иркутск).

<u>Рентгенофлуоресцентный (общий химиче-</u> <u>ский) анализ</u> выполнен по стандартным методикам на спектрометре "S4 PIONEER".

<u>Инфракрасная спектроскопия.</u> Спектры поглощения записаны с помощью инфракрасного спектрометра с преобразованием Фурье IRAffinity-1 (Shimadzu), в диапазоне волновых чисел 4000–400 см⁻¹, с разрешением 4 см⁻¹, число сканов 100. Образцы растирали с бромидом калия и прессовали в таблетки. Рентгеновская порошковая дифрактометрия. Рентгенограммы записаны на рентгеновском дифрактометре Max XRD 7000, в диапазоне 6–60 °20, с шагом 0.1 °20, скорость сканирования 2 град/мин, что эквивалентно выдержке в точке в течение 3 с.

Микрозондовые исследования. Морфология, строение и локальный химический состав минеральных отложений изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA3, оснащенного аналитической приставкой OXFORD instruments X-MAX80 с фирменным программным обеспечением AZtec (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик Т.М. Философова, оператор Е.И. Сандимирова). Химические элементы определены путем сравнения с серией эталонов, состав которых был проверен на однородность и содержание элементов: санидин (Si, Na, K), Al₂O₃ (Al); диопсид (Ca), MgO (Mg), Fe (Fe), SrSO₄ (Sr), BaSO₄ (Ba). Ahaлизы проводились при выполнении всех стандартных условий с ускоряющим напряжением 20 kV и токе на контрольном эталоне Ni 700 pA, рабочее расстояние 15 мм, размер пучка зонда 2-4 мм. Исследовались аншлифы и рельефные поверхности образцов. Применялось углеродное напыление.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Минеральные отложения имеют белый, бежевый или светло-розовый цвет. Верхние горизонты плотные и жесткие, характеризуются слоистой текстурой (рис. 3). Мощность слоев от 1-2 до 50 мм. Строение осадков, в основном, зависит от динамики водного потока - в частности, под резкими уступами (водопадами) образуется конгломерат из округлых фрагментов плотного вещества с обилием пустот за счет механического вымывания рыхлого цемента (см. рис. 3б). Строение отложений неоднородно в каждой точке опробования: разнообразием структур отличаются сухие участки "плаща", по-видимому, прошедшие более длительный этап гидротермального изменения (см. рис. 3в, 3г). На участках с максимальной мощностью отложений (обычно на фронте потоков) под коркой жесткого материала наблюдаются спутанно-волокнистые агрегаты,

иг <u>с</u>	ца 1. Химич Образец	неский состав Расстояние	новообј SiO ₂	разованн TiO ₂	ых минеј Al ₂ O ₃	ральных Fe ₂ O ₃	отложен FeO	ий Пауж MnO	етского I СаО	еотерма. MgO	тьного м Na ₂ O	есторож) K ₂ O	цения, ма P ₂ O ₅	IC. % ППП	Sum
		от зумпфа, м	1	2	3 2	² 4	5	6	7) ∞	6	10	11	12	13
1			Coc	тав отлох	кений ск	важины	ГК-3 по]	результа:	гам опро	бования	в 2011 г.				
	ΓK-3/11-1	3	62.7	0.176	12.8	0.926	1.27	0.044	5.25	0.394	2.01	1.78	0.026	12.3	99.68
i	ΓK-3/11-2	80	79.6	0.083	4.79	< 0.01	1.08	0.03	1.61	0.203	1.17	1.78	0.021	9.58	99.95
-	ΓK-3/11-3	110	86.0	0.06	2.93	< 0.01	1	0.025	1.3	0.208	0.802	0.568	0.019	7.04	99.95
	ΓK-3/11-4	130	88.4	0.025	1.5	< 0.01	0.76	0.025	0.821	0.154	0.601	0.288	0.016	7.42	100.01
			Coc	тав отлох	кений ск	важины	ГК-3 по ј	результал	гам опро	бования	в 2021 г.				
	ΓK-3/21-1	3	67.22	0.026	13.32	0.315	0.41	0.0229	4.444	0.219	2.093	1.822	0.0319	10.8	100.72
i	ГК-3/21-2	80	79.25	0.05	5.11	0.021	1.12	0.0224	1.456	< 0.01	1.375	0.894	0.0291	10.67	100.00
	ΓK-3/21- 3-1	110	90.1	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.89	0.0122	0.279	< 0.01	0.288	0.073	0.0206	9.23	100.89
1	ГК-3/21- 3-2	110	96.24	< 0.01	1.17	< 0.01	0.89	0.0146	0.525	< 0.01	0.633	0.406	0.0239	0.1	100.00
1	ГК-3/21- 4-1	130	77.61	0.299	6.00	1.755	2.22	0.221	1.773	0.615	1.407	0.943	0.0809	7.10	100.02
1	ГК-3/21- 4-2	130	89.46	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.72	0.0124	0.237	< 0.01	0.304	0.083	0.022	9.14	99.98
;	ГК-3/21- 4-3	130	90.61	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.48	0.009	0.223	< 0.01	0.298	0.079	0.0219	8.23	99.95
	ΓK-3/21- 4-4	130	89.17	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.75	0.0115	0.289	< 0.01	0.325	0.166	0.0280	9.23	99.97
1			Coc	тав отлох	кений ск	важины	ГК-3 по ј	результал	гам опро	бования	в 2022 г.				
	ΓK-3/22-1	3	62.18	0.15	12.66	1.83	I	0.03	4.17	0.3	1.77	1.59	0.02	14.8	99.50
<u> </u>	ГК-3/22-2	80	79.46	0.06	5.02	1.09	I	0.02	1.48	< 0.1	1.1	0.9	< 0.01	9.95	99.08
	ГК-3/22-3	110	87.07	0.02	2.09	0.53	I	0.01	0.57	< 0.1	0.48	0.5	< 0.01	8.39	99.66
	ГК-3/22-4	130	86.36	< 0.01	2.44	0.44	I	0.01	0.71	< 0.1	0.54	0.51	< 0.01	8.67	99.68
			Coc	гав отлож	кений скі	зажины	R-120 по	результа	там опрс	бования	в 2011 г.				
	R-120/11-1	5	69.7	0.166	10.2	0.518	0.91	0.043	3.15	0.264	1.93	1.79	0.031	11.4	100.1
	R-120/11-2	35	80.5	0.068	4.77	0.226	0.71	0.029	2.03	0.185	1.07	0.937	0.011	9.49	100.03
1	R-120/11-3	70	84.0	0.092	3.1	0.05	1.24	0.03	1.873	0.256	0.904	0.503	0.022	7.95	100.02

Таблица 1. Химический состав новообразованных минеральных отпожений Паужетского геотермального месторожления. Mac.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕОЛИТ-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ 41

Z
Η
ч
Ъ
Ξ
õ
\mathbf{Z}
\sim
_
-
a 1.
ца 1.
ица 1.
лица 1.
блица 1.
аблица 1.

e

		< 0.01 14.7 100.43	< 0.01 6.68 99.74	< 0.01 9.21 99.67	< 0.01 9.62 99.85	< 0.01 8.74 99.63	< 0.01 7.81 100.01
0.22		1.42	0.41	0.75	0.78	0.59	0.17
0.642	в 2022 г.	1.66	0.55	0.93	0.94	0.76	0.45
0.181	бования	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
0.617	там опро	2.73	0.77	1.09	1.09	0.85	0.46
0.024	результа	0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
0.99	К-108 по	I	I	I	I	I	ı
0.01	важины]	0.83	0.17	0.72	0.43	0.56	0.59
1.24	сений скл	8.84	2.16	3.8	3.71	2.8	0.72
0.039	ав отлож	0.03	0.01	0.02	< 0.01	0.01	< 0.01
88.1	Coci	70.2	88.99	83.15	83.28	85.32	89.81
120		3	20	28	34	40	90
R-120/11-4		R-108/22-1	R-108/22-2	R-108/22-3	R-108/22-	R-108/22-5	R-108/22-
20		21	22	23	24	25	26

(аналитики Е.В. Карташева, А.А. Кузьмина, Н.И. Чеброва, В.М. Рагулина), № 13-16 и 21-26 — в Лаборатории рентгеновских методов анализа Центра коллек-Примечание. Анализы выполнены на рентгенофлуоресцентном спектрометре "S4 PIONEER": № 1-12 и 17-20 – в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН тивного пользования "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН (отв. исполнитель В.М. Чубаров)

происходит захоронение органики, частиц почвы и обломков пород (см. рис. 3д, 3е, 3ж, 3з). В целом, эти минеральные новообразования не плотные (0.8 г/см^3), гигроскопичные (2.7%), с повышенной общей пористостью (60%), анизотропные (K = 1.47), малопрочные (3.6 MPa) [Frolova et al., 2006]. Большую роль в формировании минеральных отложений играют сине-зеленые водоросли и различные бактерии, но этот аспект проблемы требует специальных исследований и частично рассмотрен ранее [Структура ..., 1993].

Общий химический состав отложений в начале сброса термальной воды отвечает алюмосиликатному (табл. 1): содержание кремнезема 63-70%, глинозема 9-13%; по уровню концентраций щелочных, щелочноземельных и др. петрогенных компонентов, осадки также соответствуют алюмосиликатам. Для начальных участков "плащей" расчетная формула близка к минералу мордениту Ca_{0.44}Na_{0.30}K_{0.18}Si_{4.9}Al_{1.1}O₁₂· ·xH₂O. Далее по простиранию "плащей" наблюдается резкое повышение концентрации кремнезема до ≥80-90% и постепенное снижение количества других компонентов (рис. 4). Отложения становятся практически полностью опаловыми. Невысокие значения SiO₂ и "не характерные" содержания других компонентов в основании вертикального разреза кремнистой толщи на фронте потока (точка отбора ГК-3/21-4-1) объясняются наличием примеси песка горных пород. На примере скважины ГК-3, а также R-120 [Структура ..., 1993; Rychagov et al., 2006] видно, что состав минеральных отложений в "плащах" новообразований Паужетского геотермального месторождения не изменился за длительный период опробования. Это может свидетельствовать о постоянстве характеристик глубинных термальных вод.

Для осадков, сформированных в начале "плаща", мольное отношение Si/Al составляет 4–5, что отвечает соотношению в морденитовом или клиноптилолитовом алюмосиликатном каркасе. Чем дальше точка отбора от скважины, тем выше соотношение Si/Al, и на удалении порядка 70–100 м соотношение Si/Al достигает 90–100. Доли CaO, Na₂O, K₂O в осадках в начале "плащей" достигают нескольких мас. %, по мере удаления их содержания падают практически на порядок, что коррелирует с постепенным



Рис. 4. Диаграмма распределения значений основных химических компонентов по простиранию "плащей" скважин ГК-3, R-120 и R-108, согласно данным табл. 1 (для построения графиков по скважине ГК-3 использованы значения № 1–4).

переходом от цеолитового (морденитового) состава отложений к опаловому, при движении вниз по течению ручьев из скважин.

Определение физико-химических параметров термальных вод показало, что по простиранию шлейфов не заметно изменение их общего химического состава, pH и E_h , но падают температуры и происходит последовательное снижение концентраций микроэлементов в составе растворов.

<u>Микроэлементный состав растворов и осадков</u> рассмотрен на примере потока воды и "плаща" новообразований от скважины ГК-3. Обнаруживается корреляция между концентрациями щелочных и щелочноземельных металлов в растворе, в отложениях, и с минеральным составом "плащей". Поступая на поверхность,

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

элементы-катионообразователи сорбируются отложениями, поэтому развивающаяся минерализация и геохимическая зональность может в упрощенном виде отражать процессы формирования рудной минерализации. В табл. 2 показаны содержания микроэлементов в растворе и в кремнистых "плащах". В воде содержания цезия, рубидия, стронция и бария по мере удаления от излива заметно уменьшаются в 1.5-2 раза, видимо, из-за сорбции аморфными морденитовыми отложениями, а морденит, как и любой цеолит, является катионообменником. Поэтому наблюдаются высокие концентрации Rb, Cs, Sr, Ва в самом начале "плащей", где состав осадков морденитовый. Видимо, формирующийся цеолит, даже аморфный, является эффективным геохимическим барьером для подвижных катионов, в то время как

Таблица 2. Микрокомпонентный состав термальных вод на изливе из скважин Паужетского геотермального месторождения в сравнении с микрокомпонентным составом цеолит-кремнистых отложений

Bog	ца, содер	жание з	элемент	ов, ppb	
Образец	As	Rb	Sr	Cs	Ba
ГК-3-1	3700	360	430	260	14
ГК-3-2	3800	370	450	280	34
ГК-3-3-1	4000	380	460	280	11
ГК-3-3-2	4100	390	470	270	14
ГК-3-4-1	4100	390	470	290	12
ГК-3-4-2	1600	170	230	130	13
ГК-3-4-3	2100	210	280	160	12
Цеол	ит-крем	нистые	отложен	ния, ppn	1
ГК-3-1	96	384	1286	960	200
ГК-3-2	55	258	433	920	140
ГК-3-3-1	46	0	51	0	0
ГК-3-3-2	42	75.3	99.4	0	0
ГК-3-4-1	70	7.3	51	0	0
ГК-3-4-2	130	13	47	0	0
ГК-3-4-3	190	37	72.3	0	0

сорбционная емкость опала меньше, поэтому по мере снижения цеолитовой составляющей в "плащах" и ее замещения на опал, содержание щелочных и щелочноземельных металлов в отложениях падает. Для мышьяка четкой зональности в распределении по простиранию не наблюдается, вероятно, этот элемент находится в анионной форме, и не сорбируется катионообменниками, в том числе цеолитами. Вероятная форма нахождения мышьяка в растворе это арсенит- и/или арсенат-ионы, устойчивые в щелочных средах.

Состав минеральных отложений по данным инфракрасной спектроскопии. Инфракрасная спектроскопия становится важным и показательным методом определения минерального состава отложений. В инфракрасных спектрах силикатов есть интенсивная полоса, расположенная в диапазоне 1000–1120 см⁻¹, отвечающая колебанию $v_3[SiO_4]$. Для цеолитов эта полоса расположена около 1050–1060 см⁻¹, а у опала и кварца находится около 1110 см⁻¹. В инфракрасных спектрах силикатов это не только самая интенсивная, но и часто довольно широкая полоса, поэтому при наличии



Рис. 5. Корреляция между положением полосы асимметричного валентного колебания v₃[SiO₄] и мольной долей атомов кремния в усредненном алюмосиликатном каркасе.

нескольких силикатов возможна регистрация не отдельных полос $v_3[SiO_4]$ от каждого минерала, а общего пика, полученного при слиянии нескольких компонент. Для смесей, в том числе для таких тонких, которые формируются в виде цеолит-кремнистых отложений, положение этой полосы будет промежуточным и зависящим от состава (рис. 5), где положение основной полосы смещается от 1055 см⁻¹ до 1110 см⁻¹, параллельно с повышением доли кремнезема в осадках, с ~63 до 90 мас. %. Соответственно, повышение доли кремнезема отражает снижение содержания цеолитов и возрастание содержания опала. На рис. 5 представлена корреляция между расчетной долей атомов кремния в алюмосиликатном каркасе и положением основной полосы на инфракрасном спектре. Значение доли кремния около 1 отвечает практически чистому аморфному гидратированному кремнезему, а для цеолита морденита это значение находится в пределах 0.8-0.85. Поэтому возможна некоторая ориентировочная оценка состава отложений по данным ИК спектроскопии.

Помимо положения основной полосы, спектры морденита и кремнезема различаются числом полос поглощения и их профилями, что совместно позволяет проводить идентификацию

Полоса, см ⁻¹	Отнесение, рентгеноаморфный морденит	Полоса, см ⁻¹	Отнесение, гидратированный кремнезем
450	δ(Si–O–Si)	475	δ(Si–O–Si)
570	$v_4(SiO_4), \delta(-OH\cdots O)$		
720	$v_4(SiO_4)$		
785	$v_1(SiO_4), v_1(AlO_4)$	795	$v_1(SiO_4)$
886	$v_1(SiO_4)$	950	$v_1(SiO_4)$
1055	$v_3(SiO_4)$	1100	v ₃ (SiO ₄)
1196	v ₃ (SiO ₄)		v ₃ (SiO ₄)
1644	δ(H ₂ O)	1645	δ(H ₂ O)
3260	$v_1(H_2O), v_3(H_2O) (I_{1h})$	3254	$v_1(H_2O), v_3(H_2O) (I_{1h})$
3445	$v_1(H_2O)(L)$	3450	$v_1(H_2O)(L)$
3612	$v_3(H_2O)(L)$	3650	$\nu_3(\mathrm{H}_2\mathrm{O})(L)$

Таблица 3. Полосы поглощения инфракрасных спектров для опаловых и цеолитовых (морденитовых) образцов



Рис. 6. Инфракрасные спектры минеральных отложений скважины ГК-3 в 2021 г. а – начало "плаща", около зумпфа; б – 80 м от зумпфа; в – 110 м от зумпфа; г – 130 м от начала "плаща"; I – полный спектр в диапазоне 400-400 см⁻¹; II – положение основной полосы в диапазоне 950-1200 см⁻¹.

ку состава отложений (табл. 3).

Новообразованные минеральные отложения от скважины ГК-3 были опробованы наиболее детально с целью определения их состава (рис. 6). Полный инфракрасный спектр осадков

и приблизительную полуколичественную оцен- в начале сброса термальной воды отвечает морденитовому составу (см. рис. 6а). Здесь положение основной полосы около 1055 см⁻¹, наблюдаются отчетливые полосы около 785 см⁻¹, 720 см⁻¹, явное плечо около 570 см⁻¹ и интенсивный пик около 450 см⁻¹. В высокочастотной

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024



Рис. 7. Инфракрасные спектры минеральных отложений скважин ГК-3 (а), R-103 (б), R-120 (в), R-123 (г) R-106 (д, е). Образцы 2018 г.

области поглощение состоит из двух сравнимых по интенсивности размытых пиков с максимумами около 3445 и 3612 см⁻¹. В следующих точках опробования отложений по потоку происходит резкое уменьшение цеолитовой компоненты, а в последней точке на фронте "плаща" (см. рис. 6г) спектр становится типично опаловым, что видно по положению основной полосы 1110 см⁻¹, наличию плеча около 950 см⁻¹, присутствию заметной полосы около 795 см⁻¹ и интенсивного пика около 475 см⁻¹. В высокочастотной области поглощение гидратированного кремнезема имеет вид широкой полосы с одним явно выраженным максимумом при 3450 см⁻¹, а полосы остальных колебаний молекул воды менее интенсивны и диффузны.

На рис. 6а, 6б, 6в, 6г–II показано смещение положения основной полосы от значения, характерного для морденита, 1055 см⁻¹, к значению, характерному для опала 1100 см⁻¹. Меняется и сам вид спектра: характерно наличие серии мелких полос в диапазоне 520–840 см⁻¹ на спектре цеолитовых фаз. Эти полосы обусловлены в том числе тетраэдрически координированным алюминием в решетке цеолита, у опала этой серии полос нет; по мере уменьшения содержания цеолитовой компоненты происходит редукция этой серии мелких полос с постепенным исчезновением. Видна смена морденита опалом, который начинает преобладать примерно с середины и до конца "плаща".

Изучение минеральных отложений в шлейфе потока термальной воды от ГК-3 и других скважин в разные периоды времени полностью подтверждает установленные выше закономерности: образование цеолитовых или опал-цеолитовых агрегатов в начале сброса гидротерм на дневную поверхность, с переходом в чисто опаловые в последующих точках (рис. 7). Таким образом, можно констатировать латеральную зональность отложений – от алюмосиликатной (цеолитовой) минерализации к собственно силикатной (кремнистой).

<u>Структура новообразованных минеральных</u> отложений по данным рентгеновской дифрактометрии. Дифрактометрия показала, что все



Рис. 8. Дифрактограммы отложений скважины ГК-3 по результатам опробования в 2021 г. На изливе, около зумпфа (а); в 80 м от зумпфа (б); в 110 м от зумпфа (в); в 130 м от зумпфа – перед впадением в руч. Быстрый (г).

эти новообразованные минеральные отложения Паужетского геотермального месторождения рентгеноаморфные, что проявляется в наличии характерного гало на рентгенограммах независимо от того, цеолитовый или опаловый состав имеет исследуемое вещество (рис. 8). Тем не менее, положения максимумов на дифрактограммах чисто цеолитового и собственно опалового состава отличаются. Для цеолитов максимум на рентгенограмме расположен около 25.2 °20, у опаловых отложений максимумы расположены около 23 и 26.5 °20. Пересчет на межатомные расстояния дает 3.53 Å для морденитового состава и 3.95 Å для опалового состава. Согласно структурным данным, значения в обоих случаях отвечают расстояниям d(O-O) и d(Si-O) во второй координационной сфере кристаллической решетки. Для хорошо окристаллизованного кварца это расстояние несколько больше, чем для морденита, и составляет около 3.95 Å, для морденита это расстояние 3.53 Å.

Различие в положении максимума на рентгенограммах цеолитовых и опаловых отложений было использовано для уточнения минерального состава осадков, при этом полученные результаты хорошо соотносились с данными инфракрасной спектроскопии. Дифрактограммы осадков скважины ГК-3 свидетельствуют об аморфном веществе; в самом начале "плаща" прослеживается материал на основе морденита, в дальнейшем, после преодоления потоком примерно половины пути, начинает преобладать опал (см. рис. 8). Обращает на себя внимание наличие хлорида натрия в ряде образцов. Отметим, что хлорид-ион способствует переносу термальными водами целого ряда металлов за счет их связывания в прочные комплексы. Подобная картина, смена зоны рентгеноаморфного цеолита (морденита) зоной рентгеноаморффного кремнезема (опал), наблюдается на всех других "плащах" минеральных отложений Паужетского геотермального месторождения.

Состав и строение новообразованных минеральных отложений по данным энергодисперсионной спектроскопии. Электронно-микроскопические исследования для подобных образцов характеризуются сложностью, которая обусловлена хрупкостью и высокой степенью гидратации материала. Тем не менее, были подготовлены препараты для качественного и количественного рентгеноспектрального анализов. Качественный рентгеноспектральный анализ рельефной поверхности вертикального скола образца показал, что отложения формируются в динамичной водной среде из геля



Рис. 9. Структура цеолит-кремнистых отложений на изливе термальных вод из скважины ГК-3. а – слоистость, б – глобулярный морденит в кремнистой массе, в – цилиндрический морденит, г – комковатый морденит, д – игольчатый морденит, е – акантит (Ag₂S) –морденитовые агрегаты на поверхности глобулярного морденита. Рельефная поверхность. Снимки BSE.

алюмосиликатного состава. Гель кристаллизуется послойно в виде плотных масс, пористых хлопьевидных, глобулярных и микрокристаллических агрегатов (рис. 9). Плотные по структуре слои сложены аморфной или скрытокристаллической массой, в которой присутствует небольшое количество воды: дефицит суммы в анализах не превышает 7 мас. %. Количество алюминия и кремнезема в таких слоях выше, чем в слоях с рыхлой структурой. При этом мольное соотношение Si/Al во всех слоях, независимо от структуры слоя и содержания в нем воды, примерно одинаковое и колеблется в пределах 4-6 единиц. Анализ алюмосиликатной массы в полированном образце показывает сходный состав слоев - морденитовый, с примерной формулой Ca_{0.34}Na_{0.27}K_{0.19}Al_{1.08}Si_{4.92}O₁₂·xH₂O.

Слои с рыхлой структурой представлены микрокристаллическими пористыми агрегатами, сложенными глобулеподобными (по-видимому, образованными из алюмосиликатного геля), цилиндрическими с полусферическими

вершинами или игольчатыми кристаллами морденита размером менее 10 мкм (см. рис. 9г, 9д). Химический состав цеолита, полученный при анализе поверхности кристаллов, близок составу морденита, образованного в аргиллизированных андезитах Восточно-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы [Сандимирова и др., 2022]. Но морденит из отложений на изливе скважины содержит существенно больше К₂О (около 2 мас. %) против среднего содержания 0.22 мас. % у морденита из аргиллизированных андезитов. Морденит (птилолит) образуется также и на более глубоких горизонтах гидротермальной системы, но в сходных температурных и геохимических условиях – при разгрузке нейтральных и слабощелочных растворов в туфах паужетской свиты в интервале температур 100-160°С [Набоко и др., 1965].

В начальных точках образования цеолит-кремнистых отложений наблюдается широкий спектр рудной минерализации. Установлены



Рис. 10. Схема зональности по простиранию минеральных отложений скважин Паужетского геотермального месторождения: от цеолитового начала до опалового конца.

микрозернистые дендритоподобные агрегаты акантита Ag₂S (низкотемпературная разновидность аргентита) в тесном срастании с войлокоподобным морденитом (см. рис. 9е). В таких образованиях присутствует хлор (до 0.6 мас. %). В виде механических включений в порах отмечены зерна основного плагиоклаза, магнетита или гематита, кварца, самородного железа, самородного никеля и др. Непосредственно в цеолитовой массе встречается мелкая, менее 3 мкм, вкрапленность зерен пирита, сфалерита, апатита, барита, сфена, соединения или смеси следующего состава: (Cu, Zn, Cl); (Ag, Cu, Zn, Fe, S, Sb, As); (Ag, Cu); (Ag, Cu, Zn, S); (Ag, Au, Cu, Se, S). Общий спектр рудных и др. элементов включает: Ag, Au, Fe, Cu, Zn, S, Se, Sb, As. Нередко с этими соединениями ассоциирует Cl.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Паужетском геотермальном месторождении происходит образование минеральных отложений в результате сброса термальной воды из сепараторов ряда скважин на дневную поверхность. Отложения заполняют распадки и долины ручьев в виде "плащей" протяженностью от десятков до нескольких сотен метров и мощностью до 0.5–0.8 м. В начале сброса термальной воды отложения имеют морденитовый или смешанный алюмосиликатный состав, далее по простиранию "плащей" доля морденита резко снижается, осадки становятся опаловыми. Уменьшение доли морденитовой компоненты коррелирует со снижением концентрации бария, стронция, рубидия и цезия, которые преимущественно входят в состав цеолитовых структур. На рис. 10 схематично показано изменение фазового состава цеолит-кремнистых отложений и его корреляция с составом термальных вод по простиранию "плащей": по мере осаждения из растворов основных элементов, необходимых для формирования цеолитов, отложения становятся полностью опаловыми.

Важным фактором, способствующим формированию цеолитов, является щелочная среда растворов, которая обусловлена равновесием $HCO_3^{-} = H^+ + CO_3^{2-}$. Как было отмечено выше, на дневную поверхность Паужетского месторождения сбрасываются глубинные минерализованные щелочные термальные воды. Щелочная среда определяет преимущественную форму нахождения алюминия и кремния в растворе и влияет на их ближайшее окружение. Известно, что в щелочных средах для алюминия характерна тетраэдрическая координация, а в кислых средах координация алюминия преимущественно октаэдрическая. Поэтому в щелочных растворах уже содержатся готовые фрагменты цеолитовых структур, когда



Рис. 11. Схема поликонденсации алюминатных и силикатных ионов с образованием гетероцепочек. а – схематичное уравнение, б – формирование структурных мотивов цеолитов.

алюмокислородные тетраэдры конденсируются совместно с кремнекислородными и образуются гетерополицепи, которые и формируют каркас морденита (рис. 11).

Выпадение гелей морденитового состава сопровождается понижением в термальных растворах концентраций Са, Mg, Na, K, Sr, Ba, Rb, Cs. С учетом того, что щелочными, щелочноземельными и др. металлами обогащены начальные участки цеолит-кремнистых отложений, где состав преимущественно морденитовый, можно констатировать, что цеолитовые гели являются эффективным геохимическим барьером указанных катионов. Результат согласуется с тем, что цеолиты широко применяются в качестве катионообменников и молекулярных сит [Буров и др., 1992; Жданов, Егорова, 1968; Campbell et al., 2015]. Проводя параллели с формированием цеолитовой минерализации в гидротермальных системах отметим, что цеолиты, образовавшиеся на глубине, также будут обогащены Ca, Mg, Na, K, Sr, Ba, Rb, Cs, что и наблюдается на Паужетском геотермальном месторождении [Коробов, 2019; Набоко, 1980].

Мышьяк, содержащийся в минеральных отложениях и термальных водах Паужетского месторождения, наиболее вероятно переносится в виде арсенит- и/или арсенат-ионов. Причиной тому служит не столько высокая активность кислорода, сколько сама щелочная среда, в которой становится возможной реакция: $2As + 6OH^- \rightarrow 2AsO_3^{3-} + 3H_2$. Обнаруженный акантит в морденитовой матрице коррелирует с повышенным содержанием хлора, что свидетельствует о переносе серебра в растворе в виде галогенидных комплексов. И действительно, константа устойчивости комплекса [AgCl₄]³⁻ составляет порядка 2·10⁵, т.е. в концентрированных хлоридно-натриевых растворах серебро может находиться в виде хлоридных комплексных ионов. Еще более прочны хлоридные комплексы золота, что также приводит к его переносу термальными водами [Королева и др., 1993].

Таким образом, новообразованные цеолит-кремнистые отложения Паужетского геотермального месторождения служат индикатором процессов минерало- и рудообразования не только в зоне разгрузки парогидротерм (вблизи дневной поверхности), но и в недрах гидротермальной системы. Глубинные хлоридно-натриевые гидротермы переносят Au, Ag, As, Hg в форме галогенидных комплексов, а также Se, Te, Sb и др. неметаллы, которые в щелочных растворах становятся подвижными, легко переходя в растворимую форму. Щелочные среды, которые характерны для крупных зрелых, обычно относящихся к регрессивному этапу развития, гидротермальных систем Камчатки (Паужетской, Паратунской, Узон-Гейзерной и др.), создают условия для формирования цеолитовой и сопутствующей рудной минерализации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны сотрудникам Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН и Центра коллективного пользования "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН за большой объем аналитических исследований, а также коллегам по экспедиционным работам за практическую помощь в отборе и обработке проб.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме НИР Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В., Соколков В.А. Вулкано-тектоника Южной Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. 1979. № 57. С. 72–78.

Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975. 172 с.

Белоусов В.И. Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.

Буров А.И., Козовая Т.В., Сибгатуллин А.Х. и др. Цеолитсодержащие породы Камчатки // Природные цеолиты России: геология, физико-химические свойства и применение в промышленности и охране окружающей среды. Т. 1. Новосибирск: Институт минералогии и петрографии СО РАН, 1992. С. 45–48.

Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.Ф. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. Зб л.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.

Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами (концептуальные, экспериментальные и численные модели). Новосибирск: Наука, 1996. 184 с.

Жданов С.П., Егорова Е.Н. Химия цеолитов. Л.: Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова АН СССР, 1968. 158 с.

Иванов В.В. Генетическая классификация минерализованных вод земной коры // Труды ЦНИИК:

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ №1 2024

Вопросы гидрогеологии минеральных вод. 1977. Т. 34. С. 3–58.

Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41–56.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 216 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 379).

Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2019. 120 с.

Королева Г.П., Ломоносов И.С., Стефанов Ю.М. Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 238–280.

Манухин Ю.Ф., Павлова Л.Е. Типизация гидрогеологических структур вулканических районов Камчатки и характеристика вулканогенных бассейнов // Вулканология и сейсмология. 2011. № 3. С. 13–33.

Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.

Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76–118.

Пампура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 151 с.

Пампура В.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.

Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. 296 с.

Рычагов С.Н. Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.

Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Ртуть как индикатор современной рудообразующей газогидротермальной системы (Камчатка) // Геохимия. 2014. № 2. С. 145–157.

Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Чернов М.С. и др. Минералообразование на Восточно-Паужетском термальном поле (Южная Камчатка) как отражение влияния глубинного щелочного флюида и эпитермальной рудообразующей системы // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 2. С. 255–279. DOI: 10.15372/GiG2022211

Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С. Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 90–106.

Сандимирова Е.И., Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чубаров В.М. Цеолитовая минерализация в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля — как индикатор разгрузки щелочного флюида в современной гидротермальной системе (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 6. С. 42–62. DOI: 10.31857.S0203030622060086

Сергеева А.В., Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И. и др. Минеральный состав искусственных кремнистых отложений ("гейзеритов") Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка) // Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога: Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 154–157.

Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозная оценка // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 26–35.

Сугробов В.М., Карпов Г.А., Рычагов С.Н. 50 лет со дня пуска Паужетской геотермальной электрической станции // Материалы научной конференции, посвященной Дню вулканолога: Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 443–448.

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.

Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др. Строение зоны разгрузки парогидротерм Верхне-Паужетского термального поля // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1194–1214.

Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Логинов В.А. и др. Глубинное строение района Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 40–56. Челноков Г.А., Харитонова Н.А. Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2008. 165 с.

Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 203 с.

Campbell K.A., Guido D., Gautret P. et al. Geyserite in hot-spring siliceous sinter: window on Earths hottest terrestrial (paleo) environment and its extreme life // Earth Sci. Rev. 2015. V. 148. P. 44–64.

Ellis A.J. Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal waters compositions // Bull. Volcanol. 1966. V. 29. P. 575–584.

Giggenbach W.F., Garcia N.P., Londono A. et al. The chemistry of fumarolic vapor and thermal-spring disharge from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic-hydrothermal system, Colombia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. № 42. P. 13–39.

Fournier R.O. Active hydrothermal systems as analogues of fossil systems. The role of heat in the development of energy and mineral resources in the nothern Basin and Range province // Geotherm. Resour. Council Spec. Rep. 1983. V. 13. P. 263–284.

Frolova J.V., Ladygin V.M., Bashina J.S. et al. Artificial Silica Deposits from Pauzhetskoe Geothermal Field: Petrophysical Properties and Possibility of Utilization (South Kamchatka, Far East, Russia) // Conference on Mineral Extraction, USA, Tucson, Arizona. 2006. 4 p.

Hedenquist J.W. The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand // Geothermics. 1990. V. 19. P. 151–185.

Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems, ancient and modern // Earth Sci. Rev. 1983. № 19. P. 1–50.

Rychagov S.N., Boikova I.A., Kalacheva E.G. et al. Artificial Sinter Deposits of the Pauzhetsky Geothermal System // Conference on Mineral Extraction, USA, Tucson, Arizona. 2006. 4 p.

Sillitoe R.H. Epithermal paleosurfaces // Mineral Deposita. 2015. V. 50. P. 767–793. DOI: 10.1007/s00126-015-0614-z

White D.E., Muffler L.I.P., Truesdell A.H. Vapour – dominating hydrothermal systems compared with hot-water systems // Econ. Geology. 1971. V. 66. № 1. P. 75–97.

Mineral and Geochemical Features of Zeolite-Silica Deposits of the Pauzhetka Geothermal Field (Southern Kamchatka)

A. V. Sergeyeva^{1, *}, S. N. Rychagov^{1, **}, O. V. Kravchenko¹, E. I. Sandimirova¹, M. A. Nazarova¹, E. V. Kartasheva¹, A. A. Kuzmina¹

¹Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia *e-mail: anastavalers@gmail.com **e-mail: rychsn@kscnet.ru

On the Pauzhetka geothermal field the mineral deposits which are formed, when dumping thermal water of separators of wells, are allocated. Compositions, structure and geochemical properties of this precipitation on pro-deleting and in vertical slits of "raincoats" are studied. It is established that they are put X-ray amorphous mordenite – opal mixes (in the beginning dumping of thermal waters), further precipitation becomes completely siliceous. The zeolitic component of mineral deposits defines their high sorption properties in the relation of Au, Ag, Hg, As, Rb, Sr, Ba, Cs, etc. elements; in a mordenitovy matrix sulfides of iron, silver, copper are formed. It is shown that the mineral deposits which are formed on the day surface of the Pauzhetka geothermal field are the indicator of alkaline mineral- and the ore-forming processes on the lower horizons of the Pauzhetka hydrothermal system.

Keywords: geothermal field, mineral deposits, deep solutions, alkaline environment, X-ray amorphous mixes, mordenite, opal, halide complexes

УДК 551.214

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАН ЭСМЕРАЛЬДА (МАРИАНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА) И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЛАГАЮЩИХ ЕГО ГОРНЫХ ПОРОД

© 2024 г. В. В. Ананьев^{а, *}, В. В. Петрова^{b, **}, В. А. Рашидов^{а, ***}

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия ^bГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия *e-mail: aversun@yandex.ru **e-mail: v.petrova.v@gmail.com ***e-mail: rashidva@kscnet.ru Поступила в редакцию 10.05.2023 г. После доработки 18.06.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.

Проведено обобщение имеющихся оригинальных данных и литературного материала по геолого-геофизической изученности подводного вулкана Эсмеральда, расположенного в Марианской островной дуге. В результате изучения на современном уровне пород, драгированных в 4-м и 5-м рейсах НИС "Вулканолог", получены новые данные о силикатном и редкоэлементном составе образцов пород, слагающих этот подводный вулкан. Установлено, что изучаемая вулканическая постройка сложена пятью типами пород: базальтами, андезибазальтами, дацитами, габбро и базанитами. Впервые были обнаружены образцы дацита и базанита, свидетельствующие о том, что петрохимическое разнообразие подводного вулкана Эсмеральда шире, чем считалось ранее. Для всех драгированных пород характерно несколько повышенное содержание некогерентных элементов LILE и HFSE. Проведенные исследования позволили отнести основную часть драгированных пород к ассоциации островодужных железистых толеитов (IAB, IAT) и только состав единственного образца щелочного базальта (базанита) попадает в поле щелочных базальтов океанических островов (OIB, OIA). Повышенное содержание железа во вкрапленниках плагиоклаза подтверждает принадлежность пород к высокожелезистой толеитовой ассоциации.

Ключевые слова: подводный вулкан Эсмеральда, Марианская островная дуга, петролого-минералогические особенности

DOI: 10.31857/S0203030624010058, EDN: PWGUIC

В последние 45 лет в пределах Марианской островной дуги (МОД) отечественными и иностранными учеными выполнены морские геолого-геофизические исследования, в результате которых установлено, что здесь расположено 63 подводных вулкана, из которых активными можно считать 9 [Горшков и др., 1980; Рашидов, 2001; Рашидов и др., 1981; Blomre et al., 1989а, 1989b; Embeley et al., 2004; Siebert et al., 2010]. Вершины этих подводных вулканов расположены на глубинах от 2400 м до 30 м, а относительная высота вулканических построек и их объем достигают, соответственно, 2900 м и 420 км³.

Подводные вулканы МОД входят в состав щелочной провинции Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг [Bloomer et al., 1989а]. Четвертичные вулканические породы представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами. Большая часть вулканитов, опробованных в южной и центральной частях МОД, представлена толеитовыми базальтами, обогащенными железом и калием. По химическому составу эти породы близки к абсарокитам и шошонитам. На 20 подводных вулканах отмечены гидротермальные проявления, а максимальная температура в 242°С обнаружена на вулкане Восточный Диамант (https://vents-data.interridge.org/ ventfield/east-diamante-volcano).

Первое сообщение об активности подводных вулканов в МОД сделано Г. Хессом [Hess, 1948], когда в августе 1944 г. в течение трех дней он наблюдал в районе подводного вулкана Эсмеральда (Банка Эсмеральда, Esmeralda Bank) выделение пузырьков с сернистым газом. На основании этого сообщения подводный вулкан Эсмеральда был включен в различные каталоги и книги как активный вулкан [Апродов, 1982; Гущенко, 1979; Kuno, 1962; Eiby, Latter, 2018; Siebert, 2010; Simkin, Siebert, 1994; Tanakadate, 1940]. Во второй половине XX и в начале XXI веков неоднократно сообщалось об активности этого вулкана, которая проявлялась в виде пятен воды отличительного цвета, появления пузырьков с запахом серы и выбросов пепла [Гавриленко, 1981, 1997; Гавриленко и др., 1980; Горшков и др., 1980; Baker et al., 2008; Embley et al., 2004; Global ..., 1989; McCoy-West, 2009; Puteanus et al., 1990; Ronck, 1975; Rowlanda et al., 2005; Taibi, 1992; Turkay, Sakai, 1995]. Температура отмеченных здесь гидротермальных выходов изменяется от 40°С [Davis, Moyer, 2008] до 80–100°С [Taibi, 1992].

Задачей настоящих исследований является обобщение имеющихся в настоящее время оригинальных и литературных материалов для получения целостной картины о строении, вулканической деятельности и фумарольной активности действующего подводного вулкана Эсмеральда, расположенного в МОД, а также изучение особенностей слагающих его горных пород.

ИЗУЧЕННОСТЬ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ЭСМЕРАЛЬДА

Подводный вулкан Эсмеральда, расположенный в южной части МОД (рис. 1), является наиболее изученным из подводных вулканов этой островной дуги [Гавриленко, 1981, 1997; Гавриленко и др., 1980; Горшков и др., 1980; Пилипенко и др., 2012а, 20126; Рашидов и др., 1981, 2014; Родников и др., 2007, 2014; Селиверстов, 1987; Селиверстов, Бондаренко, 1983; Baker, Eggler, 1987; Bloomer et al., 1989a, 1989b;

Kim et al., 2009; Kim et al., 2008; Eldredge, 1983; Ewert et al., 2018; Fouquet et al., 2018; Gorshkov et al., 1982; Jackson, 1989; Hess, 1948; Merle et al., 2003, 2006; Plank et al., 2000; Pearce et al., 2005; Polovina, Roush, 1982: Puteanus et al., 1990: Smoot, 1988, 1991; Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989, 2005; Taibi, 1992; Tayama, 1936; Tanakadate, 1940; Asafuah, 2022; Zabarinskaya и др., 2022 и др.]. Он был обследован в 4-м и 5-м рейсах научно-исследовательского судна (НИС) "Вулканолог" в январе и июле 1978 г. [Гавриленко, 1981, 1997; Гавриленко и др., 1980; Горшков и др., 1980; Рашидов и др., 1981; Селиверстов, 1987; Селиверстов, Бондаренко, 1983; Gorshkov et al., 1982]. В декабре того же года вулкан изучался в рейсе НИС "Томас Вашингтон" [Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989], а в июле-августе 1990 г. – в рейсе SO-69 НИС "Зоне" [Stüben et al., 1992]. 19 и 21 сентября 2007 г. на НИС "Оннури" Корейского института океанических исследований были проведены батиметрическая и магнитная съемки [Kim et al., 2009; Kim et al., 2008]. В кратере вулкана с помощью телеуправляемого необитаемого подводного аппарата в 2016 г. при совместных работах НИС "Фалкор" и экспедиционного судна "Наутилус" были обнаружены отмершие гидротермальные постройки, сложенные оксидами железа [Amon et al., 2020].

В результате работ, выполненных в рейсах НИС "Вулканолог", выделен вулканический массив субмеридионального простирания, протягивающийся на 35 км, в пределах которого находятся три подводные постройки (рис. 2). Расстояние между северной и центральной вершинами составляет ~6.5 км, а седловина между ними находится на глубине 700 м. Расстояние между центральной и южной вершинами составляет ~19 км, седловина расположена на глубине 1300 м. Вершина северной постройки окаймлена изобатой 200 м, а южной – изобатой 600 м.

Центральная гора — собственно активный подводный вулкан Эсмеральда. Превышение подводного вулкана над дном Филиппинского моря ~2500 м. Диаметр основания по изобате 1500 м равен ~22 км. Крутизна склонов изменяется от 10–12° в средней части до 15–18° в привершинной части постройки. На вершине вулкана расположен четко выраженный кратер [Горшков и др., 1980], открытый в западном



Рис. 1. Подводные вулканы Марианской островной дуги.

направлении. По мнению ряда иностранных коллег, здесь находится вершинная кальдера [Puteanus et al., 1990; Taibi, 1992]. Глубина кратера 200–300 м, а диаметр по гребню – 2–3.5 км [Горшков и др., 1980; Kim et al., 2009; Kim et al., 2008; Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989].

Верхняя кромка кратера расположена на глубинах 100-50 м. Минимальная глубина обнаружена на северном гребне и по мнения

отечественных ученых составляет 43 м. По данным иностранных исследователей она равняется 30 м [Bloomer et al., 1989а; Smoot, 1988, 1991; Stern, Bibee, 1980]. На северо-западном склоне вулкана выделяются локальные возвышенности с превышением от нескольких десятков до 100 м, трактуемые как побочные конусы. Вершина подводного вулкана Эсмеральда, вероятно, поднималась во время извержений над уровнем моря, а затем размывалась.



Рис. 2. Батиметрическая карта подводного вулкана Эсмеральда. Многоугольником обозначена область драгирования, а точкой — местоположение подводных фумарол. На врезке показаны фумаролы в кратере вулкана, зафиксированные в 4-м рейсе "Вулканолог".

Объем вулканической постройки по нашим данным составляет ~127 км³. Объем постройки, приведенный в работах [Stern, Bibee, 1980, 1984] – 27 км³ (при диаметре основания 9 км), а в работе [Bloomer et al., 1989а] – 312 км³, но

данных, при каком диаметре основания рассчитаны объемы постройки, цитируемые авторы, к сожалению не приводят.

На северо-восточной кромке кратера подводного вулкана на глубинах около 100 м с помощью



Рис. 3. Образец афирового миндалекаменного базальта (а) и мини-бомбы (б).

эхолотов были обнаружены фумаролы (см. рис. 2, врезка) и выявлено два гидротермальных поля размером 140×140 м и 80×80 м [Гавриленко, 1997; Гавриленко и др., 1980; Gorshkov et al., 1982; Puteanus et al., 1990; Taibi, 1992]. В изученных газовых выходах концентрация метана составляет 2.9×10⁴ нмоль/л [Taibi, 1992].

В привершинной части подводного вулкана Эсмеральда установлены выходы лавовых потоков [Горшков и др., 1980; Селиверстов, 1987; Селиверстов, Бондаренко, 1983].

К вулкану Эсмеральда приурочена дипольная аномалия магнитного поля ΔТа юго-западного простирания интенсивностью более 1000 нТл, а градиентная зона проходит через южный гребень кратера. Магнитное поле осложнено локальными аномалиями интенсивностью до 800 нТл [Горшков и др., 1980; Рашидов и др., 1981; Родников и др., 2014; Kim et al., 2009; Kim et al., 2008].

Постройка подводного вулкана Эсмеральда неоднократно драгировалась как российскими, так и иностранными учеными. В рейсе НИС "Томас Вашингтон" было выполнено два драгирования: центрального кратера в интервалах 300–100 м и западного склона в интервалах 1200–800 м [Stern, Bibee, 1980, 1984]. В 69 рейсе НИС "Зоне" в 1990 г. в прикратерной части вулкана было выполнено три драгирования в глубинном интервале 114– 63 м, подняты разнообразные вулканические породы, наиболее распространенными среди которых являются в различной степени литифицированные вулканические брекчии и афировые высокопористые базальты со стекловидными краями и шероховатой поверхностью типа

аа-лавы [Puteanus et al., 1990]. Цитируемые авторы, основываясь на величине и однородности извергнутой вулканической брекчии, предположили, что брекчия могла образоваться во время извержения, произошедшего после обрушения вершинной кальдеры. В 4-м и 5-м рейсах НИС "Вулканолог" на разных участках вулканического массива с различных горизонтов проведено 42 драгирования.

В пределах вулканического массива опробованы различные типы горных пород [Горшков и др., 1980; Gorshkov et al., 1982; Baker, Eggler, 1987; Dixon, Stern, 1983; Ito, Stern, 1986; Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989]. Порфировые базальты и андезибазальты слагают постройку центрального конуса. Лавовые потоки афировых базальтов тяготеют к молодым конусам. Пористые афировые базальты (рис. 3а) имеют более свежий облик по сравнению с порфировыми базальтами. Наиболее свежий материал поднят с лавового потока отдельного конуса на северо-западном склоне. Габброиды и долериты опробованы в привершинной части и в стенках кратера вулкана Эсмеральда, а также на южной постройке. По минеральному составу выделяются плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты, плагиоклаз-клинопироксеновые андезибазальты, плагиоклаз-пироксен-оливиновые габброиды и долериты [Горшков и др., 1980; Stern et al., 1989].

В 2001 г. в рейсе НИС "Мелвилле" на северной постройке вулканического массива с глубины 888 м были подняты железомарганцевые корки [Кnaack, 2021; Knaack et al., 2021]. В 2007 г. в рейсе НИС "Оннури" в глубинном интервале глубин 100—80 м в центре и на юго-западной и юго-восточной стенках кратера подводного вулкана Эсмеральда были опробованы базальты, железомарганцевые корки и гидротермально-измененные породы [Kim et al., 2008].

Габброиды и долериты опробованы в стенках кратера и в привершинной части центрального конуса, а также на южной постройке. Гидротермально-измененные породы и фумарольные новообразования подняты при драгировании фумарольной площадки и прилегающих участков кратера на глубинах от 100 до 80 м. Новообразования представлены корочками и обломками (до 2×3 см) самородной серы, гипсом, опалитами, алунитами, гидроокислами и сульфидами железа [Горшков и др., 1980; Gorshkov et al., 1982; Puteanus et al., 1990; Stüben et al., 1992; Taibi, 1992]. Здесь развиты кристаллические формы серы в ромбической и тетрагонально-бипирамидальной формах [Taibi, 1992].

Вулканокластический материал (см. рис. 36) повсеместно покрывает склоны постройки и прилегающие участки дна. Вулканогенно-осадочные отложения (туфы, туфопесчаники, туфогравелиты) опробованы в неактивной части кратера центрального конуса и на склонах северного и южного конусов. Органогенные известняки покрывают вершины и склоны древних вулканических построек [Горшков и др., 1980; Gorshkov et al., 1982].

Со склонов подводного вулкана Эсмеральда подняты железомарганцевые образования гидротермального генезиса [Аникеева и др., 2008; Гавриленко, 1981, 1997; Горшков и др., 1980; Дубинин и др., 2008; Kim et al., 2008].

На глубинах 1300–1000 м опробованы плотные железомарганцевые корки толщиной 5–10 мм, а на глубинах 800–300 м на поверхности этих корок отмечены свежие железомарганцевые налеты [Гавриленко, 1981, 1997; Горшков и др., 1980]. В драгированных гидротермальных низкотемпературных железомарганцевых корках содержание Fe достигает 18.53%, Mn – 42.77%, Co – 0.55%, Al – 9.59%. Содержание Cu достигает 945 г/т [Гавриленко, 1981, 1997]. Корки сложены вернадитом, нонтронитом, "Са-бернесситом", Fe-вернадитом, фероксигитом, ферригидритом, протоферригидритом, Mn-ферроксигитом. Гидротермальные корки представляют собой в основном пиритовые, марказитовые и отчасти обогащенные серой прослои [Аникеева и др., 2008; Дубинин и др., 2008; Таіbі, 1992].

В пределах привершинной части северной постройки в 4-м рейсе НИС "Вулканолог" в глубинном интервале 350–160 м были драгированы органогенные известняки, алевролитовые туфы, туфопесчаники и англомераты, а на ее северном склоне, на глубине 1900 м – глинистые корки и органогенные известняки.

В 5-м рейсе НИС "Вулканолог" в пределах привершинной части южной постройки на глубине ~1000 м были опробованы светлые фораминиферовые известняки, покрытые железомарганцевой коркой. На южном склоне этой постройки в глубинном интервале 1300–1200 м опробованы обломки афировых и порфировых базальтов, габбро и значительное количество долеритов.

В 69 рейсе НИС "Зоне" в 1990 г. подняты вулканические породы и гидротермальные осадки [Puteanus et al., 1990].

Драгированные породы оказались сильно дифференцированными по величине естественной остаточной намагниченности Jn и магнитной восприимчивости [Горшков и др., 1980; Пилипенко и др., 2012а, 20126; Рашидов и др., 1981, 2014]. Наиболее магнитными являются плотные афировые базальты, а их Jn достигает 199 А/м. Пористые афировые базальты имеют Jn и фактор Кенигсберга в три раза ниже, а андезибазальты и габброиды на порядок ниже. Измененные разности базальтов слабо намагничены, а туфопесчаники и органогенные известняки практически немагнитны.

Несмотря на длительную историю изучения подводного вулкана Эсмеральда, сведения о химическом составе слагающих его горных пород достаточно ограничены.

Данные о силикатном составе двух андезибальтов, опробованных в глубинном интервале 460–290 м, трех базальтах, драгированных в интервале 240–80, и одном габбро, поднятом с глубин 240–140 м, представлены в работе [Горшков и др., 1980]. Также в цитируемой работе приводятся данные о количественно-минеральном составе 7 образцов порфировых базальтов, трех образцов долерито-базальтов и 5 образцов габбро, опробованных в глубинном интервале 140–80 м.

Р. Штерн и Л. Биби [Stern, Bibee, 1980] приводят средний химический состав лав четырех образцов, драгированных в прикратерной части с глубин 300–100 м (драга M45) и 6 образцов с западного склона вулкана с глубин 1200– 800 м (драга M46). При этом установлено, что средние значения отношений K/Rb = 488 \pm 21 и K/Ba = 28.8 \pm 3.8. Судя по составу редкоземельных элементов базальта, отобранного в кратере вулкана, и трех образцов базальта, отобранных на его западном склоне, эти породы обогащены легкими редкоземельными элементами (Ce, Nd, Sm) по сравнению с тяжелыми редкоземельными элементами (Gd, Dy, Er, Yb). В цитируемой работе приведены данные и по изотопному составу Sr и Nd.

Т. Диксон и Р. Штерн [Dixon, Stern, 1983] указывают несколько другие интервалы драгирования на станциях М45 и М46 — 294—165 м и 1130—840 м соответственно, и приводят анализы двух образцов, опробованных в прикратерной части, и трех образцов — на западном склоне подводного вулкана.

В работе [Stern, Bibee, 1984] представлены конкретные химические анализы этих же образцов, и установлено, что в прикратерной зоне опробованы базальты, а на западном склоне – андезибазальты и базальты.

Д. Байкер и Д. Эгглер [Baker, Eggler, 1987] приводят химический анализ одного образца вулканического стекла, поднятого с западного склона в драге M46.

Дж. Пирс с соавторами [Pearce et al., 2005] описывают химические анализы породообразующих, редких и редкоземельных элементов образцов, драгированных на станциях D20 на западном склоне вулкана Эсмеральда, M46 на юго-восточном склоне, D24 и D28, расположенных соответственно в 22 км и 26 км к северо-востоку от вершины вулкана Эсмеральда. Вызывает недоумение различие в местоположениях станции M46 приведенное в цитируемой работе и в работах [Stern, Bibee, 1980, 1984], но ничего конкретного об этом сказать нельзя.

В работе [Колосков и др., 2020] представлены данные о химическом составе базанита, опробованного на подводном вулкане Эсмеральда, в котором встречено включение шпинель-лерцолитового ксенолита.

В статье [Wang et al., 2021] приведены химические анализы изотопов Са и породообразующих, редких и редкоземельных элементов образцов четырех базальтов, отобранных в глубинном интервале 1900—1300 м, но, к сожалению, не указано в каком месте вулканической постройки был проведен отбор образцов.

Полученная нами информация об особенностях горных пород, слагающих подводный вулкан Эсмеральда, позволяет получить новые важные сведения о характере его вулканической деятельности и, вероятнее всего, будет востребована специалистами, занимающимися островодужным подводным вулканизмом Тихого океана.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Нами были изучены образцы горных пород, драгированных на подводном вулкане Эсмеральда в 4-м и 5-м рейсах НИС "Вулканолог" в 1978 г., из коллекции, надлежащим образов хранящейся в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Определение породообразующих окислов пород выполнено методом "мокрой" химии, редких и редкоземельных элементов - инструментальным нейтронно-активационным, эмиссионно-спектральным и методом индуктивно-связанной плазмы(ІСР) в Геологическом институте (ГИН) РАН по стандартным методикам. Составы породообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе "Camebax" в Институте вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН с установленным энергодисперсионным спектрометром INCA, с площадью кристалла 80 мм². Ток в режиме энергодисперсионного спектрометра на эталоне Ni – 20 на, ускоряющее напряжение – 20 кв, экспозиция – 10–15 сек. В качестве эталонов использовались: голубой диопсид (Si, Mg, Ca), синтетический ильменит (Fe, Ti), синтетический фосфат алюминия (Al, P), альбит (Na), ортоклаз (K), синтетическая окись хрома (Cr), родонит (Mn), синтетическая никелевая шпинель NiFe₂O₄ (Ni), целестин (Sr). Исследования проводились в аншлифах пород, напыленных углеродом. Точность анализа – для макрокомпонентов около 0.25-2% и для малых содержаний – около 10-30%.



Рис. 4. Аншлифы пород. Изображение в упруго-отраженных электронах (BSE). а – базальт; б – андезибазальт; в – дацит; г – габбро.

ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКУЮ ПОСТРОЙКУ

Петрографическая и минералогическая характеристики образцов

В результате проведенных исследований установлено, что базальты, слагающие вулканическую постройку, представлены оливин-плагиоклазовыми (Ol-Pl) и оливин-клинопироксеновыми (Ol-Cpx) разностями, часто со стекловатой, насыщенной микролитами плагиоклаза, структурой.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ №1 2024

Например, порода в обр. В4-3а (рис. 4а) является стекловатым, пористым, толеитовым Ol–Pl базальтом с редкими вкрапленниками плагиоклаза размером до 1.5 мм и оливина размером до 1 мм. Стекло насыщено зональными вкрапленниками плагиоклаза, состав которых меняется от An₈₆ в центре до An₇₅ в краевой части и отличается повышенным до 1% в среднем содержанием железа (Fe₂O₃). Оливин не зональный, Fo₆₆.

Аналогичный по структуре клинопироксен-плагиоклазовый (Срх-Pl) базальт (обр. B4-6) представлен плагиоклазом An_{53} и клинопироксеном с Mg# = 62, Woll = 33. Магнетит содержит около 14% TiO₂.



Рис. 5. Базанит с включением ксенолита шпинелевого лерцолита В4-1 (а) и аншлиф (б). Изображение в упруго-отраженных электронах (BSE); Pl – плагиоклаз; Ol – оливин.

Таблица 1	. Соста	в стекл	оватой (основно	ой массь	і образ	ца В4-1	(мас. %)		
	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ (

	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	Сумма
Среднее	52.65	1.84	17.29	0.00	0.00	7.91	0.12	1.24	3.42	6.97	6.55	1.60	99.61
<u>±</u>	0.75	0.11	0.21	0.00	0.00	0.29	0.07	0.17	0.34	0.28	0.36	0.08	

Примечание. Среднее из 5 анализов. Составы породообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе "Camebax" в ИВиС ДВО РАН, аналитик В.В. Ананьев.

Андезибазальты представлены Pl-Срх разностями, часто со стекловатой, насыщенной микролитами плагиоклаза структурой. Рассмотренный в качестве примера обр. В4-2 (см. рис. 4б) является стекловатым, пористым, толеитовым Pl-Cpx андезибазальтом с редкими вкрапленниками плагиоклаза размером до 200 мк и клинопироксена размером до 200 мк. Стекло насыщено мелкими лейстами плагиоклаза и пироксена. Состав плагиоклаза изменяется от An_{40} в микролитах, до An_{60} во вкрапленниках и отличается повышенным до 1.5% в среднем содержанием железа (Fe_2O_3). Состав клинопироксена меняется от субкальциевого авгита в микролитах (Woll = 14%) до авгита Woll = 44%. Магнезиальность Mg# = 60 ± 5 . Магнетит содержит 15% TiO₂.

Опробованный обр. В4-3/1 (см. рис. 4в) является порфировым дацитом с крупными вкрапленниками плагиоклаза, клино- и ортопироксна и магнетита часто присутствующих в гломеропорфировых сростках, размером 0.3–0.8 мм. Основная масса представлена кислым (~70% SiO₂) стеклом, насыщена микролитами (<5–10 мк). Плагиоклаз слабозональный у краев, средним составом An_{81±3}, отличается повышенным содержанием железа (до 1% Fe₂O₃). Кристаллы клинопироксена не зональные с Mg# = 75 ± 1, En₄₄, Fs₁₅, Woll₄₁. Кристаллы ортопироксена не зональные с Mg# = 74 ± 1, En₇₂, Fs₂₅, Woll₀₃. Магнетит сдержит в среднем 4% TiO₂, 3.4% Al₂O₃, 2.5% MgO.

Габбро (см. рис. 4г) представлены полнокристаллической породой разной степени крупнозернистости, состоящей из плагиоклаза, орто-, клинопироксена, оливина и магнетита. Редко встречается ильменит. Встречающийся ортопироксен представлен практически чистым гиперстеном с весьма незначительными примесями алюминия и титана, с Mg# = 30–50, повышенным до 1.5% MnO и содержанием CaO 1–1.5%. Рассмотренный в качестве примера обр. В4-7/3, состоит из Pl, CPx, Mt. Плагиоклаз имеет крупные, часто >1 мм, кристаллы с An₈₀ в центре и до



Рис. 6. Диаграмма химической классификации магматических пород, сумма щелочей – кремнезем, (TAS). 1–3 – данные авторов настоящей статьи: 1 – эффузивы, 2 – щелочной базальт, 3 – габбро; 4 – данные из работы [Stern, Bibee, 1984]; 5 – данные из работы [Pearce, 2005]; 6 – данные из работы [Wang и др., 2020]; 7 – данные из работы [Горшков и др., 1980].

Ап₃₀ на краевой кайме. Характерно повышенное содержание железа, до 1% Fe₂O₃. Клинопироксен сложен крупными, часто >1 мм, незональными кристаллами с Mg# = 61 \pm 7 и Woll = 39 \pm 2. Магнетит часто без титана или с его незначительным количеством. Один из образцов габбро представлен высокомагнезиальной разностью с содержанием MgO = 9.79%, что отличает его от остальных образцов, содержащих ~3.5% MgO.

Образец В4-1 является щелочным (Na₂O + $K_2O = 7.27\%$) базальтом (в дальнейшем именуемым базанитом), содержащим включения шпинель-лерцолитовых ксенолитов (рис. 5а), описан в работе [Колосков, 2020]. Он представлен субафировой, пористой Ol-Pl разностью, с тонкозернистой, стекловатой, насыщенной микролитами плагиоклаза основной массой (см. рис. 5б). Плагиоклаз равномерно распределен по основной массе породы и представлен

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

мелкими, до 100 мк по длинной оси зернами, вытянутыми или, реже, близкими к квадрату формами (см. рис 5б). Состав плагиоклаза равномерный и отвечает анортиту An_{57+0.02}, с незначительной примесью ортоклазового минала (Ort_{3,7+0,006}). Химический состав минерала отличается повышенным содержанием оксидов железа $-1.00 \pm 0.20\%$ (Fe₂O₃), титана (0.20 ± 0.05%) и стронция ($0.65 \pm 0.07\%$). Повышенное содержание Sr указывает, что практически весь этот элемент концентрируется в плагиоклазе. Оливин представлен мелкими зернами средним размером 50-100 мк, редко встречаются кристаллы размером до 0.5 мм. Состав мелких кристаллов (до 100 мк) отвечает Fo₈₀₋₇₇, более крупные кристаллы часто зональны, от Fo₉₁₋₈₅в центре и до Fo₇₇ – на краю. Содержание оксида никеля колеблется от <0.1 до 0.44% и растет с увеличением форстеритового минала, содержание оксида кальция, наоборот, падает от 0.31

АНАНЬЕВ и др.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	B4-1	B4-3a	B4-31	B4-3/3	B4-27	B4-30	B5-6-72	B4-5/1	B4-6	B4-2
SiO ₂	46.61	48.53	48.54	48.54	49.00	49.09	49.84	50.73	52.35	53.28
TiO ₂	2.31	1.24	1.35	1.25	1.29	1.29	1.28	1.42	1.50	1.44
Al ₂ O ₃	15.49	17.42	16.96	16.93	18.81	17.59	17.97	15.98	13.51	13.75
Fe ₂ O ₃	0.17	4.65	2.97	4.91	2.79	3.63	1.66	3.31	2.04	1.22
FeO	12.18	8.81	10.89	8.54	9.29	9.94	10.19	9.35	13.00	12.93
MnO	0.17	0.16	0.24	0.16	0.17	0.18	0.18	0.18	0.29	0.27
MgO	6.66	3.21	2.89	3.45	2.41	2.85	2.76	2.81	2.30	2.37
CaO	6.85	10.83	9.90	10.56	10.08	10.03	10.10	9.28	7.16	6.98
Na ₂ O	4.52	2.82	3.22	3.19	3.69	3.15	3.66	4.34	3.95	3.89
K ₂ O	2.75	0.49	0.87	0.47	0.53	0.52	0.52	0.66	1.38	1.36
P ₂ O ₅	0.59	0.16	0.14	0.15	0.17	0.16	0.16	0.27	0.22	0.22
ППП	1.36	1.31	1.22	1.24	1.10	1.21	1.23	0.80	1.45	1.44
Сумма	99.66	99.63	99.19	99.39	99.33	99.64	99.55	99.13	99.15	99.15
Sc	17	40	38	39	39	40	37	46	39	40
V	159	450	380	440	460	460	440	550	203	218
Cr	291	46	17	46	50	49	50	43	6	7
Co	40	67	33	66	64	63	62	70	23	20
Ni	223	10	16	14	14	19	16	14	9	10
Cu	44	250	233	250	240	260	250	280	309	317
Zn	118	100	113	110	100	100	100	120	150	165
Ga	18	15	17	16	16	17	17	17	15	15
Rb	76	13	15	13	14	13	13	18	27	26
Sr	822	370	400	370	380	380	380	380	370	371
Ba	743	240	268	240	270	260	240	270	501	462
Y	28	25	26	26	27	27	26	32	46	45
Zr	262	74	68	74	76	75	74	81	108	109
Nb	66.0		3.1				—		3.0	3.3

Таблица 2. Состав пород, драгированных в 4 и 5 рейсах НИС "Вулканолог"

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр.	B4-7/10	B4-3/1	B4-7/3	B5-6-82	7/1	3/18Б	31/2	6/2	6/1	7/6
SiO ₂	55.00	62.99	48.64	50.32	50.76	51.12	52.65	55.42	55.68	51.36
TiO ₂	1.33	0.43	1.20	0.80	0.88	0.92	0.97	1.12	1.12	0.94
Al ₂ O ₃	17.23	16.22	18.79	15.57	18.05	17.79	17.25	13.41	12.78	15.27
Fe ₂ O ₃	4.63	2.30	1.78	2.25	2.44	2.02	2.67	1.91	1.87	5.73
FeO	4.03	3.90	9.50	6.70	8.50	8.32	8.44	10.71	10.86	6.31
MnO	0.06	0.10	0.20	0.38	0.20	0.20	0.20	0.27	0.27	0.20
MgO	3.72	1.94	3.37	9.79	3.42	3.36	3.31	2.62	3.10	3.58
CaO	8.48	6.45	10.89	10.16	11.06	11.06	10.69	7.94	7.72	10.69

Na ₂ O	3.43	2.99	3.16	2.30	2.57	2.49	2.62	3.39	3.31	2.81
K ₂ O	0.38	1.03	0.60	0.62	0.85	0.88	0.88	1.55	1.47	0.88
P_2O_5	0.35	0.21	0.14	0.17	0.21	0.19	0.21	0.34	0.34	0.19
ППП	0.49	0.74	1.06	1.13	0.38	1.21	0.81	0.84	0.84	1.77
Сумма	99.13	99.30	99.33	100.19	99.32	99.56	100.70	99.52	99.36	99.73
Sc	34	25	36	_	_	_	_	_	_	_
V	380	230	575	_	_	_	_	_	-	_
Cr	48	50	25	_	_	—	_	_	_	_
Co	38	21	33	_	_	_	_	_	_	_
Ni	22	8	14	_	_	_	_	_	_	_
Cu	160	180	92	_	_	_	_	_	_	_
Zn	24	62	87	_	_	_	_	_	_	_
Ga	16	13	16	_	_	_	_	_	_	_
Rb	1	27	8	_	_	—	_	_	_	_
Sr	420	650	395	_	_	_	_	_	_	_
Ba	360	250	148	_	_	_	_	_	_	_
Y	29	18	17	_	_	_	_	_	_	_
Zr	88	56	44	_	_	_	—	_	_	_
Nb	_	_	2.9	_	_	_	_	_	_	_

Таблица 2. Окончание

Примечание. 1 – щелочной базальт [Колосков и др., 2021]; 2–8, 15–16 – базальт; 9–11, 17–19 – андезибазальт; 12 – дацит; 13–14, 20 – габбро (1–14 – данные авторов; 15–20 – данные из работы [Горшков и др., 1980]). Определение породообразующих окислов пород выполнено методом "мокрой" химии, редких элементов – инструментальным нейтронно-активационным, эмиссионно-спектральным в ГИН РАН, аналитики А.С. Гор и М.В. Родченко.

до <0.1%. Состав основной массы образца измерен в сканирующем режиме на площадках 100×100 мк, при этом потерь точности анализа практически не происходит. Было измерено 5 подобных участков, не содержащих крупных микролитов, и установлено, что состав основной массы близок к составу высокощелочного андезибазальта (тефрифонолита, по диаграмме TAS), отличается высоким содержанием оксидов калия, натрия, фосфора и низким содержанием магния и кальция (табл. 1). Содержание стронция в основной массе <0.1%, т.е. данный микроэлемент в значимых количествах концентрируется только в плагиоклазе.

Химический состав пород

В результате ревизии имеющейся в нашем распоряжении коллекции горных пород, драгированных на подводном вулкане Эсмеральда в 4-м и 5-м рейсах НИС "Вулканолог", были получены новые данные о силикатном [Ананьев и др., 2023] и редкоэлементном составах еще 12 образцов (табл. 2). Кроме того, приведен один ранее неопубликованный силикатный анализ, выполненный в Институте вулканологии ДВО РАН (см. табл. 2, обр. В5-6-82).

На диаграмме TAS практически все точки составов лежат в области пород нормальной щелочности, за исключением одного анализа (см. табл. 2, обр. В4-1) попадающего в поле щелочных базальтов (рис. 6). По кремнекислотности практически все анализы соответствуют базальтам-андезибазальтам и лишь один образец (см. табл. 2, обр. В4-3/1) является дацитом.

По петрохимическим характеристикам все анализы, кроме одного образца (см. табл. 2, обр. В4-1), соответствуют остороводужной толеитовой высокожелезистой серии пород (рис. 7а-7в). На дискриминантной диаграмме [Mullen 1983] (см. рис. 7б) фигуративная точка



Рис. 7. АМF дискриминантная диаграмма [Irvine, Baragar, 1971] (a), MnO–TiO₂–P₂O₅ дискриминантная диаграмма [Mullen, 1983] (б), SiO₂–FeO/MgO дискриминантная диаграмма [Miyashiro, 1974] (в). Условные обозначения см. рис. 6.



Рис. 8. Si-Ti-Sr дискриминантная диаграмма [Vermeesch, 2006] (a); V-Ti-Sc дискриминантная диаграмма [Vermeesch, 2006] (б); Cr-Y дискриминантная диаграмма [Pearce et al., 1981] (в). Условные обозначения см. рис. 6.



Рис. 9. Нормализованные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] редкие элементы.

анализа обр. В4-1 попадает в поле щелочных базальтов океанических островов (OIA).

Микроэлементный состав пород, за исключением базанита (табл. 3), определен только частично, поэтому сравнительная геохимия пород определяется по имеющемуся в настоящее время набору микроэлементов.

На диаграммах (см. рис. 76, 8) практически все фигуративные точки микроэлементных составов исследуемых пород попадают в поля островодужных толеитов (IAB, IAT) и только состав базанита попадает в поле OIB. На спайдер-диаграмме (рис. 9) можно видеть, что положение поля базальтов-андезибазальтов, а также тренда дацита и габбро, находится выше тренда E-MORB, приближаясь к тренду OIB, а концентрации Zr и Ti сравнимы или меньше, чем в MORB, что и характерно для пород IAT.

Совокупность полученных нами данных позволяет сделать заключение, что все описываемые породы (за исключением базанита), как по составу макроэлементов (см. рис. 7), так и микроэлементов (см. рис. 8, 9), соответствуют железистым островодужным толеитам (IAB, IAT), что, в общем, отвечает их геологическому положению в задуговом бассейне Марианской островодужной системы.

Фигуративные точки состава базанита на диаграммах (см. рис. 4б, 5а, 5б) и тренд базанита на спайдер-диаграммах (рис. 10а, 10б) практически полностью соответствует тренду базальтов ОІВ. По сравнению с базальтами МОRB (см. рис. 10а, 10б), состав базанита отличается высоким содержанием LILE (Rb, Ba, Sr) и HFSE (Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, L-MREE) элементов (см. табл. 3) и имеет более высокие концентрации K, Rb, Ba, Sr, Ti, Zr, Y, P для всех исследованных нами пород (см. рис. 9).

Имеющиеся геохимические данные позволяют отнести базанит к типу щелочных базальтов океанических островов (OIB, OIA). Породы подобного типа не известны в составе Марианской островодужной дуги и Марианского трога и не были ранее обнаружены в составе вулканитов Марианского задугового бассейна.

В тропическую зону, в которой расположен активный подводный вулкан Эсмеральда, образец базанита не мог попасть в результате ледового разноса, и, маловероятно, что кто-то

Габлиц	a 3. Pen	ірезент	антивн	ый анал	ииз ред	ких и ре	дкозем	ельны	у элеме	HTOB B C	бразце	: B4-1 (p	(mde						
Li	Be	Sc	>	Cr	Co	Ni	Cu	Ga	Rb	Sr	Υ	Zr	ЧN	Mo	Sn	Sb	$\mathbf{C}_{\mathbf{S}}$	Ba	La
8.5	2.2	15.4	157.0	399.0	43.0	207.0	35.0	21.5	74.0	816.0	23.6	291.0	72.5	3.3	2.2	0.2	0.8	561.0	53.0
Ce	\mathbf{Pr}	Nd	Sm	Eu	Gd	Тb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Ηf	Та	M	Π	Pb	Th	D
100.0	11.3	44.0	8.0	2.5	7.8	1.0	5.5	1.0	2.5	0.3	1.8	0.3	6.6	4.4	1.4	0.1	5.2	8.6	1.9

Примечание. Анализы выполнены методом индуктивно-связанной плазмы (ICP) в ГИН РАН, аналитик О.И. Окина.



Рис. 10. Нормализованные по хондориту [Sun, McDonough, 1989] данные по РЗЭ базальтов вулкана Эсмеральда, Марианскому трогу [Stern, Bibee, 1984] и базаниту В4-1 (а) и нормализованные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] редкие и редкоземельные элементы в базаните В4-1 (б).





1 – зона составов вулкана Эсмеральда (по нашим данным); 2 – зона составов (по [Stern, Bibee, 1984]); 3 – зона составов Марианской островной дуги; В и С – поле базальтов океанического дна; А и В – поле островодужных толеитов; А, В и D – поле щелочноземельной серии пород.

Условные обозначения см. рис. 6.

целенаправленно выбросил этот образец с борта проходящего морского судна, или пролетающего воздушного судна. Форма образца, по мнению авторов настоящей работы, имеющих большой опыт морских экспедиционных исследований, говорит о его коренном залегании. Находка базанита, как и многочисленные образцы габбро, опробованные в прикратерной

зоне, являются несомненным везением и в очередной раз показывают, что геологическое опробование подводных вулканов из-за недостатков методики, судового времени и финансирования, до сих пор является несовершенным, а лабораторные исследования, к большому сожалению, проводятся на ограниченном количестве образцов. Полученные нами данные о составе драгированных пород в 4-м и 5-м рейсах НИС "Вулканолог" (рис. 11) расширяют известное ранее поле составов пород массива Эсмеральда, графически представленное на диаграмме Ti–Zr, опубликованной в работе [Stern, Bibee, 1984].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное обобщение оригинальных данных и литературного материала позволило получить наиболее полную в настоящий момент информацию о строении, вулканической активности, фумарольной деятельности и геофизических характеристиках подводного вулкана Эсмеральда, которую в дальнейшем можно рассматривать с различных точек зрения.

На современном уровне изучены образцы горных пород, драгированных в 4-м и 5-м рейсах НИС "Вулканолог" в январе и июле 1978 г. с постройки подводного вулкана и определены их петролого-минералогические и геохимические особенности, что позволило расширить геохимический спектр пород, слагающих этот вулкан.

Впервые при изучении подводного вулкана Эсмеральда обнаружены и описаны образцы дацита и базанита. Это говорит о том, что петрохимическое разнообразие подводного вулкана Эсмеральда шире, чем представлялось ранее.

Для всех драгированных пород отмечены повышенные концентрации некогерентных LILE и в меньшей степени HFSE элементов. Основная часть пород относится к ассоциации островодужных железистых толеитов (IAB, IAT), состав единственного образца базанита, соответствует щелочным базальтам океанических островов (OIB, OIA). В минералогическом аспекте характерно повышенное содержание железа во вкрапленниках плагиоклаза, что подтверждает приверженность пород к высокожелезистой толеитовой ассоциации. Высокое содержание стронция в плагиоклазе базанита, указывает на то, что стронций, в данном случае, можно только условно считать LILE-элементом и в процессе гравитационной дифференциации данной породы может произойти обеднение остаточного расплава этим элементом.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзаданий Лаборатории петрологии и геохимии ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) и Лаборатории геологии и рудогенеза океанической литосферы ГИН РАН (г. Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Состав пород подводного вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга) // Вулканизм и связанные с ним процессы // Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2023 г. / Главный редактор член-корр. РАН А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 14–17.

Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10–31.

Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.

Гавриленко Г.М. Подводный вулкан Эсмеральда и связанное с ним железомарганцевое рудообразование // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 51–55.

Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 164 с.

Гавриленко Г.М., Горшков А.П., Скрипко К.А. Активизация газо-гидротермальной деятельности подводного вулкана Эсмеральда в январе 1978 г. и ее влияние на химический состав морской воды // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 19–29.

Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65–78.

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.

Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 10. С. 1280–1303.

Колосков А.В., Рашидов В.А., Ананьев В.В. Первая находка шпинель-лерцолитового ксенолита "неофиолитового типа" в задуговом бассейне Марианской островодужной системы // Океанология. 2020. № 4. С. 629–647.

Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород // Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб.: СОЛО, 2012а. С. 184–191.

Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана // Материалы II Школы – семинара "Гординские чтения", Москва, 21–23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 20126. С. 160–164.

Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Ладыгин В.М. Сравнительный анализ магнитных свойств пород пяти действующих подводных вулканов западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 37–52.

Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов Минами-Хиоси и Фукудзин (Марианская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 55–64.

Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н. Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213–218.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРА-УНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 79–89.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.

Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.

Селиверстов Н.И., Бондаренко В.И. Критерий диагностики и корреляции подводных вулканогенных образований по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 3–22.

Amon D., Fryer P., Glickson D. et al. Deepwater Exploration of the Marianas // New Frontiers in Ocean Exploration. The E/V Nautilus, NOAA Ship Okeanos Explorer, and R/V Falkor 2016 Field Season // Oceanography. 2017. V. 30. № 1. P. 60–65.

Asafuah T.K. Seismic constraints on the volcanoes and upper crustal structure of the Mariana Island Arc. Burnaby: Simon Fraser University, 2022. 144 p.

Baker E.T., Embley R.W., Walker S.L. et al. Hydrothermal activity and volcano distribution along the Mariana Arc // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. B08S09. https://doi.org.10.1029/2007JB005423

Baker D.R., Eggler D.H. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from I atm to 8 kbar:

Application to the Aleutian volcanic center of Atka // American Mineralogist. 1987. V. 72. P. 12–28.

Bloomer Sh.H., Stern R.J., Fisk E., Geschwind C.H. Shoshonitic Volcanism in the Nortern Mariana Arc. 1. Mineralogic and Major and Trace Element Characteristics // Journal of Geophysical Research. 1989a. V. 94. № B4. P. 4469–4496.

Bloomer Sh.H., Stern R.J., Smoot N.Chr. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volkano Arcs // Bulletin Volcanology 1989b. V. 59. № 3. P. 210–224.

Davis R.D., Moyer C.L. Extreme Spatial and Temporal Variability of Hydrothermal Microbial Mat Communities Along the Mariana Island Arc and Southern Mariana Back-Arc System // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. B08S15. 17 p. https://doi.org/10.1029/2007JB005413

Dixon T.H., Stern R.J. Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. № 10. P. 1159–1172.

Eiby G.A., Latter J.H. Volcanoes: A historical account and tribute to George Eiby and John Latter. Lower Hutt, N.Z.: GNS Science. Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication 149; GNS Science Miscellaneous Series 115. 2018. 224 p. https://doi. org/0.21420/G2NS8Z

Eldredge L.G. Summary of environmental and fishing Information on Guam and the Commonwealth of the Northern Mariana Islands: historical Background, description of the islands, and review of the climate, oceanography, and submarine topography. NOAA-TM-NMFS-SWFC-40. 1983. 192 p.

Embley R.W., Baker E.T., Chadwick W.W. et al. Explorations of Mariana Arc Volcanoes Reveal New Hydrothermal System // EOS. 2004. V. 85. № 4. P. 37–39.

Ewert J.W., Diefenbach A.K., Ramsey D.W. 2018 update to the U.S. Geological Survey national volcanic threat assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2018–5140. 2018. 40 p. https://doi. org/10.3133/sir20185140

Fouquet Y., Pelleter E., Konn C. et al. Volcanic and hydrothermal processes in submarine calderas: the Kulo Lasi example (SW Pacific) // Ore Geology Reviews. 2018. V. 99. P. 314–343. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.006

Global Volcanism 1975–1985 / Eds L. McClelland, T. Simkin, M. Summers et al. New Jersey: Pretice-Hall, Inc. A Simon & Schuster, Englewood Cliffs, 1989. 666 p.

Gorshkov A.P., Gavrilenko G.M., Seliverstov N.I., Scripko K.A. Geologic structure and fumarolic activity of the Esmeralda submarine volcano // Arquipelago. Univ. dos Azores. Ponta Delgado. 1982. P. 271–298.

Hess H.H. Major structural features of the western Nort Paci-fic an interpretation of H.O. 5484, batimetric chart,

Korea to New Guinea // Bulletin of the Geological Society of America. 1948. V. 59. P. 417–446.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. V. 8. № 2. P. 523–548. https://doi.org/10.1139/e71-055

Ito E., Stern R.J. Oxygen- and strontium-isotopic invesgatiosof subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth and Planet. Sci. Lett.1986. V. 76. \mathbb{N} 3–4. P. 312–320.

Jackson M.C. Petrology and petrogenesis of recent submarine volcanoes from the northern Mariana arc and back-arc basin / Ph.D. Dissert. University of Hawaii, 1989. 301 p.

Kim Ch.H., Kim Ho., Jeong E.Y. et al. A Study on the Hydrothermal Vent in the Mariana Trench using Magnetic and Bathymetry Data // Journal of the Korean Society of Oceanography. 2009. V. 14. № 1. P. 22–40 (in Korean).

Kim Ho., Kim Ch.H., Jeong E.Y. et al. A Study on Characteristics of Magnetism from Hydrothermal Vent Area on Esmeralda Bank in Mariana Arc // Geophysics and Geophysical Exploration. 2008. V. 10a. P. 27–32. (in Korean).

Knaack D.R. Bulk and triple oxygen isotope geochemistry of marine ferromanganese crusts, nodules, and deposits // A thesis submitted to the Department of Geological Sciences and Geological Engineering In conformity with the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. Ontario, Canada: Queen's University Kingston, 2021. 300 p.

Knaack D.R., Sullivan K., Brown D.J. et al. Geochemical and mineralogical composition of ferromanganese precipitates from the southern Mariana arc: Evaluation, formation, and implications // Chemical Geology. 2021. V. 568. Article 120132. 21 p. https://doi.org/10.1016/j. chemgeo.2021.120132

Kuno H. Catalogue of the Aktive Volcanoes of the World Including Solfatara Fields. Part 11. Japan, Taiwan and Marianas. Intern. Assoc. of Volcanology. Roma, Italia, 1962. P. 278.

McCoy-West A.J., Bignall G., Harvey C.C. Geothermal Power Potential of Selected Pacific Nations, GNS Science Consultancy Report 2009/180. 2009. 101p.

Merle S., Embley R., Baker Ed., Chadwick B. Submarine Ring of Fire 2003 – Mariana Arc R/V "T.G. Thompson" Cruise TN-153. February 9–March 5, 2003 Guam to Guam Cruise Report Compiled / Co-Chief Scientists R.W. Embley, E.T. Baker. 2003. 34 p.

Merle S., Embley B., Chadwick B. Submarine Ring of Fire 2006 (SRoF'06) Mariana Arc Submarine Volcanoes *R/V MELVILLE* Cruise MGLN02MV April 18–May 13, 2006. Apra, Guam to Yokohama, Japan *Jason-2* dives J2-184-J2-199 / Chief Scientist R.W. Embley. Captain: Chr. C. Jason. Expedition Leader: W. Sellers. Major funding from the NOAA Office of Ocean Exploration. 2006. 234 p.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ №1 2024

Miyashiro A. Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321–355.

Mullen E.D. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. Iss. 1. P. 53–62. https://doi. org/10.1016/0012-821X(83)90070-5

Plank T., Ludden J.N., Escutia C. et al. LEG 185 Summary: inputs to the Izu-Mariana seductions system. Shipboard Scientific Party // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2000. V. 185. 63 p.

Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W., Searl P. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1981. V. A300. P. 299–317.

Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer Sh.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction Components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. № 7. Q07006. 27 p. https://doi. org/10.1029/2004GC000895

Polovina J.J., Roush R.C. Chartlets of selected fishing banks and pinnacles in the Mariana Archipelago. National Marine Fishiries Centr Honolulu. Administrative Report. 1982. H-82-19. 15 p.

Puteanus D., Bloomer Sh.H., Wu Sh. Cruise Report SONNE 69 – Geochemical, hydrochemical and petrographical investigations in the Mariana back-arc area under hydrothermal aspects – Port Moresby – Saipan, 26.6.-8.8.1990 // Berichte – Reports, Geological & Paleontological Institute Christian Albrechts Universitat Kiel, Deutschland. 1990. № 42. 231 s.

Ronck R. Volcano erupting near Titian. Pacific Daily News. 1975. 30 April. P. 3.

Rowlanda S.K., Lockwooda J.P., Trusdellb F.A. et al. Anatahan, Northern Mariana Islands: Reconnaissance geological observations during and after the volcanic crisis of spring 1990, and monitoring prior to the May 2003 eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2005. V. 146. Iss. 1–3. P. 26–59.

Siebert L., Simkin T., Kimberly P. Volcanoes of the World. University of California Press, 2010. 551 p.

Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the World. Geosciences Press, Inc. Tusson, Arizona, 1994. 349 p.

Smoot N.S. The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana ridges // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1988. V. 35. Iss. 1–2. P. 1–15.

Smoot N.S. Discussion "The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana

ridges". Reply // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1991. V. 45. Iss. 3–4. P. 341–345.

Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc and its implication for magmagenesis in island arcs // Carnegie Institution of Washington Year Book. 1980. V. 79. P. 465–472.

Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86. P. 159–169.

Stern R.J., Bloomer Sh.H., Ping-Nan Lin, Smoot N.Chr. Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophialite analoque // Tectophysics. 1989. V. 168. № 1–3. P. 151–170.

Stüben D., Bloomer S.H., Taibi N.T. et al. First results of study of sulphur-rich hydrothermal activity from an island-arc environment: Esmeralda Bank in the Mariana Arc // Marine Geology. 1992. V. 103. P. 521–528.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Taibi N.E. Meeresbodenkartierung und Untersuchungen zum Hydrothermalismus im Marianen-"Back-arc"-Trog und im Bereich der Esmeralda Caldera, NW-Pazifik:

Bottom photography mapping and hydrothermal processes in the Mariana back-arc trough and in the Esmeralda Caldera, NW Pacific // Berichte – Reports, Geological & Paleontological Institute Christian Albrechts Universitat Kiel, Deutschland. 1992. № 52. 129 s.

Tanakadate H. Volcanoes in the Mariana Islands in the Japanese Mandated South Seas // Bulletin Volcanology. 1940. Ser. 2. № 6. P. 199–223.

Tayama R. Geomorphology, geology and coral reefs of the north Marianas group. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku Imp. Univ. 23. 1936. 81 p. (in Japanese).

Turkay M., Sakai K. Decapod Crustaceans from a Volcanic Hot Spring in the Marianas // Senckenbergiana maritime. 1995. V. 26. № 1–2. P. 25–35.

Vermeesch P. Tectonic discrimination diagrams revisited // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. № 66. P. 1–55. https://doi.org/10.1029/2005GC001092

Wang X., Wang Z., Liu Y. et al. Calcium Stable Isotopes of Tonga and Mariana Arc Lavas: Implications for Slab Fluid-Mediated Carbonate Transfer in Cold Subduction Zones // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126. e2020JB020207. 19 p. https://doi.org/10.1029/2020JB020207

Zabarinskaya L., Rashidov V., Sergeyeva N. Deep Mariana Island Arc: Highlights of the Tectonosphere // Pure and Applied Geophysics. Pure and Applied Geophysics. 2022. V. 179. P. 3917–3929. https://doi.org/10.1007/s00024-022-02960-x

The Underwater Esmeralda Volcano (Mariana Island Arch) and some Features of the Composition of its Composition Rocks

V. V. Ananyev^{1, *}, V. V. Petrova^{2, **}, and V. A. Rashidov^{1, ***}

¹Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia ²Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: aversun@yandex.ru **e-mail: v.petrova.v@gmail.com

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

A generalization of the available original data and literature data on the geological and geophysical knowledge of the underwater volcano Esmeralda, located in the Mariana Island Arc, has been carried out. As a result of studying the rocks dredged during the 4th and 5th cruises of the R/V Vulkanolog at the present level, new data were obtained on the silicate and rare-element composition of the rock samples that make up this underwater volcano. It has been established that the studied volcanic edifice is composed of five types of rocks: basalts, basaltic andesites, dacites, gabbro, and basanites. For the first time, samples of dacite and basanite have been discovered, indicating that the petrochemical diversity of the underwater volcano Esmeralda is wider than previously thought. All dredged rocks are characterized by a slightly increased content of incoherent elements LILE and HFSE. The studies carried out made it possible to attribute the main part of the dredged rocks to the association of island-arc ferruginous tholeiites (IAB, IAT) and only the composition of a single sample of alkaline basalt (basanite) falls into the field of alkaline basalts of oceanic islands (OIB, OIA). The increased content of iron in plagioclase phenocrysts confirms that the rocks belong to the high-iron tholeiite association.

Keywords: underwater volcano Esmeralda, Mariana Island Arc, petrological and mineralogical features
УДК 551.24

НЕОТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ: СЕЙСМИЧНОСТЬ, РАЗЛОМЫ И ВОЗДЕЙСТВИЕ АТЛАНТИКО-АРКТИЧЕСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2024 г. С. Ю. Соколов^{а, *}, А. С. Абрамова^а, С. И. Шкарубо^b, Р. А. Ананьев^с, Е. А. Мороз^а, Ю. А. Зарайская^а

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия ^bAO "Морская арктическая геологоразведочная экспедиция", *vл. Софьи Перовской, 26, Мурманск, 183038 Россия* ^сИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117218 Россия *e-mail: sysokolov@yandex.ru Поступила в редакцию 15.04.2023 г. После доработки 12.10.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.

В работе проанализирована сейсмичность в пределах шельфа Баренцева моря, обрамляющих его хребтах Книповича и Гаккеля, проведено сравнение ее пространственного распределения с разломной сетью, установленной по данным сейсморазведки, и получены кинематические характеристики пространственной миграции сейсмической активности. Показано, что сейсмические события, зарегистрированные норвежской региональной сетью NORSAR в пределах Российской части шельфа Баренцева моря, группируются в линейные кластеры вдоль разломов сдвиговой кинематики. Разломная сеть смещает мезозойские сейсмокомплексы и выходит на поверхность дна, смешая четвертичные отложения, что однозначно указывает на современный возраст нарушений, вдоль которых сгруппированы линейные кластеры слабой сейсмичности. Расчет суммарного сейсмического момента в пространственно-временном измерении показал наличие миграции сейсмической активности вдоль коротких фрагментов разломов на шельфе со скоростями от 10.5 до 25.7 км/год. Отмечен всплеск общей активности в районе шельфа начиная с 2012 г. Сопоставление временной эволюции сейсмической активности на шельфе с фрагментами Атлантико-Арктической рифтовой системы дает основания полагать, что она является воздействием тектонических деформационных волн, возбуждаемых вдоль геодинамически активной межплитной границы и распространяющихся на шельф со скоростью 20-22 км/год. Менее вероятна скорость миграции со скоростями до 77 км/год. Существует возможность, что увеличение интенсивности сейсмической активности на шельфе после 2012 г. является не эмиссией от воздействия медленной деформационной волны, а результатом прямого триггерного воздействия на шельф со стороны структур хребтов Книповича и Гаккеля.

Ключевые слова: сейсмичность, хребты Книповича и Гаккеля, неотектоника, Баренцево море, сейсмические разрезы, разломная сеть, скорость миграции сейсмической активности

DOI: 10.31857/S0203030624010066, EDN: PUXKKM

ВВЕЛЕНИЕ

Тема нашего исследования неотектоники в пределах восточной части шельфа Баренцева моря связана с наличием геодинамически активного обрамления его акватории и переходной зоны континент-океан (рис. 1). Книповича (с трогом Лена) и хребет Гаккеля.

С северо-запада вблизи континентальных окраин пассивного типа и шельфов Евразии расположены два практически перпендикулярных друг другу сегмента Атлантико-Арктической рифтовой системы (ААРС) – хребет



Рис. 1. Сейсмичность северо-западного обрамления шельфа Баренцева моря по данным (USGS, 2022) для событий с магнитудой >2.5 раздельно для интервалов глубин 0–13 и 13–40 км, разломная сеть по данным [Harrison et al., 2008], четвертичные вулканы по данным [Сироткин, Шарин, 2000] и параметры движения станции GPS NYA1 по данным [Heflin et al., 2020; GPS ..., 2022].

Показаны: область расчетов пространственно-временной эволюции суммарного момента слабых сейсмических событий по данным [NORSAR..., 2022] за период 2001–2020 гг. (синий прямоугольник) и положение фрагментов разрезов (красные линии). Топоснова приведена по данным IBCAO [Jakobsson et al., 2020].

По данным [USGS ..., 2022] они характеризуются интенсивным проявлением сейсмичности, типичным для структур растяжения срединно-океанических хребтов. На архипелаге Шпицберген установлены четвертичные вулканы [Сироткин, Шарин, 2000] и горизонтальные смещения на поверхности литосферы по данным GPS [Heflin et al., 2020; GPS ..., 2022] со скоростью 17.9 мм/год и азимутом 36° (см. рис. 1). Еще одним признаком активной геодинамики в пределах шельфа является наличие аномально горячей мантии под архипелагом Шпицберген и его окрестностями [Gac et al., 2016], что абсолютно нетипично для шельфовых континентальных областей Арктики [Яковлев и др., 2012]. Это подтверждается рифтогенными значениями теплового потока,

измеренного в троге Орла в 25-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", равного 550 мВт/м², что в ~8 раз превышает фоновые значения для шельфов [Хуторской и др., 2009]. По региональным сейсмотомографическим данным [Bungum et al., 2005] под северо-западной угловой частью шельфа Баренцева моря расположена депрессия изоповерхности скоростей Р-волн 8.3 км/с [Соколов и др., 2023а], также указывающая на необычное реологическое состояние мантии под континентальным регионом.

Особенностью восточной части шельфа также является разломная сеть [Harrison et al., 2008], надежно установленная по данным структурной сейсморазведки и полностью представленная на Государственных геологических картах



Рис. 2. Сейсмичность шельфа Баренцева моря по данным [NORSAR ..., 2022] за период с 2008 по 2012 гг. для событий с магнитудой >2.5, разломная сеть по ГИС данным Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия) с дифференциацией разломов по кинематическому типу по [Карта ..., 2004].

масштаба 1:1000000 для восточной части Баренцева моря [Карта ..., 2004]. Она содержит протяженные левосдвиговые разломы, ориентированные под углом ~45° к континентальной окраине (см. рис. 1). Рисовка разломов в Норвежской части акватории прерывается из-за недостаточной информации, учтенной в международной геологической карте [Harrison et al., 2008]. Сравнение сдвигов с глубинными мантийными срезами томографической модели [Bungum et al., 2005], сделанное в работе [Соколов и др., 2023а], показывает связь их геометрии с мантийными неоднородностями. При рассмотрении более детальных данных о разломах [Никитин и др., 2018] видно, что они сопровождаются "плотной" оперяющей сетью, которая не показана на картах 1:1000000. Исследования верхней части разреза осадков Баренцева моря и его сейсмичности [Мусатов, 1998; Крапивнер, 2007; Antonovskaya et al., 2021] показали, что его акватория содержит многочисленные элементы неотектоники, сейсмическую активность далеко за пределами дивергентных межплитных границ

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

(см. рис. 1) и подвержена воздействию тектонических деформационных волн. Отмеченные факты в совокупности с данными [Соколов и др., 2023б] о пространственной миграции зоны сочленения хребтов Книповича и Мона на восток указывают на геодинамическое воздействие активных структур на шельф и его возможную тектоническую активизацию, развивающуюся в восточном и юго-восточном направлении. Анализу аспектов взаимосвязи шельфовых разломов, телесейсмических данных и региональной сейсмичности по данным [NORSAR, 2022] посвящена настоящая работа.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И РАЗЛОМЫ

Сейсмичность Баренцева моря по данным региональной сети [NORSAR ..., 2022] (рис. 2) указывает на существование внутриплитных событий с эпицентрами, сгруппированными параллельно бровке шельфа, с механизмами сдвига с субмеридиональной ориентацией

СОКОЛОВ и др.



Рис. 3. Фрагмент опорного сейсмического разреза 4-АР в северной части Баренцева моря, пересекающий зону сдвиговых дислокаций северо-западной ориентации (см. рис. 1 и 2).

Сплошными красными линиями показаны уверенно выделяемые разломы и оперение отрицательных и положительных цветковых структур, выходящее к поверхности дна. Пунктирными красными линиями показаны главные сдвиговые дислокации. Фиолетовой линией показан опорный триасовый горизонт A₂(T₂). Положение фрагмента показано на рис. 1.

плоскостей смещений [Olesen et al., 2000] и растяжения с субширотной ориентацией [Keiding et al., 2018]. Эти данные указывают на тектоническую активизацию шельфа вблизи его западной окраины и ее возможную миграцию на восток [Соколов и др., 2023б]. Визуализация данных [NORSAR ..., 2022] для магнитуд >2.5 за период наблюдений с 2008 по 2012 гг. показывает, что в северо-восточной части Баренцева моря эпицентры группируются в линейные цепочки северо-западной ориентации (см. рис. 2). Это единственное место в восточной части акватории, где данные NORSAR [NORSAR ..., 2022], в основном являющиеся детекцией случайных выбросов шума, показали группирование этих событий в линейные кластеры (см. рис. 2), резко отличающиеся от хаотичного распределения. Сопоставление их пространственного распределения с разломной сетью, построенной в рамках проекта Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия) [Карта ..., 2004], показывает их привязку к разломам левой сдвиговой кинематики и оперяющих их дислокаций, которые на карте данного масштаба могут быть не показаны. Отчетливо проявленный западный кластер не просто расположен вдоль разлома, но и испытывает такой

же изгиб простирания около области с координатами ~44° в.д. и ~77° с.ш. В данном случае при большой статистике на фоне детекций со случайным пространственным распределением выявлены такие же слабые события, но с четкой пространственной корреляцией, отсутствующей у событий в действительно случайном процессе, которая имеет также привязку к современному тектоническому элементу. Отметим, что частота событий, ассоциированных с разломами, увеличивается при приближении к складчато-надвиговой структуре Новой Земли и уменьшается к югу акватории. Полагаем, что ассоциация кластеров с разломами случайностью не является, и расположением источника тремора являются именно разломные структуры.

Северная переходная зона континент—океан в Баренцевом море представлена сейсмичностью, зарегистрированной Архангельской сейсмологической сетью [Морозов и др., 2014; Могоzov et al., 2015]. Эти данные представлены событиями вдоль бровки шельфа, которые А.Н. Морозов с соавторами интерпретируют как следствие изостатического отклика на осадочную нагрузку на границе континент—океан. Кроме того, в работах [Морозов и др., 2014; Могоzov et al., 2015] выделены события, связанные с деструкцией



Рис. 4. Фрагмент сейсмоакустического разреза ABP51_2209212244, полученного высокочастотным профилографом ParaSound P-35 в 51-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" (октябрь-ноябрь 2022 г., ИО РАН, ГИН РАН) в центральной части Баренцева моря, пересекающий зону сдвиговых дислокаций северо-западной ориентации. Красными линиями показаны сбросы и взбросы, нарушающие верхнюю часть разреза и выходящие к поверхности дна. Положение фрагмента показано на рис. 1.

коры в области северных трогов, которые ассоциированы с тепловым потоком, имеющим рифтогенные значения [Хуторской и др., 2009]. Этот процесс связан с наличием аномально горячей мантии в северо-западном обрамлении шельфа Баренцева моря [Bungum et al., 2005], также объясняющей четвертичный вулканизм на архипелаге Шпицберген [Сироткин, Шарин, 2000] и интенсивную сейсмичность на его южном обрамлении [ISC ..., 2023], которая анализируется в настоящей работе.

В рамках проекта геологического картирования в масштабе 1:1000000 обрабатывался значительный объем данных структурной 2D сейсморазведки, в разрезах которого разломные нарушения установлены абсолютно достоверно. На рис. 3 приведен фрагмент разреза, на котором выделяется система разломов, выходящих на поверхность дна. Причем в пределах короткого фрагмента выделены цветковые структуры положительного и отрицательного знака, указывающие на существование сложной мозаики из режимов локальной транстенсии и транспрессии вблизи сдвиговой зоны. Аналогичные нарушения выделяются около сдвигов в более южной части Северо-Восточной части Баренцева моря [Соколов и др., 2023а]. Прослеживание разломов до поверхности дна акватории с большой вероятностью указывает на современный возраст дислокаций и их продолжающееся действие, имеющее рельефообразующий эффект

(см. рис. 3). Детальное исследование самой верхней части разреза осадков (ВЧР) (рис. 4), выполненное в 51 рейсе НИС "Академик Борис Петров", отчетливо показывает выходы разломов на поверхность дна, определяемые по сочетанию неровностей рельефа и смещениям высокоамплитудного придонного рефлектора, и имеющие разнонаправленную кинематику. Если разрешающая способность сейсмических данных и эффективная длительность донного отражения составляет $\sim 40-50$ мс (см. рис. 3), то в сейсмоакустических разрезах (см. рис. 4) эффективная длительность сейсмограммы с дислокациями в разрезе полностью укладывается в этот интервал. Это демонстрирует в высокочастотных разрезах характер выхода глубинных разломов на поверхность без маскировки интенсивным донным отражением по данным глубинной 2D сейсморазведки.

ВЧР осадочной толщи в разных частях Баренцева моря [Solheim et al., 1998] характеризуется сильной переменчивостью состава, мощностью рыхлых четвертичных отложений и диамиктона [Крапивнер, 2018; Дунаев и др., 1995]. Они залегают на эродированных мезозойских комплексах [Шипилов, Шкарубо, 2010], смещения которых по глубинной разломной сети передается в ВЧР. Мерзлые породы [Крапивнер, 2018] и BSR (bottom simulated reflector – псевдодонный рефлектор на подошве газовых гидратов) являются флюидоупором для свободного газа и усиливают динамику придонных рефлекторов около глубинных разломов, выходящих на поверхность, по которым осуществляется дегазация. Скопления газа увеличивают амплитудную контрастность смещенных рефлекторов и повышают надежность определения разломов. Привязка тремора данных [NORSAR ..., 2022] к этим разломным структурам очевидна (см. рис. 2), но имеет неочевидную интерпретацию его происхождения.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Для иллюстрации сейсмичности вдоль ААРС использовались данные каталога [USGS ..., 2022], полученные для исследуемого региона с использованием океанической скоростной модели, показывающей положение облака эпицентров без смещения от оси рифтовой системы (см. рис. 1). Для расчетов характеристик сейсмического процесса в западной части Баренцева моря использовались данные каталога [ISC ..., 2023]. События регионального каталога [NORSAR ..., 2022] (см. рис. 2) получены в автоматическом режиме детекции времени и координат с использованием детальной скоростной модели NORSAR3D [Ritzmann et al., 2007], характерной для континентального строения шельфов и учитывающей разделение коры на осадочный и кристаллический этажи. Интервал 2008-2012 гг. для рис. 2 был выбран не случайно, поскольку в 2008 г. 21 февраля на юге Шпицбергена произошло событие с $M_w = 6.1$, вызвавшее значительный микросейсмический отклик в пределах архипелага. Эта активность в пределах шельфа уникальна и геодинамические аспекты ее появления в данном районе обсуждаются в работах [Соколов и др., 2023а, 20236]. Региональная сеть NORSAR регистрирует события с магнитудой от -2 в пределах всей акватории Баренцева моря методом автоматической детекции, который в основном формирует ложные срабатывания. Появление пространственной корреляции (см. рис. 2) показывает, что в массиве автоматически выделенных хаотичных событий присутствует доля таких же слабых, но имеющих геометрическую привязку к разломам с проявлением неотектоники, событий, которые могут быть интерпретированы как следствие процессов вдоль этих нарушений в земной коре. Кроме того, как

будет показано далее, для этих разломов существует тенденция пространственно-временного смещения, которая полностью отсутствует на большей части исследуемого района. Линейные кластеры событий появляются не только по пространственным координатам, но и по времени. Это исключает случайный характер конфигурации сейсмичности [NORSAR ..., 2022] для исследованной части акватории.

Для нашего исследования была сделана выборка в период с 2001 по 2020 гг., в котором число событий, зарегистрированных двумя и более станциями, составляет ~550 тысяч. Такой объем автоматически выявленных событий делает результаты их линейной пространственной привязки статистически значимым, несмотря на наличие неверных определений. Иллюстрация выхода глубинных разломов к поверхности дна проведена с использованием материалов Российского Геологического Фонда. Иллюстрация разломов в ВЧР проведена с использованием данных высокочастотного профилографа ParaSound P-35 в 51-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" (октябрь-ноябрь 2022 г., ИО РАН, ГИН РАН).

МЕТОДЫ РАСЧЕТА

Наличие данных о сейсмических событиях за 20 лет в количестве ~550 тысяч позволяет получить статистически значимую картину их пространственного распределения в акватории Баренцева моря, в том числе в ее Российской части. Нами рассчитывался суммарный сейсмический момент как для осевой части ААРС (раздельно для хребтов Книповича и Гаккеля) по данным USGS, так и для событий в пределах шельфа по данным NORSAR по известной эмпирической зависимости момента от магнитуды событий Гуттенберга-Рихтера. Для расчетов были выбраны коэффициенты по [Болдырев, 1998], где исследовался сейсмический процесс в Северной Атлантике. Для указанных сегментов ААРС вычислялись суммы выделившегося момента по годам начиная с 1950 г. Для шельфовой области расчет велся для района, расположенного преимущественно в Российской части, который показан на рис. 1. Суммы вычислялись для пространственных ячеек 10×10 км и с интервалом в 1 год с 2001 по 2020 гг. В результате был сформирован трехмерный массив (куб)



Рис. 5. Суммарный сейсмический момент (от 0 до 155×10¹³Дж) в восточной части Баренцева моря по ячейкам (10×10 км)×(1 год) по данным NORSAR [NORSAR ..., 2022] за период 2001–2020 гг.

Учитывались события с магнитудой от -2. Разломная сеть 1:1000000 по данным листа Т-37-40 [Карта ..., 2004]. Стрелками показаны тренды пространственно-временного смещения энерговыделения с кажущимися скоростями вдоль плоскостей вертикального сечения трехмерного массива.

а — обзор с юга на север на субширотное сечение суммарного сейсмического момента, б — обзор с востока на запад на субмеридиональное сечение суммарного сейсмического момента.

данных, что позволило представить результаты суммарного момента в 3D виде с возможностью формирования 2D вертикальных срезов в его ортогональных сечениях. Вертикальные срезы куба показаны на рис. 5. Каталог NORSAR, содержащий в районе расчета (см. рис. 1) ~240

тыс. событий с магнитудой от –2, обрабатывался специально написанным для решения данной задачи программным модулем на языке FORTRAN-90. Проводилось суммирование моментов от каждого события в 3D массив, в котором оси X и Y являются координатами

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024



Рис. 6. Область анализа сейсмичности по данным [NORSAR ..., 2022] вдоль зоны с линейным группированием эпицентров (см. рис. 2) по разломной сети Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия) с дифференциацией разломов по кинематическому типу по [Карта ..., 2004]. Показаны положения эпицентров для магнитуд >3.8.

в проекции UTM37 с возможностью регулировать шаг дискрета, а ось Z – третье измерение с временным дискретом в 1 год. Результаты расчетов загружались в ПО, позволяющее осуществить трехмерную визуализацию данных, а также получение интегральной выборки вдоль одной из осей и ее осреднение в плавающем окне.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственно-временные тренды сейсмического момента прослеживаются только в некоторых частях куба: в северной части района около сдвигов северо-западной ориентации и в восточной части района около сочленения сдвигов со структурами Новой Земли (см. рис. 2). На рис. 5 показаны субширотное и субмеридиональное сечения куба значений суммарного момента, на которых четко видны тренды этой пространственно-временной миграции максимумов момента со скоростью ~10.5 км/год от хребта Книповича на восток (см. рис. 5а) и со скоростью ~12.0 км/год от хребта Гаккеля на юг в пределах района Новой Земли (см. рис. 5б). Остальной объем куба представлен преимущественно хаотичным распределением отдельных суммарных пиков. Отметим возрастание сейсмического момента по сравнению с фоновыми значениями начиная с 2015 г. Это возрастание наиболее ярко



Рис. 7. Пространственно-временная структура сейсмичности по данным [NORSAR ..., 2022] вдоль области анализа (см. рис. 6) в полосе около разлома с линейным группированием эпицентров. Горизонтальная шкала долгот дополнена расстоянием вдоль области в километрах. Стрелками и цифрами указаны линии трендов и скорости смещения энерговыделения вдоль них.

выражено около северо-западного обрамления Новой Земли, где архипелаг стыкуется с системой сдвигов (см. рис. 2).

В акватории наиболее выраженным линейным кластером событий (см. рис. 2) является группа, расположенная вдоль наиболее длинного сдвига в северо-восточной части Баренцева моря и переходящая к северу в разломы неустановленной кинематики с изменением азимута на 10-15° ближе к северу. На рис. 6 выделена область этого кластера, для которого был сделана отдельная выборка из общего массива данных в период с 2001 по 2020 гг. Пространственно-временное распределение событий в этой области показано на рис. 7. Выделяются две зоны смещения сейсмической активности на юго-восток со скоростями ~22.8 и ~25.7 км/год. Компоненты этих скоростей в проекции на ось Х будут иметь значения, близкие к выделенным на ортогональном субширотном сечении рис. 5а. Около южной зоны видна пауза в сейсмичности длительностью ~4 года, в пределах которой активность затухает. В 2012 г.

в пределах всей зоны разлома выделяется синхронный всплеск активности, совпадающий с событием 22.06.2012 с магнитудой 4.18 (см. рис. 6). Начиная с 2016 г. синхронная активность вдоль всей зоны разлома становится более частой. Как показано на рис. 6, зарегистрировано несколько событий 2016, 2018 и 2020 гг. с магнитудами >3.8, с которыми связано проявление синхронной активности (см. рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные тренды смещения сейсмической активности на восток от хребта Книповича и на юг от хребта Гаккеля (см. рис. 5а, 5б) хорошо укладываются в гипотезу о существовании суперпозиции тектонических деформационных волн от двух геодинамически активных сегментов ААРС, обрамляющих Северо-Западный Арктический шельф [Antonovskaya et al., 2021]. Вместе с тем геометрия активных сегментов ААРС в указанных выше хребтах такова, что эти два сегмента сочленяются почти под углом 90° (см. рис. 1). Если исходить из того,



Рис. 8. Схема геодинамики района исследований с элементами, необходимыми для интерпретации тектоники внутри шельфа Баренцева моря.

Размеры векторов воздействия на плиту имеют условный характер.

что давление со стороны хребта (ridge push) является одной из трех основных сил, обеспечивающих действие механизма тектоники плит [Хаин, Ломизе, 2005], то ситуация должна приводить к формированию особого рисунка структурно-тектонических элементов сжатия в шельфовом квадранте, ограниченном этими сегментами ААРС, на направлениях под углом ~45° к обоим хребтам (рис. 8). В реальности подобных одинаково направленных от сегментов ААРС деформаций не наблюдается. Геодинамическая обстановка в районе хребта Книповича является транстенсией (растяжение со сдвигом) [Верба и др., 2000; Crane et al., 2001; Гусев, Шкарубо, 2001; Зыков, Балуев, 2008; Кутинов и др., 2015; Соколов и др., 2017; Зарайская, 2017; Соколов и др., 20236], что указывает на неодинаковое воздействие хребтов Гаккеля и Книповича на Баренцевоморский шельф. Тот факт,

что спрединг хребта Книповича имеет неортогональное направление к оси растяжения и на его флангах наблюдаются проявления деформаций сдвигового парагенеза, означает, что упрощенная рисовка направлений воздействия, обычно показываемая для активных рифтовых структур, в данном случае неприменима. Геодинамика района получает более реалистичную интерпретацию вместе с правосдвиговой компонентой смещения плиты к востоку от хребта Книповича (см. рис. 8). Это делает левосдиговую кинематику разломов северо-западной ориентации в восточной части акватории вполне объяснимой. Система левых сдвигов (см. рис. 1, 2, 8), ориентированная на северо-запад под углом ~45° к обоим хребтам, является надежно установленной на всей акватории Баренцева моря и с ней ассоциирована сейсмичность (см. рис. 2). По данным [Шипилов, 2004, 2015;



Рис. 9. Временная структура суммарного сейсмического момента хребтов Гаккеля (а) и Книповича (б) по данным [USGS, 2022], вдоль области анализа (см. рис. 6) в полосе около разлома с линейным группированием эпицентров (в) по данным [NORSAR ..., 2022] и в области шельфа к югу от архипелага Шпицберген (г) по данным [ISC ..., 2023].

Синими линиями показаны графики суммарного момента по годам. Красными линиями показаны графики, сглаженные в окне шириной 3 года. Расстояние от хребтов и внутриплитной сейсмичности указано до середины области разлома перпендикулярно осям спрединга. Цифры около наклонных кривых дают оценку скоростей смещения экстремумов момента в пространстве. Серые области показывают некоторые зоны синхронных экстремумов с разными амплитудами.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

Виноградов и др., 2005] схема девонско-триасовой рифтовой системы и ее юрско-меловая активизация имеют систему трансформных смешений, пространственная ориентация которых совпадает с разломами, выделенными на картах [Карта ..., 2004]. Это указывает на генетическую связь областей современной неотектоники с палеозойскими и мезозойскими структурными неоднородностями, но поднимает вопрос о геодинамическом механизме воздействия на плиту с блоковым строением в настоящее время. Обнаруженные тренды могут происходить как от подвижек вдоль разломов из-за несимметричного давления со стороны сегментов ААРС, так и вследствие эмиссии при прохождении деформационных волн через разломную неоднородность. Вероятнее всего имеет место комбинация факторов. Отделить их друг от друга в настоящий момент не представляется возможным, но имеющиеся данные позволяют определить некоторые количественные характеристики и возможные причинно-следственные связи между ними. В частности, сопоставим скорости пространственно-временной миграции сейсмической активности, которая сформирована тектоническими деформационными волнами внутри шельфа, с сегментами AAPC.

Скорость волн тектонических деформаций, сопровождающихся сейсмическим тремором, на коротких сегментах разломов по данным [Быков, 2005, 2018] может достигать 10-15 км/год и увеличиваться до первых сотен километров в год на протяженных тектонических элементах типа зон субдукции. Основой для определения скоростей является пространственно-временное отображение сейсмического процесса, которое в пределах разломной зоны шельфа (см. рис. 5а, 5б) дает в проекции на оси Х и Ү значения ~10.5 и ~12.0 км/год соответственно, а вдоль разлома ~22.8 и ~25.7 км/год (см. рис. 7). Особо выделяется активизация выделения сейсмической энергии в 2012 г. и в период с 2016 по 2020 гг. Нами были рассчитаны суммарные моменты по годовым дискретам для шельфовой разломной зоны по данным [NORSAR ..., 2022] и сопоставлены с суммарными моментами для хребтов Книповича и Гаккеля по данным [USGS ..., 2022] и области внутришельфовой сейсмичности около архипелага Шпицберген по данным [ISC ..., 2023 (без данных по Новой

Земле)] (рис. 9) по методике сопоставления смещенных во времени минимумов, представленной в работе [Antonovskaya et al., 2021], только по смещению максимумов.

На графиках представлены как суммы по годам, так и осредненные значения в плавающем окне длительностью 3 года, которые показывают эволюцию выделения момента в более сглаженном виде. Увеличивать длительность окна сглаживания до 5 лет и более нецелесообразно, поскольку при этом начинают появляться ложные минимумы в тех интервалах времени, где на исходных данных находятся локальные максимумы момента. Одной из главных особенностей графиков момента для почти ортогональных сегментов ААРС является синхронность максимумов (см. рис. 9). Серыми полосами показаны области синхронных пиков для хребтов Книповича и Гаккеля. Особо отметим также совпадающую на обоих графиках область тишины с 1968 по 1988 гг. Такой характер выделения сейсмической энергии указывает на наличие общего планетарного фактора, являющегося триггером для разрядки тектонических напряжений (или подъема магмы) на сегментах ААРС, расположенных в ~1000 км друг от друга без временного смещения.

Рисунок 9в показывает суммарный момент для зоны разлома (см. рис. 6), вдоль которой были установлены тренды миграции активности (см. рис. 5а, 7). Его особенностью является 12-летняя область "тишины" до пика 2012 г., которому в ААРС (см. рис. 9а, 9б) нет аналога. Максимум 2016-2020 гг. имеет аналог в максимумах ААРС и на шельфе по данным [ISC ..., 2023] (см. рис. 9г). Это также может указывать на общий триггер для всех областей в указанный период времени. Если мы предположим, что график суммарных значений момента в зоне разлома вызван запаздывающим воздействием от сегментов ААРС, то целесообразно его сопоставление с пиками, которым предшествует достаточно длительный период тишины. Если предположить, что это пики 1963 и 1966 гг. на хребтах Гаккеля и Книповича соответственно, то мы получим значения скоростей ~20.8 и ~22.0 км/год, которые хорошо совпадают с определяемой по многим точкам скоростью миграции в зоне разлома (см. рис. 5а, 7). Если мы сопоставим график рис. 9в с пиками 1991

и 1998 гг., то получим значения скоростей ~50 и ~77 км/год, которые также являются правдоподобными. В работах [Гарагаш, Лобковский, 2021; Лобковский и др., 2023] определена скорость миграции волн тектонических деформаций, равная ~100 км/год для районов Арктики и Антарктики, возникающих из-за воздействия сильнейших событий в зонах субдукции. В обрамлении акватории Баренцева моря таковые отсутствуют, но учитывая планетарный характер этих событий и вызванных ими деформационных волн, можно допустить их влияние и на ААРС, и на область шельфов.

При расчетах моментов, показанных на рис. 9б, не учитывалась внутриплитная сейсмичность к югу от архипелага Шпицберген, как не имеющая отношения к рифтовой структуре ААРС. Данные по этой области были получены из каталога [ISC, 2023] и расчет моментов по годам представлен на рис. 9г. К сожалению, данный каталог не содержит сильных событий на район разлома северо-западной ориентации, для которого мы использовали каталог [NORSAR ..., 2022]. Применив к пику 2012 г. рис. 9в описанный выше подход для сопоставления с максимумами каталога ISC 1976 и 2003 гг. с периодами тишины перед ними (см. рис. 9г), мы получаем значения скоростей предполагаемого смещения ~17 и ~67 км/год соответственно, которые дают сходный диапазон со значениями от максимумов от ААРС (см. рис. 9а, 9б).

Если процесс распространения деформационной волны от ААРС, запускающей локальную сейсмичность вдоль разлома, проходя через внутриплитную область с сильными событиями, влияет также и на нее, то скорости распространения от ААРС до зоны к югу от архипелага Шпицберген также должны быть сопоставимы с теми, которые мы определили при сопоставлении с зоной разлома. Пики на рис. 9г 1976 и 2023 гг. не попадают в общую картину синхронного энерговыделения вдоль ААРС, хотя географически эти районы близки. Из этого может следовать возможное влияние ААРС на сейсмический процесс в западной части шельфа. Полученные оценки скоростей для этих пиков по смещениям от сходных пиков вдоль ААРС составляют ~44 и ~36 км/ год соответственно (см. рис. 9г). Возможным

объяснением этих значений может быть то, что деформационная волна проходит океаническую часть пути со скоростями в 2 раза бо́льшими, чем шельфовую часть.

Представляется, что в случае Баренцева моря более предпочтительным является решение со скоростями, близкими значениям 10-22 км/год, поскольку они подтверждаются на коротких фрагментах разломов с непрерывной трассировкой от года к году на пространственной сетке 10 км, как, например, на рис. 5а или рис. 7. Сопоставление между пиками удаленных друг от друга структур может стать источником ошибки, поскольку между ними отсутствует непрерывное прослеживание. В сейсморазведке удовлетворительная коррелируемость рефлекторов достигается в том случае, когда от трассы к трассе перекрытие зоны Френеля составляет не менее 50%. Аналогично этому примеру, для сейсмически активных структур уверенное прослеживание возможного продвижения деформационной волны необходимо осуществлять на серии более плотно расположенных объектов, так как на удалении в 1000 км есть возможность неправильного сопоставления максимумов момента. Полагаем, что в случае прямого давления со стороны рифтовой структуры (ridge push) на крылья сдвига или триггерного воздействия сильного события пики сейсмического момента на ААРС и на шельфе должны быть синхронны, без смещений во времени. Подобное совпадение наблюдается только для периода с 2016 по 2020 гг.

выводы

1. Слабые сейсмические события, зарегистрированные региональной сетью NORSAR в пределах Российской части шельфа Баренцева моря в период с 2001 по 2020 гг., группируются в линейные кластеры вдоль разломов сдвиговой кинематики, надежно установленных структурной 2D сейсморазведкой и ориентированных под углом ~45° к геодинамически активным сегментам Атлантико-Арктической рифтовой системы – хребтам Книповича и Гаккеля, обрамляющим шельф с запада и севера.

2. Разломная сеть, установленная по данным структурной сейсморазведки и высокочастотного профилирования, смещает мезозойские сейсмокомплексы и выходит на поверхность значно указывая на современный возраст нарушений, вдоль которых сгруппированы линейные кластеры слабой сейсмичности.

3. Расчет суммарного сейсмического момента в пространственно-временном измерении показал наличие миграции сейсмической активности вдоль коротких фрагментов разломов на шельфе в субширотном направлении на восток со скоростью 10.5 км/год и в субмеридиональном направлении на юг со скоростью 12.0 км/год. Миграция сейсмической активности вдоль зоны разлома с наиболее выраженным линейным кластером слабых событий составляет от 22.8 до 25.7 км/год. Отмечен всплеск общей активности в районе шельфа начиная с 2012 г.

4. Сопоставление временной эволюции сейсмической активности на шельфе с аналогичными графиками для фрагментов ААРС и активной зоны внутри шельфа дает основания полагать, что она является воздействием тектонических деформационных волн, возбуждаемых вдоль геодинамически активной межплитной границы и распространяющихся в пределах шельфа со скоростью 20-22 км/год. Менее вероятно воздействие со стороны рифтовой системы, распространяющееся со скоростями от 50 до 77 км/год, поскольку области сравнения удалены на большое расстояние, а в пределах зоны шельфового разлома скорость от 22.8 до 25.7 км/год достоверно установлена по непрерывному смещению значений момента на коротких пространственных сегментах.

5. Увеличение интенсивности сейсмической активности на шельфе после 2012 г. скорее всего не является эмиссией от воздействия медленной деформационной волны, проходящей через структурную неоднородность, установленную сейсморазведкой. Этот максимум момента в зоне разлома на шельфе синхронизирован с аналогичными максимумами в рифтовых структурах ААРС и на шельфе к югу от архипелага Шпицбергена, что указывает на возможность прямого триггерного воздействия на шельф со стороны структур ААРС.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу судна НИС "Академик Борис Петров" и научному составу 51-го рейса (октябрь-ноябрь 2022 г.) за самоотверженный труд

дна, смещая четвертичные отложения и одно- в тяжелых условиях, сделавший возможным получение полевых материалов, использованных в настоящей работе. Авторы также выражают благодарность Российскому Федеральному Геологическому Фонду (https://rfgf.ru) за доступ к сейсмическим данным северной части Баренцева моря.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00578 "Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болдырев С.А. Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта. М.: НГК РФ, 1998. 124 с.

Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. T. 46. № 11. C. 1176-1190.

Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721-754. DOI: 10.5800/ GT-2018-9-3-0369

Верба В.В., Аветисов Г.П., Шолпо Л.Е., Степанова Т.В. Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 4. C. 3-13.

Виноградов А.Н., Верба М.Л., Верба В.В. и др. Основные черты геологического строения Евро-Арктического региона // Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 16-39.

Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Деформационные тектонические волны как возможный триггерный механизм активизации эмиссии метана в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 1. C. 42-50. DOI: 10.25283/2223-4594-2021-1-42-50

Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. 2001. T. 3. № 2. C. 165-182.

Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Приновоземельский шельф в позднечетвертичное время // Океанология. 1995. Т. 35. № 3. C. 440-450.

Зарайская Ю.А. Особенности сегментации и сейсмичности ультрамедленных срединно-океанических

№ 2. C. 67-80.

Зыков Д.С., Балуев А.С. Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 20-26.

Карта дочетвертичных образований. Т-37-40 (Земля Франца-Иосифа, южные острова). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия). Лист 1 / Отв. редактор Б.Г. Лопатин. СПб.: МАГЭ, ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, 2004.

Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. C. 73-89.

Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беленович Т.Я. Арктическая окраинно-планетарная зона // Арктика: экология и экономика. 2015. № 4 (20). С. 38-47.

Лобковский Л.И., Баранов А.А., Рамазанов М.М., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Алексеев Д.А. Возможный сейсмогенно-триггерный механизм эмиссии метана, разрушения ледников и потепления климата в Арктике и Антарктике // Физика Земли. 2023. № 3. C. 33-47. DOI: 10.31857/S0002333723030080

Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Конечная Я.В. Сейсмичность северной акватории Баренцева моря в районе трогов Франц-Виктория и Орла // Геотектоника. 2014. № 3. C. 78-84.

Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157-183.

Никитин Д.С., Горских П.П., Хуторской М.Д., Иванов Д.А. Структурно-тектонические особенности Северо-Восточной части Баренцевоморской плиты по данным численного моделирования потенциальных полей // Геотектоника. 2018. № 2. С. 58–75. DOI: 10.7868/S0016853X18020042

Сироткин А.Н., Шарин В.В. Возраст проявлений четвертичного вулканизма в районе Бокк-фьорда (архипелаг Шпицберген) // Геоморфология. 2000. № 1. C. 95-106.

Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А. Амплитуды дизъюнктивных нарушений флангов хребта Книповича (Северная Атлантика) как индикатор современной геодинамики региона // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. C. 769-789. DOI: 10.5800/GT-2017-8-4-0316

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024

хребтов Книповича и Гаккеля // Геотектоника. 2017. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Шкарубо С.И. Неотектонические нарушения шельфа Баренцева моря и их генезис по данным морфометрии рельефа дна, сейсморазведки и глубинному строению мантии // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2023. T. 509. № 1. C. 62–68. DOI: 10.31857/S2686739722602484

> Соколов С.Ю., Агранов Г.Д., Шкарубо С.И., Грохольский А.Л. Юго-Восточный фланг хребта Книповича (Северная Атлантика): структура фундамента и неотектоника по геофизическим данным и экспериментальному моделированию // Геотектоника. 2023. № 1. C. 1–18. DOI: 10.31857/S0016853X2301006X

> Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

> Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В. и др. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. T. 424. № 2. C. 318-323.

> Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. C. 26-52.

> Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразиатско-Арктической континентальной окраины. Т. 1. Литолого-сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 266 с.

> Шипилов Э.В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60-85.

> Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261-1272.

> Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V. et al. Spatiotemporal Relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge System and Intraplate Seismicity of the European Arctic // Seismol. Res. Lett. 2021. V. 92. P. 2876-2890. DOI: 10.1785/0220210024

> Bungum H., Ritzmann O., Maercklin N. et al. Three-Dimensional Model for the Crust and Upper Mantle in the Barents Sea Region // Eos. 2005. V. 86. № 16. P. 1-3.

> Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, sedimentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. P. 153-205.

> Gac S., Klitzke P. Minakov A., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M. Lithospheric strength and elastic thickness of

the Barents Sea and Kara Sea region // Tectonophysics. 2016. V. 619. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.04.028

GPS Time Series Data. 2022. Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology. https://sideshow.jpl. nasa.gov/post/series.html

Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V. et al. Geological Map of the Arctic 1:5000000 // Geological Survey of Canada. 2008. Open file report 5816.

Heflin M., Donnellan A., Parker J., Lyzenga G., Moore A., Ludwig L.G., Rundle J., Wang J., Pierce M. Automated Estimation and Tools to Extract Positions, Velocities, Breaks, and Seasonal Terms from Daily GNSS Measurements: Illuminating Nonlinear Salton Trough Deformation // Earth and Space Science. 2020. V. 7. e2019EA000644. DOI: 10.1029/2019EA000644

ISC Bulletin: event catalogue search. 2023. (Выборка 2023.07.11). http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/ (doi: 10.31905/D808B830)

Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Nature. Scientific Data. 2020. V. 7. № 176. https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9

Keiding M., Olesen O., Dehls J. Neotectonic map of Norway and adjacent areas. Scale 1:3000000. Geological Survey of Norway. 2018.

Morozov A.N., Vaganova N. V., Konechnaya Y.V., Asming V.E. New data about seismicity and crustal velocity structure of the "continent–ocean" transition zone of the Barents-Kara region in the Arctic // Journal of Seismology. 2015. V. 19. P. 219–230.

NORSAR Seismic Bulletins. 2022. (Выборка 2022.03.01). https://doi.org/10.21348/b.0001 https://www.norsar.no/ seismic-bulletins/

Olesen O., Riis F., Lindholm C.D., Dehls J.F., Hicks E.C., Bungum H. Neotectonic map, Norway and adjacent areas. Scale 1:3000000 // Geological Survey of Norway. 2000.

Ritzmann O., Maercklin N., Faleide J.I., Bungum H., Mooney W.D., Detweiler S.T. A 3D geophysical model for the crust in the greater Barents Sea region: Database compilation, model construction and basement characterization // Geoph. J. Int. 2007. V. 170. P. 417–435. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03337.x

Solheim A., Musatov E., Heintz N. Geological aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barentz Sea // Meddelelser. 1998. № 151. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 120 p.

USGS Search Earthquake Catalog. 2022. (Выборка 2022.01.17). https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/ search/

Neotectonics of the Barents Sea shelf eastern part: seismicity, faults and impact of the Atlantic-Arctic Rift System

S. Yu. Sokolov^{1, *}, A. S. Abramova¹, S. I. Shkarubo², R. A. Ananiev³, E. A. Moroz¹, Yu. A. Zaraiskaya¹

 ¹Geological Institute Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia
²JSC Marine Arctic Geological Expedition, Sophia Perovskaya str., 26, Murmansk, 183038 Russia
³Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117218 Russia
*e-mail: sysokolov@yandex.ru

The paper analyzes seismicity within the Barents Sea shelf, Knipovich and Gakkel ridges framing it, compares its spatial distribution with the fault network defined from seismic data, and kinematic characteristics of seismic activity spatial migration are obtained. It is shown that seismic events recorded by the Norwegian NORSAR regional network within the Russian part of the Barents Sea shelf are grouped into linear clusters along shear kinematics faults. The fault network displaces Mesozoic seismic complexes and reaches the bottom surface, displacing quaternary deposits, which clearly indicates the modern age of displacements along which linear clusters of weak seismicity are grouped. The calculation

of the total seismic moment in the space-time dimension showed the presence of seismic activity migration along short fragments of faults on the shelf with velocities from 10.5 to 25.7 km/year. There has been a surge in general activity in the shelf area since 2012. A comparison of the temporal evolution of seismic activity on the shelf with fragments of the Atlantic-Arctic Rift system suggests that it is the effect of tectonic deformation waves triggered along the geodynamically active intraplate boundary and propagating to the shelf at a speed of 20–22 km/year. Migration rates with speeds up to 77 km/year are less likely. There is a possibility that the increase in the intensity of seismic activity on the shelf after 2012 is not an emission from the effects of a slow deformation wave, but the result of a direct trigger effect on the shelf from the structures of the Knipovich and Gakkel ridges.

Keywords: seismicity, Knipovich and Gakkel ridges, neotectonics, Barents Sea, seismic sections, fault network, migration rate of seismic activity

УДК 551.594.11:551.242.1

ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ

© 2024 г. О. П. Руленко*

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия *e-mail: rulenko@kscnet.ru Поступила в редакцию 13.02.2023 г. После доработки 28.03.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.

Исследуются малоизученные отрицательные бухтообразные аномалии атмосферного электрического поля у земной поверхности, которые регистрируются в сейсмоактивных регионах при "хорошей" для атмосферно-электрических наблюдений погоде. Обобщены и проанализированы результаты наблюдений этих аномалий; выяснены особенности их проявления, свидетельствующие о связи с деформированием приповерхностных пород при тектоносейсмическом процессе. На основе представлений об атмосферном электричестве установлен источник, которым является локальный отрицательный объемный заряд легких ионов, возникающий в приземном воздухе при отрицательном вертикальном градиенте электропроводности. Выяснено, что этот заряд и порождаемые им отрицательные аномалии электрического поля имеют деформационно-эманационную природу. Предложена схема образования данных аномалий; рассмотрена роль радона и торона в их возникновении. Обнаружено, что торон играет в некоторых случаях более важную, чем радон, роль.

Ключевые слова: атмосферное электрическое поле, сейсмоактивный регион, отрицательная аномалия, источник, природа, образование

DOI: 10.31857/S0203030624010074, EDN: PSVMTH

ВВЕДЕНИЕ

В динамике атмосферного электрического поля (АЭП) у земной поверхности отражаются процессы, протекающие не только в атмосфере, но и в земной коре, о чем свидетельствуют его аномальные возмущения перед землетрясениями. Они регистрируются при "хорошей"¹ погоде на фоне суточной локальной вариации АЭП в отсутствии возмущений метеорологических величин. Среди этих возмущений АЭП наиболее часто регистрируются уменьшения с изменением знака, которые являются аномальными при такой погоде. Они имеют в целом бухтообразную

форму, осложненную более слабыми короткопериодными вариациями. Такие отрицательные аномалии АЭП появляются обычно за 3-12 ч перед землетрясениями магнитудой M >3 на расстоянии до 250-300 км от эпицентра и обнаружены в различных сейсмоактивных регионах (Средняя Азия, Северный Кавказ и Закавказье, Камчатка, Китай, Япония, Индия). Во время этих аномалий градиент потенциала АЭП уменьшается от среднего значения порядка +130 В/м до минус первых десятков-первых сотен и даже до минус 900-1000 В/м. Их длительность составляет обычно 0.3-4 ч, но может быть до 10 ч в ночное время [Иманкулов и др., 1990; Мищенко, 2016; Руленко, 2000; Смирнов, 2005; Смирнов и др., 2017; Токтосопиев, 2007; Choudhury et al., 2013; Hao, 1989; Hao et al., 1998, 2000; Kachakhidze et al., 2009; Nikiforova et al., 2007; Silva et al., 2011].

¹ Под "хорошей" погодой в атмосферном электричестве считаются такие погодные условия в пункте наблюдений [Семенов, 1982], при которых действие локальных объемных зарядов, вызванных возмущениями метеорологических величин, незначительно.

Кроме этих отрицательных аномалий АЭП обнаружены отрицательные бухтообразные вариации АЭП в периоды сильных удаленных до 10000–12000 км землетрясений [Рябова, Спивак, 2021]. Но они имеют малую амплитуду (20–130 В/м), небольшую длительность (15–65 мин) и не содержат изменение знака.

Важно отметить, что граница земная кора – атмосфера, где возникают отрицательные аномалии АЭП, характеризуется сильными изменениями свойств контактирующих сред, широким перечнем одновременно существующих разнородных полей, их взаимодействием и преобразованием. Обмениваясь различными субстанциями и энергией, на этой границе наиболее активно взаимодействуют твердая и газообразная геосферные оболочки [Адушкин, Спивак, 2012, 2014]. Составной частью взаимодействия является воздействие литосферы на атмосферу, которое проявляется, в частности, в аномальных изменениях перед землетрясениями геофизических полей в приземной атмосфере. Поэтому исследование отрицательных аномалий АЭП следует, по нашему мнению, отнести к одной из задач нового научного направления – Приповерхностная геофизика [Адушкин, Спивак, 2019] и рассматривать эти аномалии как результат воздействия геодинамических процессов в земной коре на электрическое состояние приземной атмосферы.

Возникающие в сейсмоактивных регионах отрицательные аномалии АЭП изучены слабо. Неясно, с каким фундаментальным геофизическим процессом они связаны, где (в земле или в атмосфере) находится источник, какова их природа, и как они образуются. Исследование этих вопросов имеет фундаментальное и прикладное значение. Оно актуально для изучения воздействия земной коры на приземную атмосферу в сейсмоактивных регионах и выяснения особенностей проявления этих аномалий перед землетрясениями с целью использования в комплексном сейсмическом прогнозе. Данные вопросы рассматриваются в настоящей работе.

СВЯЗЬ С ТЕКТОНОСЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОЦЕССОМ

Отрицательные аномалии АЭП возникают перед локальными относительно пункта наблюдений землетрясениями, а также в их отсутствии вместе с увеличением высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных осадочных пород при усилении деформирования [Марапулец и др., 2010, 2011; Руленко и др., 2014]. По оценке [Руленко, 2003] предсейсмические отрицательные аномалии АЭП появляются внутри зоны, в которой находится эпицентр готовящегося землетрясения и ограниченной линией, где относительная деформация земной поверхности становится больше приливной (>10⁻⁸), рассматриваемой как фоновая [Добровольский, 1991]. Как предвестники в других геофизических полях, которые следуют временным флуктуациям напряженно-деформируемого состояния пород [Соболев, Пономарев, 2003], эти аномалии могут возникать и исчезать перед землетрясением несколько раз [Иманкулов и др., 1990; Нао, 1989; Нао et al., 1998, 2000], появляться одновременно в двух [Иманкулов и др., 1990; Моргунов, 2000; Руленко и др., 1992] и трех [Нао, 1989] пунктах. Они могут регистрироваться независимо от направления на эпицентр землетрясения [Нао, 1989], быть с изменением знака в одном и без изменения в другом пункте перед одним и тем же землетрясением [Руленко и др., 1992; Токтосопиев, 2007].

Отрицательные аномалии АЭП зарегистрированы во время активизации мировой сейсмичности [Руленко и др., 2010], когда возникает перестройка тектонических напряжений планетарного масштаба и может усилиться деформирование пород в пункте "Карымшина" (52.83°N, 158.13°E). Этот пункт находится в области пересечения разноранговых тектонических разломов Южной Камчатки [Сережников, Зимин, 1976], а разломные зоны характеризуются повышенной тензочувствительностью различных полей и их более сильными вариациями [Спивак, 2010], в том числе АЭП у земной поверхности [Моргунов и др., 1990]. В этом пункте отрицательные аномалии АЭП зарегистрированы вместе с увеличением высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных осадочных пород при деформации растяжения на два порядка больше приливной и отсутствии локальных землетрясений [Марапулец и др., 2011]. Эта деформация реальна, так как при небольших вариациях напряжений деформация пород усиливается в разломных зонах за счет нелинейных эффектов во много раз [Соболев, 1993].



Рис. 1. Регистрограмма градиента потенциала *V*' атмосферного электрического поля во временной окрестности катастрофического Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г.

Стрелками отмечены: 1 – главный толчок магнитудой $M_{\rm w}$ = 8.3; 2, 3 – самые сильные за 4 октября афтершоки, $M_{\rm b}$ = 6.3 (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/). А, Б – отрицательные бухтообразные аномалии градиента потенциала V'.

Можно ожидать, что отрицательные аномалии АЭП будут возникать не только до, но и после сильного землетрясения во время его сильных афтершоков, так как пред- и постсейсмические эффекты тесно связаны между собой и отражают изменения в геофизических полях, обусловленные деформациями пород на различных стадиях сейсмического процесса [Киссин, 2015]. Такой случай впервые наблюдался автором при катастрофическом Шикотанском землетрясении 4 октября 1994 г., $M_{\rm w} = 8.3$. На рис. 1 представлена регистрограмма градиента потенциала V' атмосферного электрического поля во временной окрестности этого землетрясения, которое произошло в районе Южных Курильских островов в 13:22 UTC (5 октября в 01:22 камчатского времени) и сопровождалось сильными афтершоками (https:// earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/). Регистрограмма получена в указанном выше пункте "Карымшина"², находящемся вдали от населенных пунктов и поселков.

По данным оператора-наблюдателя в рассматриваемый период времени стояла хорошая погода (отсутствовали облака и ветер, на ночном небе наблюдались звезды, температура воздуха была +8...+9°С). Поэтому влиянием метеорологических и техногенных факторов на поведение градиента потенциала V' можно пренебречь и считать два бухтообразных уменьшения (А, Б) при такой погоде аномальными [Чалмерс, 1974].

Как видно на рис. 1, первая аномалия (А) появилась перед главным толчком и была без изменения знака; вторая аномалия (Б) с изменением знака начала проявляться через 2.3 ч после главного толчка во время двух самых сильных за 4 октября афтершоков. Длительность аномалий была около 0.3 и 0.7 ч соответственно. Учитывая коэффициент редукции, наименьшее значение градиента потенциала V' над плоской поверхностью земли (абсолютное значение) было во время второй аномалии минус 200 В/м.

Два указанных афтершока свидетельствуют о продолжении интенсивного выделения накопленной в очаговой области упругой энергии и дальнейшей перестройке напряжений регионального масштаба, которая, вероятно, вызвала усиление деформирования пород в тензочувствительном пункте "Карымшина". Действительно, теоретический радиус зоны проявления предвестников по деформации земной поверхности $r = e^{M}$ (км) [Добровольский, 1991] равен 4000 км и значительно больше расстояния от эпицентра Шикотанского землетрясения до этого пункта в 1300 км. Поэтому возможно появление второй отрицательной аномалии V' в результате усиления деформирования пород.

Такие особенности проявления отрицательных аномалий АЭП свидетельствуют о связи

² Градиент потенциала V' измерялся при помощи электростатического флюксметра "Поле-2М" на высоте 2.9 м от поверхности земли, коэффициент редукции равен 0.33.

с деформированием приповерхностных пород при тектоносейсмическом процессе, который протекает постоянно в сейсмоактивных регионах и вызывает изменения напряженно-деформированного состояния пород земной коры. Сейсмический процесс является следствием большей, чем в асейсмичных регионах, скорости деформирования пород под действием тектонических сил [Садовский и др., 1987]. Используя термин "тектоносейсмический процесс", предложенный в работе [Певнев, 1988], вместо более распространенного термина "сейсмотектонический процесс" можно с позиции единого процесса деформирования пород рассматривать возникновение отрицательных аномалий АЭП при усилении деформирования пород без появления локального землетрясения и усилении их деформирования в зоне подготовки такого землетрясения. В обоих случаях эти аномалии обусловлены одним фактором - накоплением и перераспределением в пункте наблюдений деформаций приповерхностных пород под действием тектонических сил. Поэтому, как возмущения других геофизических полей, они не всегда будут отражать процесс подготовки землетрясения и быть предвестником, для чего необходимо попадание пункта в зону подготовки и появление сейсмогенной деформации пород. Такая особенность проявления хорошо согласуется с известными в прогнозе землетрясений "ложными тревогами" - аномалиями различных полей, которые не сопровождаются сильным землетрясением и "пропусками целей" в виде отсутствия каких-либо аномалий перед сильным землетрясением.

Заметим, что поведение электростатического поля в воздухе вдоль очистного забоя угольных шахт тоже свидетельствует о связи с напряженным состоянием пород, а время релаксации этого поля соответствует времени механической релаксации массива пород [Черский и др., 1988].

Если бы отрицательные аномалии АЭП порождались процессом в очаге готовящегося землетрясения, то следовало бы ожидать зависимость их параметров (времени появления, амплитуды, длительности) от магнитуды землетрясения и эпицентрального расстояния, но это не наблюдается [Иманкулов и др., 1990; Руленко, 2001; Смирнов, 2005; Kachakhidze et al.,

2009]. В литературе нет сведений о появлении этих аномалий в момент землетрясения, что свидетельствует об отсутствии связи с разрывом сплошности пород в очаговой области, когда происходит их максимальное деформирование. Все это согласуется с мнением о том, что большинство аномалий геофизических полей порождаются не в очаге готовящегося землетрясения, а возникают при деформации пород в зоне подготовки [Добровольский, 1991; Соболев, Пономарев, 2003]. Поэтому отрицательные аномалии АЭП будут иметь локальный характер проявления, который обусловлен фрагментарным строением земной коры, особенно вблизи поверхности, и, как следствие, мозаичностью пространственно-временного деформирования пород. Локальное проявление этих аномалий перед землетрясениями обнаружено во время длительных наблюдений в нескольких пунктах в Китае [Нао, 1989].

С позиции связи отрицательных аномалий АЭП с тектоносейсмическим процессом можно объяснить результаты наблюдений на Камчатке [Смирнов, 2005], где из 103 случаев этих аномалий только после 37 из них произошли землетрясения. Остальные 66 случаев обусловлены, на наш взгляд, усилением деформирования пород в пункте наблюдений без появления локального землетрясения или с непопаданием пункта в зону подготовки такого землетрясения. С этой же позиции можно объяснить регистрацию на Камчатке [Мищенко, 2016] отрицательных аномалий АЭП только перед четырьмя из 16 землетрясений в одном пункте и перед пятью из 11 землетрясений – в другом. Можно объяснить также результаты [Choudhury et al., 2013], где только перед 10 из 32 землетрясений Индии зарегистрированы отрицательные аномалии АЭП, хотя при всех 32 землетрясениях была хорошая погода. Становятся понятны результаты [Kachakhidze et al., 2009], где эти аномалии зарегистрированы только перед 29 из 41 землетрясений Кавказа.

ДВЕ ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НА НАХОЖДЕНИЕ ИСТОЧНИКА АНОМАЛЬНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ АЭП ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Существуют две точки зрения на нахождение источника аномальных возмущений АЭП

перед землетрясениями — в приповерхностных слоях земной коры и в приземном воздухе.

Источник в приповерхностных слоях земной коры

Возмущения АЭП объясняются появлением в области подготовки землетрясения крупномасштабного протяженного источника электрического тока, который может возникнуть при одновременном возбуждении в породах множества одинаково ориентированных локальных механоэлектрических преобразователей дислокационной или электрокинетической природы. Образование на концах такого источника нескомпенсированных электрических зарядов может индуцировать на земной поверхности заряд, который вызовет возмущение АЭП [Гохберг и др., 1982, 1985]. Подземный электрический ток и возмущения АЭП объясняются направленной диффузией точечных дефектов структуры в породообразующих минералах с ионным типом связи при наличии в них градиентов механических напряжений [Тарасов и др., 1990]. Появление вертикальной компоненты электрического поля в приповерхностных породах при изменении механических напряжений в очаге готовящегося землетрясения и ее возможное усиление в воздухе рассматриваются в работе [Алексеев, Аксенов, 2003]. В работе [Мальцев, Моргунов, 2005] обсуждается ансамбль элементарных электрических диполей, который может возникнуть в результате когерентной поляризации пород при деформации и создать макроскопическое электрическое поле, выходящее в атмосферу. Электрический ток, который может вынести на поверхность земли положительные заряды и создать в воздухе электрическое поле, способное проникнуть перед землетрясениями в ионосферу, рассматривается в работе [Kuo et al., 2011].

Отрицательные аномалии АЭП тоже связываются с механоэлектрическими процессами в приповерхностных слоях земной коры. Они объясняются токами электрокинетической природы, возникающими в результате диффузии поровой жидкости в породах при образовании микротрещин и увеличении пористости во время расширения [Нао et al., 1995]. В работе [Копейкин, 2011] теоретически показано, что при наличии подземной приповерхностной неоднородности с повышенной проводимостью будет уменьшаться АЭП у земной поверхности. Однако этим результатом нельзя объяснить отрицательные аномалии АЭП. Во-первых, в геоэлектрике неизвестны такие неоднородности длительностью, как эти аномалии (несколько часов), во-вторых, здесь нет изменения знака АЭП.

Появлению источника аномальных возмущений АЭП в приповерхностных слоях земной коры препятствует большая удельная проводимость пород σ , которая составляет $10^{-6} - 10^{-2}$ и увеличивается во влагонасыщенных осадочных породах до 10⁻¹-1 См/м [Электрические ..., 1984]. В результате, время релаксации электрического заряда $\tau = \epsilon \epsilon_0 / \sigma$, где ϵ – диэлектрическая проницаемость пород, ε_0 – электрическая постоянная, составляет 10^{-9} — 10^{-4} с. Поэтому для компенсации очень быстрой релаксации разделяемых зарядов в указанных выше работах привлекается протяженный источник электрического тока, который может возникнуть в породах под действием "сторонних" механических сил. В случае отрицательных аномалий АЭП время действия такого источника должно соответствовать их длительности, а вводимый в рассмотрение сторонний ток, обусловленный ненулевой плотностью переносимого заряда, должен иметь бухтообразную временную форму, сохранять устойчивую ориентацию в породах и вызывать уменьшение АЭП с изменением знака. Все это маловероятно в условиях фрагментарного строения земной коры и сильной неоднородности механоэлектрических свойств пород, особенно вблизи поверхности. К тому же, разделение зарядов в земле создаст именно в ней электрическое поле, которое в атмосфере будет близко к нулю, а заряды быстро исчезнут из-за больших токов проводимости в окружающих породах.

Источник в приземном воздухе

Возмущения АЭП объясняются появлением медленно меняющейся ЭДС в результате инжекции заряженных аэрозолей почвенными газами, их турбулентного и конвективного переноса вверх и гравитационного оседания, что приведет к возникновению вертикального стороннего тока в атмосфере [Сорокин и др., 2001; Сорокин, Ружин, 2015]. Однако в настоящее время нет данных о существовании потоков заряженных аэрозолей в атмосферу перед землетрясениями [Пулинец и др., 2015]. Такие аэрозоли могли бы возникнуть в присутствии продуктов распада радона и торона, которые являются изотопами тяжелых металлов и быстро захватываются в воздухе аэрозольными частицами [Юнге, 1964]. Но эти радиоактивные газы поступают из земли без продуктов распада [Юнге, 1964] и в капиллярах грунта нет условий для появления аэрозольных частиц.

С поступлением аэрозолей в атмосферу связываются отрицательные аномалии АЭП [Липеровский и др., 2007]. В качестве источника рассматривается "электрогравитационный аэрозольный генератор" ЭДС, который может возникнуть при резком выбросе над разломами облаков с крупными и мелкими аэрозолями, их однородной ионизации вносимым в начальный момент радоном, заряжении крупных аэрозолей отрицательно, а мелких – положительно и смещении первых относительно вторых под действием гравитации. В результате, ниже таких облаков может появиться электрическое поле обратной полярности. В этой модели генератора бухтообразных уменьшений АЭП с характерными временами 1-60 мин сделано несколько исходных предположений, реализация которых, тем более совместная, вызывает сомнение. В ней не рассматривается эффективность разделения крупных и мелких аэрозолей, для которой требуется большое различие их размеров, что происходит в дождевых облаках при выпадении осадков [Имянитов и др., 1971].

Небольшие по амплитуде отрицательные бухтообразные вариации АЭП без изменения знака, обнаруженные в периоды сильных удаленных землетрясений [Рябова, Спивак, 2021], могут быть обусловлены модулирующим воздействием внутренних атмосферных волн на приземный слой атмосферы, где в основном сконцентрированы радон и аэрозоль [Шалимов, Рябова, 2021].

Необычное объяснение сейсмоаномальных возмущений АЭП предложено в работе [Кузнецов, 2017]. Согласно этой работе, такие возмущения возникают в результате квантовой сцепленности протонов водных атмосферных комплексов с протонами водородных связей вещества литосферы. После установления режима этой сцепленности следует декогеренция, во время которой происходит землетрясение и появляется возмущение АЭП. Такое объяснение возмущений АЭП является научной гипотезой и требует строгого экспериментального подтверждения.

95

ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ АЭП НА ОСНОВЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ АТМОСФЕРНОМ ЭЛЕКТРИЧЕСТВЕ

Отрицательные аномалии АЭП возникают в приземном воздухе. Рассмотрим их на основе представлений об атмосферном электричестве, которые справедливы для асейсмичных и сейсмоактивных регионов. Такое рассмотрение ранее не проводилось.

Источник отрицательных аномалий АЭП

Средняя удельная проводимость приземного воздуха равна 10⁻¹⁴ См/м, что на 8–12 порядков меньше проводимости пород приповерхностных слоев земной коры. Поэтому время релаксации электрического заряда составляет около 15 мин и при продолжительной генерации позволяет длительно существовать в воздухе объемным зарядам различного происхождения. Как известно [Тамм, 1976], электрическое поле порождается электрическим зарядом, а поле совокупности зарядов равно сумме полей, создаваемых этими зарядами по отдельности (принцип суперпозиции электрических полей). При хорошей погоде динамика АЭП у земной поверхности определяется совокупностью процессов генерации и релаксации объемных электрических зарядов в районе пункта наблюдений. Порождаемые этими зарядами в широком диапазоне периодов вариации электрического поля накладываются на вариации поля глобального происхождения, обусловленного разностью потенциалов между нижней ионосферой и землей, и имеющего суточную изменчивость. Градиент потенциала этого поля положительный, а амплитуда и знак более короткопериодных вариаций определяются величиной и знаком локальных объемных электрических зарядов [Красногорская, 1972; Чалмерс, 1974].

Таким образом, при хорошей погоде уменьшение АЭП у земной поверхности связано с появлением локального отрицательного объемного заряда, электрическое поле которого накладывается на электрическое поле глобального происхождения и происходит уменьшение наблюдаемого поля. в том числе с изменением знака [Dhanorkar et al., 1989; Kamra, 1982; Pawar, Kamra, 2000]. Возникновение и разрушение этого заряда вызовут отрицательную бухтообразную аномалию АЭП, которая будет содержать вариации, порождаемые другими локальными зарядами. Именно такую временную форму имеют отрицательные аномалии АЭП, наблюдаемые в сейсмоактивных регионах. В спектрах этих аномалий перед землетрясениями обнаружены вариации на периодах 0-200 с [Hao et al., 1995], которые можно объяснить появлением и разрушением в районе пункта наблюдений аэроэлектрических структур разного масштаба. Такие структуры возникают при хорошей погоде в результате турбулентного перемешивания и конвективного переноса аэроионов, заряженных аэрозолей и поступающих из грунта радона и торона, что формирует в целом распределение объемного заряда и напряженности электрического поля у земной поверхности [Анисимов, Мареев, 2000; Анисимов и др., 2013].

С позиции появления локального отрицательного объемного заряда становятся понятны предсейсмические отрицательные аномалии АЭП без изменения знака [Иманкулов и др., 1990; Руленко и др., 1992; Токтосопиев, 2007; Kondo, 1968], в том числе аномалия А на рис. 1. Они возникнут при небольшой величине этого заряда или на некотором удалении от него, что приведет к частичной компенсации электрического поля глобального происхождения. С этой же позиции можно объяснить длительные, до 10 ч в ночное время, отрицательные аномалии АЭП перед землетрясениями в Китае [Нао, 1989; Hao et al., 1995, 1998, 2000]. Их вызовет отрицательный объемный заряд, который может длительно существовать при устойчивой стратификации приземного слоя атмосферы в это время [Петрова и др., 2013].

Рассмотрим, как проявляется отрицательный объемный заряд в приземном воздухе. При хорошей погоде вследствие действия электродного эффекта в нем существует положительный объемный заряд. Однако иногда в некотором слое, который находится на высоте от десятых долей метра до нескольких метров над землей, в условиях ослабленного перемешивания атмосферы при ее устойчивой стратификации возникает отрицательный заряд. Это явление известно в атмосферном электричестве как реверс электродного эффекта. История обнаружения отрицательного объемного заряда насчитывает около 100 лет [Куповых и др., 1998; Чалмерс, 1974; Kulkarni, Kamra, 2001]. Его средняя плотность может быть около -700 [Khera, Raina, 1978], а наибольшая может достигать –1200 [Pawar, Kamra, 2000] и даже –3200 пКл/м³ [Kamra, 1982], что сравнимо со средней плотностью объемного заряда в грозовых облаках (300-3000 пКл/м³) [Имянитов и др., 1971]. Вблизи такого значительного по величине локального отрицательного объемного заряда (особенно ниже) будет уменьшаться нормальное атмосферное электрическое поле и изменяться знак, что наблюдается в действительности [Kamra, 1982; Pawar, Kamra, 2000].

По теоретическим расчетам [Куповых, 1996; Куповых и др., 1998] отрицательный объемный заряд возникает при скорости ветра меньше или равной 1 м/с. Согласно экспериментальным данным [Сгоzier, 1963, 1965; Раwar, Катга, 2000], он исчезает при скорости ветра больше 1 м/с, то есть существует и в слаботурбулентном приземном воздухе. К разрушению этого заряда приводит усиление турбулентного перемешивания, электрического поля и конвективного переноса [Редин и др., 2013].

В отмеченных выше работах отрицательный объемный заряд исследовался в асейсмичных регионах, где поток тектонической энергии, скорость ее диссипации на различных уровнях иерархического ряда отдельностей земной коры и скорость деформирования пород под действием тектонических сил значительно меньше, чем в сейсмоактивных регионах [Садовский и др., 1987]. Перед землетрясением этот заряд, созданный легкими аэроионами, впервые обнаружен на Камчатке [Руленко, 2008]. Здесь же в указанном выше пункте "Карымшина" при одновременных измерениях АЭП на высоте 0.07 м и 3.6 м от земли в отсутствии локальных землетрясений зарегистрированы отрицательные аномалии АЭП с изменением знака только на высоте 0.07 м [Руленко и др., 2010], что

свидетельствует о появлении у земной поверхности отрицательного объемного заряда.

Деформационно-эманационная природа отрицательного объемного заряда и отрицательных аномалий АЭП

Появление при хорошей погоде отрицательного объемного заряда в приземном воздухе связано с радиоактивностью земли [Чалмерс, 1974]. В работе [Норреl, 1967] теоретически показано, что этот заряд возникает при большой интенсивности ионообразования в воздухе. Образование отрицательного объемного заряда объясняется в работах [Морозов, 1991; Hoppel, 1967; Kulkarni, Kamra, 2001]. Среди всех аэроионов наибольшую подвижность имеют легкие ионы. Под действием электрического поля глобального происхождения отрицательные легкие ионы, подвижность которых на 30-40% больше, чем положительных, движутся из области повышенной ионизации вверх, а положительные ионы – вниз. Возникает ситуация, когда электрическое поле не успевает уносить наверх отрицательные ионы и они накапливаются в некотором слое воздуха.

Выясним, с участием какой физической субстанции деформация приповерхностных пород может влиять на интенсивность ионообразования в приземном воздухе.

В горных породах содержатся долгоживущие материнские элементы ²³⁸U, ²³²Th и ²³⁵U, радиоактивные превращения которых имеют ряд промежуточных продуктов распада. В состав каждого ряда входит элемент, который является химически инертным газом и называется эманацией – радоном (²²²Rn), тороном (²²⁰Rn) и актиноном (²¹⁹Rn) соответственно. От места образования эманации мигрируют к земной поверхности, диффундируют повсеместно в атмосферу, вместе с продуктами распада ионизируют воздух, вызывая увеличение электропроводности и изменение электрических характеристик [Брикар, 1969; Красногорская, 1972; Чалмерс, 1974; Юнге, 1965]. В отличие от всех других химических элементов земной коры эманации являются единственными радиоактивными газами, которые поступают в атмосферу. При их отсутствии все радиоактивные превращения происходили бы в породах, и была бы невозможна ионизация воздуха

под действием процессов в земной коре [Израэль, 1964]. Она обусловлена широким распространением ²³⁸U, ²³²Th, ²³⁵U и непрерывной генерацией эманаций, поступление которых в атмосферу является составной частью "газового дыхания Земли" по В.И. Вернадскому. Из-за малого периода полураспада актинона (4.0 с) его влиянием на электричество приземного воздуха можно пренебречь [Брикар, 1969; Красногорская, 1972].

97

В активных тектонических зонах наблюдаются краткосрочные аномальные выбросы радона и торона в подпочвенный газ и приземный слой атмосферы, которые могут на несколько порядков превышать фоновый уровень [Рудаков, 2002]. Перед землетрясениями объемная активность этих эманаций, пропорциональная концентрации их молекул, увеличивается в подпочвенном, почвенном газе и в приземном воздухе [Руленко, Кузьмин, 2015; Руленко и др., 2019; Уткин и др., 2006; Goto et al., 2017; Yang et al., 2005]. Увеличение активности в этом газе сопровождается отрицательными аномалиями АЭП и возмущениями высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных осадочных пород [Руленко и др., 2015]. Перед сильным землетрясением в Японии 17 января 1995 г., $M_{\rm w} = 6.9$ четыре случая увеличения радона в воздухе были при деформации земной поверхности 10^{-8} – 10^{-6} [Yasuoka et al., 2009], что согласуется с оценкой ее значений >10⁻⁸, при которых появляются отрицательные аномалии АЭП перед землетрясениями [Руленко, 2003]. Уменьшение АЭП у земной поверхности наблюдается в асейсмичном регионе при увеличении подпочвенного радона [Косарев, Спивак, 2012] и радона вместе с тороном в приземном воздухе [Адушкин и др., 1998]. В таком же регионе обнаружена связь вариаций плотности объемного заряда легких аэроионов с вариациями объемной активности подпочвенного радона [Анисимов и др., 2013]. Все это вместе служит дополнительным подтверждением связи отрицательных аномалий АЭП с поступлением эманаций в атмосферу, которая имеет, вероятно, глобальный характер.

Отметим, что возмущения радона в подпочвенном и почвенном газе перед землетрясениями исследованы лучше, чем возмущения торона. Они зарегистрированы в различных

Эманация	τ	Характер излучения	Е _α , МэВ	<i>l</i> , см
Радон	3.825 сут	α	5.482	4.036
Торон	55.0 c	α	6.278	4.982

Таблица 1. Период полураспада эманации τ , характер излучения, энергия испускаемых α -частиц E_{α} и их пробег в воздухе *l* при нормальном атмосферном давлении [Баранов, Титаева, 1973]

сейсмоактивных регионах [Фирстов, Макаров, 2015; Cicerone, et al., 2009], а при измерениях в двух и трех пунктах [Рудаков, 2005; Фирстов, Макаров, 2015; Walia et al., 2013] может наблюдаться разный характер возмущений и их отсутствие. Такая же особенность проявления свойственна предсейсмическим отрицательным аномалиям АЭП.

РОЛЬ РАДОНА И ТОРОНА В ВОЗНИКНОВЕНИИ ОТРИЦАТЕЛЬНОГО ОБЪЕМНОГО ЗАРЯДА И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ АЭП У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Радон и торон, за исключением периода полураспада, мало различаются физико-химическими свойствами и обе эманации тяжелее воздуха в 7.5 раз. После выхода из капилляров грунта они ведут себя как пассивная газовая примесь и участвуют в атмосферном перемешивании. Из-за большого периода полураспада расстояние, которое может пройти радон в результате диффузии, конвекции или адвективного переноса, намного больше, чем расстояние, которое может пройти торон. Благодаря турбулентной диффузии и конвекции, радон поднимается до 9-12 км [Васильев и др., 1977; Юнге, 1965; Kritz et al., 1998; Machta, Lucas, 1962] и является основным эманационным ионизатором тропосферы. Торон присутствует только возле земли. В зависимости от метеорологических условий он регистрируется на высоте до 8 м [Israel, 1966], 15 м [Druilhet et al., 1972] и даже 30 м [Fontan et al., 1966], а его концентрация у земной поверхности может быть близкой и больше концентрации радона [Butterweck] et al., 1994; Fontan et al., 1966; Israel, Israel, 1966; Israelsson et al., 1973]. По наблюдениям [Анисимов и др., 2019], объемная активность торона в подпочвенном газе и на высоте 5 см от земли была того же порядка, как и радона, что подтверждает, по мнению авторов, необходимость учета ионизирующего воздействия торона при изучении электричества приземного воздуха.

Согласно исследованиям [Анисимов и др., 2017], вклад торона в ионизацию воздуха у земной поверхности может быть сравнимым или превышать вклад радона вместе с дочерними продуктами.

Главную роль в ионизации воздуха находящимися в нем радиоактивными веществами играют α-частицы, которые служат основным фактором, определяющим его электропроводность [Брикар, 1969; Чалмерс, 1974]. Радон и торон являются мощными α-излучателями и выделяются из грунта без продуктов распада [Юнге, 1964]. Некоторые характеристики этих эманаций приведены в табл. 1.

Оценим отношение интенсивности ионообразования в воздухе тороном q_t к интенсивности ионообразования радоном q_r при поступлении в атмосферу. Применим выражение:

$$q = \frac{EQ}{w\tau}, \qquad (1)$$

которое используется в работах [Анисимов и др., 2017; Морозов, 2011] при рассмотрении интенсивности ионообразования в воздухе α-частицами эманаций. Здесь *Е* – энергия α-частиц; *Q* – концентрация эманации; *w* – средняя энергия, необходимая для образования одной пары ионов из молекул воздуха; т – период полураспада эманации. При одинаковой концентрации торона и радона $q_t/q_r \approx 6900$, то есть интенсивность ионообразования тороном намного больше, чем радоном. Для одинаковой интенсивности ионообразования концентрация торона должна быть примерно в 6900 раз меньше, чем радона. Это связано с малым периодом полураспада торона и большей энергией испускаемых α-частиц, так как полная ионизация воздуха α-частицей пропорциональна ее энергии, которая обуславливает большую длину пробега α-частиц торона (см. табл. 1). Отметим, что первые продукты распада торона и радона (²¹⁶Ро и ²¹⁸Ро) являются тоже мощными α-излучателями

с большой энергией (5.996 МэВ) испускаемых α-частиц [Баранов, Титаева, 1973].

По современным представлениям, при хорошей погоде объемный электрический заряд формируется в приземном воздухе следующим образом. Основной вклад в вертикальный ток проводимости $j_{\lambda} = E\lambda$, который определяет эффект глобальной электрической цепи, вносят легкие ионы, так как они более чем на 95% обуславливают проводимость атмосферы [Кашлева, 2008]. Здесь j_{λ} и E – вектор плотности тока проводимости и напряженности электрического поля, λ – удельная электропроводность воздуха. Для плотности объемного заряда этих ионов ρ в квазистационарных условиях на основании уравнения Пуассона можно записать [Петрова и др., 2013, 2018; Kulkarni, 2010]:

$$\rho = \frac{\varepsilon_0}{\lambda} \nabla \cdot \mathbf{j}_{\lambda} - \frac{\varepsilon_0}{\lambda^2} \mathbf{j}_{\lambda} \cdot \nabla \lambda, \qquad (2)$$

где ε_0 – электрическая постоянная, ∇ – оператор Гамильтона. В проекции на вертикальную ось *z* имеем:

$$\rho(z) = \frac{\varepsilon_0}{\lambda} \frac{\partial j_z}{\partial z} - \frac{\varepsilon_0}{\lambda(z)^2} j_z \frac{\partial \lambda}{\partial z}.$$
 (3)

Согласно уравнению (3), плотность и знак объемного заряда легких ионов определяются на каждой высоте соотношением продуктивности электродного эффекта, формирующего положительный объемный заряд у земной поверхности (первый член), и процесса накопления объемного заряда, обусловленного прохождением тока проводимости в условиях меняющейся с высотой удельной электропроводности воздуха (второй член). Для горизонтально-однородной атмосферы в случае ненарушенного электрического поля вектор тока проводимости направлен вниз, а его проекция на вертикальную ось, направленную вверх, отрицательна и перед вторым членом правой части уравнения (3) будет знак плюс. Однако при уменьшении электропроводности с высотой $(\partial \lambda / \partial z < 0)$ проекция ее градиента на эту ось отрицательна и перед вторым членом правой части уравнения (3) сохранится знак минус, что свидетельствует об отрицательном знаке формирующегося в этом случае объемного заряда. Второй член правой части уравнения (3), который поясняет условие возникновения отрицательного объемного заряда в воздухе, рассматривается

также в работах [Брикар, 1969; Морозов, 1991; Чалмерс, 1974].

Уменьшение электропроводности воздуха с высотой появится при отрицательном вертикальном градиенте интенсивности ионообразования, который возникнет при отрицательном вертикальном градиенте концентрации радона и торона. Из-за малого периода полураспада концентрация торона быстро уменьшается с высотой [Druilhet et al., 1972; Ikebe, Shimo, 1972; Israel, 1966]. Ночью при слабом ветре она была на высоте 0.5 м и 1 м от поверхности земли до 75 и 150 раз меньше, чем максимальная концентрация на уровне земли [Crozier, Biles, 1966]. При одновременных измерениях радона и торона до высоты 3 м от земли [Israelsson et al., 1973] отрицательный вертикальный градиент концентрации торона был значительно больше, чем радона ночью и в солнечные дни, несмотря на турбулентное перемешивание воздуха и развитую конвекцию в такие дни. Более сильный отрицательный вертикальный градиент концентрации торона, чем радона, наблюдался при слабом и более сильном турбулентном перемешивании воздуха [Butterweck et al., 1994].

Таким образом, торону свойственны более сильная, чем радону, интенсивность ионообразования в воздухе и более сильный отрицательный вертикальный градиент концентрации у земной поверхности, который обуславливает более сильный отрицательный вертикальный градиент электропроводности воздуха. Поэтому торон будет играть в некоторых случаях более важную роль в возникновении отрицательного объемного заряда и отрицательных аномалий АЭП. Это случится при одинаковой плотности потока эманаций в атмосферу, которая появится при одинаковом содержании ²³²Th и ²³⁸U в частицах грунта и одинаковом эманировании по торону и радону во время деформации в пункте наблюдений. Такая же роль торона будет при одинаковой стратификации приземной атмосферы, когда происходит одинаковый вертикальный перенос эманаций в воздухе. Для выяснения других подобных случаев требуется отдельное исследование.

Уместно отметить, что из-за малого периода полураспада поведение торона в подпочвенном газе перед землетрясением лучше, чем радона, следовало за изменениями деформации



Рис. 2. Схема образования отрицательных бухтообразных аномалий атмосферного электрического поля у земной поверхности в сейсмоактивных регионах при "хорошей" для атмосферно-электрических наблюдений погоде.

приповерхностных пород [Уткин и др., 2006]. Поэтому регистрация торона может дать полезную информацию о динамике деформирования этих пород и отклике электрического состояния приземного воздуха в пункте наблюдений.

Суммируя полученные результаты, можно предложить схему образования отрицательных бухтообразных аномалий АЭП у земной поверхности в сейсмоактивных регионах при "хорошей" для атмосферно-электрических наблюдений погоде (рис. 2). Эти аномалии возникают при последовательном возмущении деформационного, эманационного и

аэроэлектрического полей у границы земная кора – атмосфера. Возмущение каждого из них имеет источник в возмущении предыдущего и является источником возмущения последующего. У каждого возмущения есть свои особенности генезиса, но все они порождены изначально изменением механических напряжений в породах земной коры под действием тектонических сил. Изменение этих напряжений вызывает усиление деформирования приповерхностных пород в пункте наблюдений, которое возникает при деформировании пород без появления локального землетрясения (первый случай) и при деформировании в зоне подготовки такого землетрясения (второй случай). В обоих случаях усиливается эманирование грунта и поступление радона и торона в атмосферу, что приводит к увеличению интенсивности ионообразования и электропроводности приземного воздуха. При появлении в его некотором слое отрицательного вертикального градиента электропроводности возникает локальный отрицательный объемный заряд легких ионов. Возникновение и разрушение этого заряда порождают отрицательную бухтообразную аномалию АЭП, имеющую, как заряд, деформационно-эманационную природу. Таким образом, через ионизацию приземного воздуха радоном и тороном механическая энергия деформации приповерхностных пород преобразуется в энергию электрического поля в этом воздухе.

Реализацией первого случая можно объяснить возникновение отрицательных аномалий АЭП в сейсмоактивных регионах в отсутствии локальных землетрясений, и возникновение этих аномалий в асейсмичных регионах. При реализации второго случая отрицательную аномалию АЭП можно рассматривать как предвестник землетрясения.

Обращает внимание тот факт, что сейсмические волны землетрясений вызывают интенсивную деформацию пород, которая сопровождается различными косейсмическими эффектами [Киссин, 2015]. Скорость деформации в сейсмической волне от слабых близких землетрясений оценивается как 10⁻⁷-10⁻⁵ с⁻¹ [Моргунов, Матвеев, 1991], что на 5-7 порядков больше скорости тектонической деформации пород 10⁻¹⁴-10⁻¹⁰ с⁻¹ [Соболев, 1993]. Однако нет сведений о появлении рассматриваемых отрицательных аномалий АЭП при прохождении сейсмических волн в пункте наблюдений. Это, вероятно, связано с тем, что для реализации всей последовательности возмущений деформационного, эманационного и аэроэлектрического полей требуется значительное время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщены и проанализированы известные в мировой научной литературе результаты наблюдений малоизученных отрицательных бухтообразных аномалий атмосферного

электрического поля у земной поверхности, которые регистрируются в сейсмоактивных регионах при "хорошей" для атмосферно-электрических наблюдений погоде. Выяснены особенности проявления этих аномалий, свидетельствующие о связи с деформированием приповерхностных пород при тектоносейсмическом процессе. Впервые зарегистрирована постсейсмическая отрицательная бухтообразная аномалия атмосферного электрического поля.

Рассмотрены две существующие точки зрения на нахождение источника аномальных возмущений атмосферного электрического поля перед землетрясениями — в приповерхностных слоях земной коры и в приземном воздухе. Показано, что источник отрицательных аномалий этого поля не может быть в приповерхностных слоях земной коры. На основе представлений об атмосферном электричестве, которые справедливы для асейсмичных и сейсмоактивных регионов, установлено, что их источником является локальный отрицательный объемный заряд легких ионов, возникающий в приземном воздухе при отрицательном вертикальном градиенте электропроводности. Этот заряд и порождаемые им отрицательные аномалии электрического поля имеют деформационноэманационную природу.

Наблюдаемые в сейсмоактивных регионах отрицательные аномалии атмосферного электрического поля являются откликом электрического состояния приземной атмосферы на деформирование приповерхностных пород при тектоносейсмическом процессе. Они возникают в результате преобразования через ионизацию воздуха радоном и тороном механической энергии деформации пород в энергию электрического поля в воздухе. Исследование этих аномалий следует отнести к одной из задач нового научного направления "Приповерхностная геофизика".

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор признателен доктору геол.-мин. наук А.И. Кожурину за обсуждение работы и полезные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А. Электрические и радиационные характеристики приземного слоя атмосферы на территории ПО "МАЯК" // Вопросы радиационной безопасности. 1998. № 3. С. 3–9.

Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. 2012. № 3. С. 3–21.

Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.

Адушкин В.В., Спивак А.А. Проблемы взаимодействия геосфер и физических полей в приповерхностной геофизике // Физика Земли. 2019. № 1. С. 4–15.

Алексеев А.С., Аксенов В.В. Об электрическом поле в очаговой зоне землетрясений // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 1. С. 106–110.

Анисимов С.В., Мареев Е.А. Аэроэлектрические структуры в атмосфере // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 101–104.

Анисимов С.В., Афиногенов К.В., Шихова Н.М. Динамика электричества невозмущенной атмосферы средних широт: от наблюдений к скейлингу // Известия вузов. Радиофизика. 2013 Т. LVI. № 11/12. С. 787–802.

Анисимов С.В., Галиченко С.В., Афиногенов К.В. и др. Объемная активность радона и ионообразование в невозмущенной нижней атмосфере: наземные наблюдения и численное моделирование // Физика Земли. 2017. № 1. С. 155–170.

Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Козьмина А.С. Фоновая объемная активность радона и торона в почве и приземной атмосфере по наблюдениям сейсмической радоновой станции // Сейсмические приборы. 2019. Т. 55. № 4. С. 5–16.

Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология. Изд-во МГУ, 1973. 243 с.

Брикар Дж. Влияние радиоактивности и загрязнений на элементы атмосферного электричества // Проблемы электричества атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. С. 68–105.

Васильев А.С., Клочков Г.Н., Назаров Л.Е. Самолетный шлюзовой заборник аэрозолей. М.: Гидрометеоиздат, 1977. С. 103–111. (Труды ИЭМ. Вып. 6(64))

Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Добровольский И.П. Об источниках электромагнитных предвестников землетрясений // Электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1982. С. 39–55.

Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л. Гершензон Н.И., Пилипенко В.А. Электромагнитные эффекты при разрушении земной коры // Физика Земли. 1985. № 1. С. 72–87.

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 217 с.

Израэль Х. Естественная и искусственная радиоактивность атмосферы // Ядерная геофизика. М.: Мир, 1964. С. 125–151.

Иманкулов А.Ч., Струминский В.И., Татаринов С.П. Результаты наблюдений аномальных вариаций напряженности электрического поля атмосферы перед землетрясениями // Тезисы докладов: IV Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Нальчик, 1990. С. 34–35.

Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М. Электричество облаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 93 с.

Кашлева Л.В. Атмосферное электричество. СПб.: РГГМУ, 2008. 116 с.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. 328 с.

Копейкин В.В. Использование приземного электрического поля для обнаружения подземных неоднородностей // Геомагнетизм и аэрономия. 2011. Т. 51. № 5. С. 690–694.

Косарев И.Б., Спивак А.А. Взаимодействие эманационного поля радона и электрического поля на границе земная кора – атмосфера // Динамические процессы в геосферах. М.: ГЕОС, 2012. С. 108–114.

Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 323 с.

Кузнецов В.В. О связи между землетрясением и атмосферным электричеством // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 2. Вып. 18. С. 99–110.

Куповых Г.В. Возникновение отрицательного объемного заряда вблизи поверхности земли в высокогорных условиях // Труды ВГИ. 1996. Вып. 89. С. 73–80.

Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. 123 с.

Липеровский В.А., Михайлин В.В., Шевцов Б.М. и др. Об инфракрасном излучении в атмосфере перед землетрясениями // Геофизические исследования. 2007. Вып. 8. С. 51–68.

Мальцев С.А., Моргунов В.А. К физической модели возмущений электростатического поля литосферной природы в атмосфере и ЭМИ // Физика Земли. 2005. № 9. С. 65–73.

Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А., Шевцов Б.М. Связь высокочастотной геоакустической эмиссии с электрическим полем в атмосфере при сейсмотектоническом процессе // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 242–245.

Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Ларионов И.А., Мищенко М.А. Одновременный отклик высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля на деформирование приповерхностных осадочных пород // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 403–406.

Мищенко М.А. Статистика возникновения предсейсмических аномалий в геоакустической эмиссии и атмосферном электрическом поле // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 3. Вып. 14. С. 47–52.

Моргунов В.А., Матвеев И.В., Статиев А.В. Электричество атмосферы в зоне тектонического разлома // Магнитосферные исследования. 1990. № 15. С. 65–68.

Моргунов В.А., Матвеев И.В. Электрические и электромагнитные эффекты в эпицентральной зоне афтершоков Спитакского землетрясения // Физика Земли. 1991. № 11. С. 124–128.

Моргунов В.А. Пространственные неоднородности электрического поля как фактор лито-ионосферных связей // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 106–113.

Морозов В.Н. Атмосферное электричество // Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). Л.: Гидрометеоиздат, 1991. С. 395–408.

Морозов В.Н. Математическое моделирование атмосферно-электрических процессов с учетом влияния аэрозольных частиц и радиоактивных веществ. СПб.: РГГМУ, 2011. 253 с.

Певнев А.К. Прогноз землетрясений – геодезические аспекты проблемы // Физика Земли. 1988. № 12. С. 88–98.

Петрова Г.Г., Петров А.И., Панчишкина И.Н. Формирование электрической структуры нижних слоев атмосферы: экспериментальные исследования и обобщение данных // Известия вузов. Радиофизика. 2013. Т. LVI. № 11/12. С. 803–819.

Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н., Петров А.И. и др. Исследование роли аэрозолей в формировании вариаций электрического поля в приземной атмосфере // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 5. Вып. 25. С. 42–54.

Пулинец С.А., Узунов Д.П., Карелин А.В., Давиденко Д.В. Физические основы генерации краткосрочных предвестников землетрясений. Комплексная модель геофизических процессов в системе литосфера—атмосфера—ионосфера—магнитосфера, инициируемых ионизацией // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55. № 4. С. 540–558.

Редин А.А., Куповых Г.В., Болдырев А.С. Электродинамическая модель конвективно-турбулентного приземного слоя атмосферы // Известия вузов. Радиофизика. 2013 Т. LVI. № 11/12. С. 820–828.

Рудаков В.П. Геодинамические процессы и их предвестники в вариациях полей радиоактивных эманаций // Геохимия. 2002. № 1. С. 56–62.

Рудаков В.П. Сейсмоэманационные предвестники Алтайского 27 сентября 2003 г. землетрясения на Русской платформе (на территории Москвы) // Геохимия. 2005. № 1. С. 101–104.

Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В. Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник камчатского землетрясения 6 III 1992, *M* = 6.1 // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 6. С. 980–982.

Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57–68.

Руленко О.П. Некоторые особенности проявления аномалий электрического поля в приземной атмосфере перед землетрясениями // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 75–81.

Руленко О.П. Тензочувствительность предсейсмических отрицательных аномалий электрического поля в приземном воздухе // Сб. научных трудов Пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. Т. II. Владимир: Транзит ИКС, 2003. С. 82–85.

Руленко О.П. Новая методика выявления и изучения предвестника землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 42–47.

Руленко О.П., Широков В.А., Марапулец Ю.В. и др. Отрицательные аномалии атмосферного электрического поля у поверхности земли на станции "Карымшина" в августе 2009 г. и их связь с активизацией планетарной сейсмичности // Сб. докладов V Международной конференции "Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений", с. Паратунка, Камчатский край, 2–7 августа 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2010. С. 424–427.

Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А. Анализ проявления связи между высокочастотной геоакустической эмиссией и электрическим полем в атмосфере у поверхности земли // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 53–64.

Руленко О.П., Кузьмин Ю.Д. Увеличение радона и торона в районе Верхне-Паратунской гидротермальной системы Южной Камчатки перед катастрофическим землетрясением в Японии 11 марта 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 36–42.

Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Кузьмин Ю.Д. О причине одновременного появления возмущений атмосферного электрического поля и высокочастотной геоакустической эмиссии при сейсмотектоническом процессе // Докл. РАН. 2015. Т. 461. № 3. С. 333–337. Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Кузьмин Ю.Д., Солодчук А.А. Совместное возмущение геоакустической эмиссии, радона, торона и атмосферного электрического поля по данным наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 2019. № 5. С. 76–86.

Рябова С.А., Спивак А.А. Вариации электрических характеристик приземной атмосферы при сильных землетрясениях. Результаты наблюдений // Физика Земли. 2021. № 4. С. 120–132.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.

Семенов К.А. Хорошая погода и элементы атмосферного электричества // Труды ГГО. 1982. Вып. 455. С. 112–119.

Сережников А.И., Зимин В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 115–142.

Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45. № 2. С. 282–287.

Смирнов С.Э., Михайлова Г.А., Михайлов Ю.М., Капустина О.В. Эффекты сильных землетрясений в вариациях электрических и метеорологических величин в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2017. Т. 57. № 5. С. 656–663.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

Сорокин В.М., Чмырев В.М., Ященко А.К. Возмущение электрического поля в слое земля—ионосфера при инжекции заряженных аэрозолей // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41. № 2. С. 187–191.

Сорокин В.М., Ружин Ю.Я. Электродинамическая модель процессов в атмосфере и ионосфере накануне землетрясения // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55. № 5. С. 641–658.

Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010. № 4. С. 55–66.

Тамм И.Е. Основы теории электричества. М.: Наука, 1976. 616 с.

Тарасов Б.Г., Дырдин В.В., Иванов В.В. Геотектонические процессы и аномалии квазистационарного электрического поля в земной коре // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 5. С. 1092–1095. *Токтосопиев А.М.* Электромагнитные предвестники землетрясений. Каракол: Иссык-Кульский гос. унив-т, 2007. 312 с.

Уткин В.И., Мамыров Э., Кан М.В. и др. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2006. № 9. С. 61–70.

Фирстов П.П., Макаров Е.О. Реакция подпочвенного и растворенного в подземных водах радона на изменение напряженно-деформированного состояния земной коры // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 4. С. 58–80.

Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 421 с.

Черский Н.В., Дрындин В.А., Макогон Ю.Ф., Михина Т.В. Электростатические поля угольных пластов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 4. С. 851–853.

Шалимов С.Л., Рябова С.А. О возможном механизме вариаций электрического поля приземной атмосферы при сильных удаленных землетрясениях // Докл. РАН. 2021. Т. 499. № 2. С. 164–167.

Электрические свойства минералов и горных пород // Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. С. 148–188.

Юнге Х.Э. Радиоактивные аэрозоли // Ядерная геофизика. М.: Мир, 1964. С. 253–298.

Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965. 424 с.

Butterweck G., Reineking A., Kesten J., Porstendorfer J. The use of the natural radioactive noble gases radon and thoron as tracers for the study of turbulent exchange in the atmospheric boundary layer – case study in and above a wheat field // Atmospheric Environment. 1994. V. 28. \mathbb{N} 12. P. 1963–1969.

Choudhury A., Guha A., De B.K., Roy R. A statistical study on precursory effects of earthquakes observed through the atmospheric vertical electric field in northeast India // Annals of Geophysics. 2013. V. 56. № 3. P. 331–340.

Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J. A systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. V. 476. P. 371–396.

Crozier W.D. Electrode effect during nighttime lowwind periods // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. № 11. P. 3451–3458.

Crozier W.D. Atmospheric electrical profiles below three meters // J. Geophys. Res. 1965. V. 70. № 12. P. 2785–2792.

Crozier W.D., Biles N. Measurements of radon 220 (thoron) in the atmosphere below 50 centimeters // J. Geophys. Res. 1966. V. 71. № 20. P. 4735–4741.

Dhanorkar S.S., Deshpande C.G., Kamra A.K. Observations of some atmospheric electrical parameters in the surface layer // Atmospheric Environment. 1989. V. 83. № 4. P. 839–841.

Druilhet A., Guedalia D., Fontan J., Laurent J.L. Study of radon 220 emanation deduced from measurement of vertical profile in the atmosphere // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 33. P. 6508–6514.

Fontan J., Birot A., Blanc D. et al. Measurement of the diffusion of radon, thoron and their radioactive daughter products in the lower layers of the Earth's atmosphere // Tellus. 1966. V. XVIII. \mathbb{N} 2. P 623–632.

Goto M., Yasuoka Y., Nagahama H. et al. Anomalous changes in atmospheric radon concentration before and after the 2011 northern Wakayama earthquake (Mj 5.5) // Radiation Protection Dosimetry. 2017. V. 174. № 3. P. 412–418.

Hao J.G. Near earth surface anomalies of the atmospheric electric field and earthquakes // Acta Seismologica Sinica. 1989. V. 2. № 2. P. 289–298.

Hao J.G., Tang T.M., Li D.R. A kind of information on shortterm and imminent earthquake precursors – research on atmospheric electric field anomalies before earthquakes // Acta Seismologica Sinica. 1998. V. 11. № 1. P. 121–131.

Hao J.G., Tang T., Li D. Progress in the research on atmospheric electric field anomaly as an index for short-impending prediction of earthquakes // J. of Earthquake Prediction Research. 2000. V. 8. № 3. P. 241–255.

Hao J-G., Zhang Y-F., Pan H-W. et al. Ultra low frequency electromagnetic wave anomaly and its spectrum characteristics before earthquakes // Acta Seismologica Sinica. 1995. V. 8. № 1. P. 101–109.

Hoppel W.A. Theory of the electrode effect // J. Atm. Terr. Phys. 1967. V. 29. P. 709–721.

Ikebe Y., Shimo M. Estimation of the vertical turbulent diffusivity from thoron profiles // Tellus. 1972. V. XXIV. N_{0} 1. P 29–37.

Israel H., Israel G.W. A new method of continuous measurements of radon (Rn^{222}) and thoron (Rn^{220}) in the atmosphere // Tellus. 1966. V. XVIII. No 2. P. 557–561.

Israel G.W. Meteorological influences on the thoron (Rn^{220}) content of the atmosphere // Tellus. 1966. V. XVIII. No 2. P 633-637.

Israelsson S., Knudsen E., Ungethum E. Simultaneous measurements of radon (Rn^{222}) and thoron (Rn^{220}) in the atmospheric surface layer // Tellus. 1973. V. XXV. No 3. P. 281–290.

Kachakhidze N., Kachakhidze M., Kereselidze Z., Ramishvili G. Specific variations of the atmospheric electric field potential gradient as a possible precursor of Caucasus earthquakes // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2009. V. 9. P. 1221–1226.

Kamra A.K. Fair weather space charge distribution in the lowest 2 m of the atmosphere // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № C6. P. 4257–4263.

Khera M.K., Raina B.N. Electrode effect at a mountain station // J. Atmos. Terr. Phys. 1978. V. 40. № 12. P. 1297–1302.

Kondo G. The variation of the atmospheric electric field at the time of earthquake // Kakioka Magnet. Observ. Mem. 1968. V. 13. \mathbb{N} 1. P. 11–23.

Kritz M.A., Rosner S.W., Stockwell D.Z. Validation of an off-line three-dimensional chemical transport model using observed radon profiles. 1. Observations // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № D7. P. 8425–8432.

Kulkarni M., Kamra A.K. Vertical profiles of atmospheric electric parameters close to ground // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № D22. P. 28209–28221.

Kulkarni M.N. On the modeling of electrical boundary layer (electrode layer) and derivation of atmospheric electrical profiles, eddy diffusion coefficient and scales of electrode layer // J. of Earth System Science. 2010. V. 119. $N_{\rm P}$ 1. P. 75–86.

Kuo C.L., Huba J.D., Joyce G., Lee L.C. Ionosphere plasma bubbles and density variations induced by pre-earthquake rock currents and associated surface charges // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. A10317. DOI: 10.1029/2011JA016628

Machta L., Lucas H.F. Radon in the upper atmosphere: Radon measurements near the equatorial and polar tropopause suggest the nature of atmospheric transport // Science. 1962. V. 135. P. 296–299.

Nikiforova N.N., Teisseyre K.P., Michnowski S., Kubicki M. On atmospheric electric field anomaly before the Carpathian earthquake of 30. 08. 1986 at the polish observatory Swider // Proceeding of the 13th International Conference on Atmospheric Electricity. Beijing, China, 2007. P. 37–40.

Pawar S.D., Kamra A.K. Comparative measurements of the atmospheric electric space charge density made with the filtration and Faraday cage techniques // Atmospheric Research. 2000. V. 54. P. 105–116.

Silva H.G., Bezzeghoud M., Reis A.H. et al. Atmospheric electrical field decrease during the M = 4.1 Sousel earthquake (Portugal) // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 987–991.

Walia V., Yang T.F., Lin S-J. et al. Temporal variation of soilgas compositions for earthquake surveillance in Taiwan // Radiation Measurements. 2013. V. 50. P. 154–159.

Yang T.F., Walia V., Chyi L.L. et al. Variations of soil radon and thoron concentrations in a fault zone and prospective earthquakes in SW Taiwan // Radiation Measurements. 2005. V. 40. P. 496–502.

Yasuoka Y., Kawada Y., Nagahama H. et al. Preseismic changes in atmospheric radon concentration and crustal strain // Physics and Chemistry of the Earth. 2009. V. 34. P. 431–434.

РУЛЕНКО

Negative Anomalies in the Atmospheric Electric Field near the Earth's Surface in Seismically Active Regions

O. P. Rulenko*

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

The paper examines poorly-studied negative bay-like anomalies in the near-earth atmospheric electric field in seismically active regions at fair weather suitable for atmospheric electric observations. Observation data analysis revealed characteristic features of anomalies formation that allow us to conclude that the anomalies are associated with the deformation of near-surface rocks at tectonoseismic process. On the basis of the concept of atmospheric electricity, the source of anomalies in the electric field is a local negative space charge of small ions in the near-earth air emerged at a negative vertical gradient of electrical conductivity. It was revealed that the charge and produced negative anomalies in the electric field have deformation and emanation processes in their origin. We propose a scheme of anomalies formation and consider the role of radon and thoron in their emergence. It was found that thoron plays a more important role in some cases.

Keywords: atmospheric electric field, seismically active region, negative anomaly, source, nature, formation

УДК 551.510.53;551.21

ОБ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЯХ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА СТРОМБОЛИ

© 2024 г. С. А. Рябова^{а, b, *}, С. Л. Шалимов^{а, **}

^{*а}</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,* ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия ^{*b*}Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, Ленинский просп., 38, корп. 1, Москва, 119334 Россия ^{***e-mail: riabovasa@mail.ru ^{***e-mail: pmsk7@mail.ru Поступила в редакцию 31.01.2023 г. После доработки 04.07.2023 г. Принята к публикации 20.10.2023 г.}}</sup>

На основе данных наземного вертикального зондирования ионосферы анализируются возмущения в области максимума ионосферного F2-слоя в период сильного извержения вулкана Стромболи (Италия) в виде двух эксплозий в июле и августе 2019 г., а также после возобновления вулканической активности 9 октября 2022 г. В качестве характеристики отклика ионосферы на эти события изучаются вариации критической частоты F2-слоя на расположенных вблизи (не далее 450 км) от вулкана станциях "Гибильманна", "Рим" и "Сан Вито". Результаты измерений свидетельствуют о воздействии на ионосферу атмосферных акустико-гравитационных волн, генерируемых вулканической активностью и обусловливающих возникновение в ионосфере долгоживущих возмущений.

Ключевые слова: вулканическое извержение, критическая частота F2-слоя, вейвлет-анализ, пароксизм

DOI: 10.31857/S0203030624010084, EDN: PSJQUN

ВВЕДЕНИЕ

Исследования высокоэнергетических наземных источников, к числу которых можно отнести вулканические извержения, интересны как из-за их влияния на среду обитания человека, так и как примеры сильных воздействий на внешние геосферы, позволяющие судить о механизмах этих воздействий.

В последнее время ионосферный отклик на подобные события изучают посредством ГНСС, измеряя вариации полного электронного содержания (ПЭС) (см., например, [Куницын и др., 2011; Dautermann et al., 2009]). При этом предполагается, что основной вклад в ПЭС обусловлен максимумом ионизации в верхней ионосфере. Между тем традиционное вертикальное зондирование ионосферы посредством наземных ионозондов, используемое, в частности, для изучения вариаций плотности в максимуме ионизации, также остается достаточно информативным инструментом исследований.

В настоящей работе посредством вертикального зондирования ионосферы проводится анализ и интерпретация специфических вариаций критической частоты ионосферного F2-слоя в период сильного извержения вулкана Стромболи в виде двух эксплозий в июле и августе 2019 г. [Спивак и др., 2020; Спивак, Рябова, 2020], а также после возобновления вулканической активности 9 октября 2022 г.

Действующий вулкан Стромболи расположен на одноименном маленьком вулканическом острове, в архипелаге Липарских островов, в Тирренском море, примерно в 75 км к северу от о. Сицилия. Географические координаты — 38.786° с.ш., 15.218° в.д. Вулкан Стромболи состоит из более древнего и разрушенного андезитового конуса и современного базальтового



Рис. 1. График вулканического дрожания Стромболи (запись вверх-вниз) за 09.10.2022 г., адаптированный из данных, представленных на сайте [http://www.ct.ingv.it/] (a); вариации геомагнитного поля на станции "Гальяно" за 09.10.2022 г. (б); стрелками обозначены начала высоких значений вулканического дрожания.

усеченного конуса [Giordano, De Astis, 2021]. Высота вулкана Стромболи составляет свыше 900 м над уровнем моря; примерно две трети общей высоты находится под водой.

По данным бюллетеня Национального института геофизики и вулканологии Италии (INGV) № 84/2019 от 09.07.2019 г. [https://www. ct.ingv.it] вулкан Стромболи активизировался в ~13:45 UT 3 июля 2019 г., при этом наблюдалось повышенное газовыделение на участке склона, расположенного в ~100 м от кратера. В ~14:45 UT произошла сильная эксплозия (пароксизм) на всей террасе кратера, породившая два пирокластических потока, которые продвинулись примерно на 1 км по морю за пределы береговой линии. Столб извержения поднялся примерно на 4 км над вершиной и сопровождался интенсивным выпадением шлака и пемзы, в основном вокруг деревни Гиностра в юго-западном секторе вулкана. Средняя вертикальная скорость радиально расширяющегося облака взрыва составляла ~ 91-103 м/с в первые 2 с после взрыва [Andronico et al., 2021].

28 августа 2019 г. в 10:17 UT произошел новый пароксизм. Событие затронуло центрально-южную часть террасы кратера. Столб извержения поднялся более чем на 4 км, вулканические продукты выпали вдоль склонов вулкана, достигая береговой линии. Вулканическая активность сопровождалась образованием вдоль Скьяра-дель-Фуоко пирокластического потока, вызвавшего цунами.

По данным бюллетеня Национального института геофизики и вулканологии Италии (INGV) № 41/2022 от 11.10.2022 г. [https://www. ct.ingv.it]¹ вулканическое дрожание, сопровождающееся развитием эксплозивной активности, усилилось по амплитуде с 06:24 UT и наблюдалось на высоком уровне в период между 10 и 12 UT и около 16:00 UT 09.10.2022 г. (рис. 1а). В 09:22 LT (07:22 UT) системой мониторинга был зафиксирован пирокластический поток, сошедший в море, и последующее обрушение части обода кратера.

¹ Национальный институт геофизики и вулканологии Италии (INGV). [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.ct.ingv.it/ (дата обращения: 28.01.2023).
ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Если рассматривать извержение вулкана как точечный источник взрывного типа, то можно ожидать возбуждение в атмосфере (в том числе в результате эксплозий и вулканического дрожания) акустико-гравитационных волн (АГВ). Эти волны характеризуются тем, что имеют вертикальные скорости, которые позволяют им достигать ионосферы, где за счет столкновений движущихся нейтральных частиц с ионами возможно возникновение вариаций плотности плазмы, т.е. возможен ионосферный отклик, регистрируемый, например, посредством ионозондов.

В качестве характеристики ионосферы в нашем исследовании использовались результаты определения критической частоты F2-слоя на основе анализа ионограмм, полученных в ходе высотно-частотного зондирования ионосферы на станциях "Гибильманна", "Рим" и "Сан Вито" (табл. 1).

Ионограммы регистрируют следы отражений высокочастотных импульсных радиосигналов, генерируемых ионозондами, от различных слоев ионосферы. Обработка и анализ ионограмм дают информацию о состоянии основных ионосферных слоев (F2, F1, E, Es) [Perrone et al., 2017; Mochalov, Mochalova, 2019] и о высотном профиле электронной концентрации в ионосфере [Scotto, 2009; Scotto et al., 2012].

На станциях наземного зондирования ионосферы "Гибильманна" и "Рим", расположенных на расстояниях от вулкана ~170 и 440 км соответственно, зондирование выполнялось каждые 15 мин с помощью ионозонда AIS-INGV. Технические характеристики ионозонда: мощность излучения передатчика 5–10 Вт, диапазон зондируемых частот 1–20 МГц, длительность сканирования по частоте 3 мин. Высотно-частотное зондирование на станции "Сан Вито", расположенной на расстоянии 345 км от вулкана, проводилось с дискретизацией 15 мин (2019 г.) и 7.5 мин (2022 г.) с помощью дигизонда DPS-4D. Технические характеристики ионозонда: мощность излучения передатчика 300 Вт, диапазон зондируемых частот 1–30 МГц, длительность зондирующего импульса 533 мкс.

Ионограммы и результаты их автоматической обработки размещены на сайте Национального института геофизики и вулканологии Италии [http://www.ct.ingv.it/]. При проведении настоящих исследований в процессе анализа экспериментальных данных каждая ионограмма подвергалась ручной обработке и интерпретации по методике URSI [Руководство ..., 1977]. Следует отметить, что определение ионосферных характеристик, в том числе критической частоты F2-слоя, часто затруднено. При анализе ионограмм отсутствие измерений или сомнительность в правильности определения характеристики помечались в соответствии с принятыми обозначениями [Wakai et al., 1987].

При выполнении настоящих исследований проводился анализ особенностей временных и спектральных вариаций цифрового ряда значений критической частоты F2-слоя. Следует отметить, что с целью выделения малоамплитудных аномалий в вариациях критической частоты F2-слоя ионосферы оценивались фоновые вариации f_0 F2, как медианные значения (уровень показателя, который делит набор данных на две равные половины) за месяц, в котором происходило рассматриваемое извержение вулкана Стромболи.

Мы использовали в нашей работе спектральный анализ вариаций f_0 F2 с применением вейвлет-анализа, обеспечивающий заметные преимущества по сравнению с классическим спектральным анализом и позволяющий получить временные локализации спектральных компонент временного ряда [Астафьева, 1996; Тоггепсе, Сотро, 1998]. Метод вейвлет-анализа показал свою эффективность при анализе геомагнитных вариаций [Adhikari et al., 2017;

Таблица 1.	. Пункты	наземного зондирования	ионосферы
------------	----------	------------------------	-----------

Пункт	URSI	Широта	Долгота	Расстояние	Ионозонд
Гибильманна	GM037	37.9	14.0	167	AIS-INGV
Рим	RO041	41.9	12.5	443	AIS-INGV
Сан Вито	VT139	40.6	17.8	345	Дигизонд DPS-4D



Рис. 2. Вариации критической частоты F2-слоя f_0 F2 за 03.07.2019 г. по данным станции "Сан Вито", момент эксплозии обозначен вертикальной стрелкой.

Riabova, 2022]. Вейвлет-анализ позволяет выявить временные свойства изучаемого временного ряда, получить локальную высокочастотную и глобальную крупномасштабную информацию достаточно точно и без избыточности, а также позволяет судить о том, в какой момент времени появились те или иные компоненты сигнала [Амосов, Муллер, 2014].

В настоящей работе использовалось непрерывное вейвлет-преобразование [Torrence, Compo, 1998], а в качестве базисного вейвлета использовался вейвлет Морле [Grossmann, Morlet, 1984]. Представление результатов вейвлет-преобразования оформлено в виде скалограмм (локальный спектр энергии) с учетом "краевых" эффектов (конус влияния) [Riabova, 2018].

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ПОВЕДЕНИЯ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ F2-СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ В ПЕРИОД АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА СТРОМБОЛИ

Результаты регистрации суточного хода критической частоты f_0 F2 за 03.07.2019 г. на станции "Сан Вито" представлены на рис. 2. Анализ данных о временной изменчивости критической частоты F2-слоя ионосферы свидетельствует о том, что активная стадия вулканического извержения сопровождается вариациями f_0 F2 на станции "Сан Вито" в виде снижения с 4.5 МГц (15:00 UT) до 2.6 МГц (15:45 UT), дальнейшего значительного увеличения до 7.9 МГц (16:00 UT) и снижения до 2.9 МГц (17:00 UT).

Следующая вулканическая активность Стромболи 28 августа 2019 г. вызвала изменения в ходе суточной изменчивости критической частоты F2-слоя ионосферы. На рис. 3 приведены результаты определения критической частоты F2-слоя на станции "Сан Вито". Данные рис. 3 свидетельствуют о том, что в период приблизительно с 10:30 UT до 13:00 UT было зарегистрировано возникновение хорошо выраженных аномальных вариаций критической частоты F2-слоя ионосферы, при этом наблюдалось резкое увеличение критической частоты с 4.8 МГц (10:30 UT) до 8 МГц (10:45 UT), резкое снижение до 3 МГц (11:45 UT) и повышение до 5 МГц (13:00 UT) и выход на фоновые значения в 13:30 UT.

Следует отметить тот факт, что рассматривались данные зондирования ионосферы только станции "Сан Вито", а на станциях "Гибильманна" и "Рим" в рассмотренные периоды активной деятельности вулкана Стромболи в 2019 г. оно не выполнялось.

Доступность данных наземного зондирования ионосферы на станциях "Гибильманна", "Рим" и "Сан Вито" в период вулканической активности Стромболи 09.10.2022 г.



Рис. 3. Вариации критической частоты F2-слоя f_0 F2 за 28.08.2019 г. по данным станции "Сан Вито", момент эксплозии обозначен вертикальной стрелкой.



Рис. 4. Суточный ход критической частоты F2-слоя (f₀F2) за 09.10.2022 г. на станции мониторинга ионосферы "Рим" – сплошные линии; медианные месячные значения f₀F2 за октябрь того же года – пунктирные кривые (a); суточный ход разницы Δf_0 F2 между значениями f_0 F2 за 09.10.2022 г. и медианными значениями за октябрь 2022 г. (б); стрелками обозначены начала высоких значений вулканического дрожания.

циях вблизи вулкана. Здесь с целью выделения

предоставила хорошую возможность сравнить малоамплитудных аномалий в вариациях криотклики F2-слоя ионосферы на этих трех стан- тической частоты F2-слоя ионосферы оценивались фоновые вариации f_0 F2, как медианные

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2024



Рис. 5. Суточный ход критической частоты F2-слоя (f_0 F2) за 09.10.2022 г. на станции мониторинга ионосферы "Сан Вито" — сплошные линии; медианные месячные значения f_0 F2 за октябрь того же года — пунктирные кривые (а); суточный ход разницы Δf_0 F2 между значениями f_0 F2 за 09.10.2022 г. и медианными значениями за октябрь 2022 г. (б); стрелками обозначены начала высоких значений вулканического дрожания.

значения (уровень показателя, который делит набор данных на две равные половины) за месяц, в который рассматривается эксплозивное событие.

Результаты регистрации суточного хода критической частоты f₀F2 за 09.10.2022 г. на станции "Рим", а также ее медианные (за октябрь 2022 г.) значения представлены на рис. 4а. Кроме того на рис. 46 приведена разница между значениями f₀F2 за 09.10.2022 г. и медианными значениями за октябрь 2022 г. Анализ данных, представленных на рис. 4, показал следующее. За время с 07:15 до 07:30 UT значение f₀F2 на станции "Рим" увеличилось с 9.3 до 10 МГц, затем снизилось до 9.6 МГц (07:45 UT), далее поднялось до 10.2 МГц к 8:00 UT и вновь снизилось до 9.4 МГц к 8:15 UT, за снижением последовало увеличение до 10.2 МГц (8:30 UT) с последующим снижением до 9.5 (9:00 UT). Заметные увеличения критической частоты F2-слоя ионосферы по сравнению

с фоновыми наблюдались с 11:15 по 13:45 UT и с 17:00 по 18:45 UT.

Аналогичный ход аномалий нами выявлен на станции "Сан Вито". Результаты регистрации суточного хода критической частоты f_0 F2 за 09.10.2022 г. на станции "Сан Вито", а также ее медианные (за октябрь 2022 г.) значения представлены на рис. 5а. Разница между значениями f_0 F2 за 09.10.2022 г. и медианными значениями за октябрь 2022 г. приведена на рис. 5б. Как видно из рис. 5, заметные знакопеременные вариации критической частоты F2-слоя ионосферы по сравнению с фоновыми наблюдались с 07:15 до 09:22 UT, с 11:15 по 13:37 UT и с 16:52 по 19:07 UT.

Особый интерес представляют результаты анализа вариаций на станции "Гибильманна", расположенной южнее вулкана Стромболи, в отличие от станций "Рим" и "Сан Вито", находящихся к северу от вулкана. Также отметим, что эта самая близкая к вулкану ионосферная



Рис. 6. Суточный ход критической частоты F2-слоя (f_0 F2) за 09.10.2022 г. на станции мониторинга ионосферы "Гибильманна" — сплошные линии; медианные месячные значения f_0 F2 за октябрь того же года — пунктирные кривые (а); суточный ход разницы Δf_0 F2 между значениями f_0 F2 за 09.10.2022 г. и медианными значениями за октябрь 2022 г. (б); стрелками обозначены начала высоких значений вулканического дрожания.

станция (см. табл. 1). Как видно из рис. 6, за время с 07:15 до 07:30 UT значение *f*₀F2 на станции "Гибильманна" снизилось с 9.6 до 8.9 МГц, затем возросло до 10.6 МГц (8:00 UT), далее снизилось до 9.8 МГц к 8:15 UT и вновь повысилось до 10.9 МГц к 8:30 UT, за повышением последовало снижение до 9.8 МГц (9:00 UT) с последующим повышением до 10.7 (9:15 UT). По виду ход аномалий критической частоты F2-слоя на станции "Гибильманна" оказывается противоположным ходу на станциях "Сан Вито" и "Рим". Однако различное расположение станций относительно эпицентра по расстоянию и по отношению к наклонению геомагнитного поля не позволяет непосредственно сопоставлять наблюдаемые на них возмущения. Заметные увеличения критической частоты F2-слоя ионосферы по сравнению с фоновыми наблюдались с 11:45 по 14:00 UT в виде положительной бухты.

В дополнение к анализу временных вариаций критической частоты F2-слоя был выполнен

спектральный анализ на основе вейвлет-преобразования. В качестве примера на рис. 7 приведены результаты вейвлет-анализа в виде оценки локального спектра энергии — скалограммы. Из рис. 7 видно, что отмеченные выше аномалии, связанные с вулканической активностью Стромболи, проявляются в диапазоне частот 30–50 мин. Здесь следует отметить, что более детальную информацию невозможно получить из-за 15-минутного режима зондирования ионосферы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные экспериментальные результаты свидетельствуют о достаточно интересной картине отклика ионосферы на сопровождающие извержения процессы. Так, в обоих случаях после эксплозий (в июле и августе 2019 г.) и приблизительно через 15 мин после них в ионосфере вблизи от источника



Рис. 7. Скалограмма вариаций критической частоты F2-слоя за 09.10.2022 г. на станции мониторинга ионосферы "Рим".

были зарегистрированы достаточно продолжительные по времени (от часа до двух) волновые возмущения с периодами порядка 30 мин. Время их появления соответствует распространению акустического импульса до верхней ионосферы. Однако 15-минутный режим зондирования не позволил зарегистрировать точно приход акустического сигнала и его структуру. Вместе с тем, нет оснований предполагать быструю релаксацию возмущения к равновесному состоянию после прохождения акустического импульса. Дело в том, что в месте прохождения акустического импульса во вращающейся атмосфере после исчезновения возмущающей силы происходит процесс геострофической адаптации [Обухов, 1949], при котором часть энергии первоначального возмущения уносится акустико-гравитационными волнами, а другая (вихревая) часть остается локализованной в области первоначального возмущения и его окрестностях. Соответственно, должны существовать долгоживущие локализованные ионосферные возмущения, инициированные импульсными атмосферными процессами и исчезающие под влиянием сравнительно медленной диссипации [Шалимов, 2018]. При этом подобные долгоживущие ионосферные возмущения как раз и могли быть зарегистрированы после эксплозий при вертикальном зондировании (см. рис. 2, 3).

В случае события 09.10.2022 г. появление возмущений F-слоя развивалось на фоне его быстрого подъема, и первые заметные переколебания были зарегистрированы приблизительно через 40 мин после начала вулканического дрожания и продолжились позднее. Это

время соответствует приходу атмосферной внутренней волны (ВГВ) на высоты F-слоя. Зарегистрированные периоды возмущений (порядка 30-40 мин) также соответствуют внутренним волнам. Источником этих волн могли стать как вулканическое дрожание (и сопутствующие ему процессы подъема магмы), начавшееся в 06:24 UT, так и пирокластический поток. Отметим, что приблизительно через 20 мин после начала вулканического дрожания прохождение атмосферных внутренних волн через нижнюю ионосферу проявилось как магнитные вариации на станции "Гальяно" (GLA; 37.71° с.ш., 14.57° в.д.) в 138 км от источника (см. рис. 1б). Данные регистрации магнитных вариаций на станции "Гальяно" размещены на сайте Национального института геофизики и вулканологии Италии [http://www.ct.ingv.it/]. Распространение ВГВ в плазме нижней ионосферы, обусловливающее магнитные вариации на земной поверхности, рассмотрено в работе [Куницын, Шалимов, 2011].

Если использовать оценочную формулу для основного периода ВГВ $T = T_B(L/h)$, где T_B – период, соответствующий частоте Брента-Вяйсяля, L – расстояние от источника до пункта регистрации сигнала, h – высота в ионосфере, то ожидаемый период вариаций на станции "Гальяно" (около 8 мин) отличается от зарегистрированного (15–25 мин). Отметим однако, что данная оценочная формула не учитывает влияние ветра на распространение ВГВ. При наличии ветра возникает доплеровский сдвиг, который может снижать частоту волны [Fritts, VanZandt, 1987]. Этот же эффект может влиять и на снижение частот сигналов, регистрируемых в F-слое ионосферы в соответствии с наблюдениями.

Таким образом, в настоящей работе в ходе обработки и анализа результатов высотно-частотного зондирования на ионосферных станциях вблизи вулкана Стромболи сделан вывод о воздействии на ионосферу атмосферных акустико-гравитационных волн, генерируемых вулканической активностью и обусловливающих возникновение в ионосфере долгоживущих возмущений. Следует отметить, однако, что проведенный в работе анализ зарегистрированных в ионосфере сигналов АГВ позволяет сделать лишь предварительные выводы, поскольку для получения полной информации о структуре сигналов необходимо использовать данные более частого режима зондирования ионосферы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Сбор и обработка экспериментальных данных, а также описание полученных при обработке данных выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 "Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях", интерпретация результатов выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амосов О.С., Муллер Н.В. Применение методов вейвлет и фрактального анализа для математического и численного моделирования временных рядов // Современные наукоемкие технологии. 2014. № 3. С. 122–124.

Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.

Куницын В.Е., Шалимов С.Л. Ультранизкочастотные вариации магнитного поля при распространении в ионосфере акустико-гравитационных волн // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2011. № 5. С. 75–78.

Куницын В.Е., Нестеров И.А., Шалимов С.Л. Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS // Письма в ЖЭТФ. 2011. Т. 94. № 8. С. 657–661.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ №1 2024

Обухов А.М. К вопросу о геострофическом ветре // Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. 1949. Т. 13. № 4. С. 281–306.

Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / Под редакцией П.В. Медниковой. М.: Наука, 1977. 342 с.

Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Рябова С.А. и др. Акустический, магнитный и электрические эффекты извержения вулкана Стромболи (Италия) в июле-августе 2019 г. // Физика Земли. 2020. № 5. С. 117–130.

Спивак А.А., Рябова С.А. Магнитный и электрические эффекты эксплозивной стадии извержения вулкана Стромболи (03.07.2019 г., Италия) // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 54–57.

Шалимов С.Л. Атмосферные волны в плазме ионосферы. М.: ИФЗ РАН, 2018. 390 с.

Adhikari B., Khatiwada R., Chapagain N.P. Analysis of geomagnetic storms using wavelet transforms // Journal of Nepal Physical Society. 2017. V. 4. № 1. P. 119–124.

Andronico D., Del Bello E., D'Oriano C., Landi P., Pardini F., Scarlato P., de Michieli Vitturi M., Taddeucci J., Cristaldi A., Ciancitto F., Pennacchia F., Ricci T., Valentini F. Uncovering the eruptive patterns of the 2019 double paroxysm eruption crisis of Stromboli volcano // Nature Communications. 2021. V. 12. DOI: 10.1038/s41467-021-24420-1

Dautermann T., Calais E., Mattioli G.S. Global Positioning System detection and energy estimation of the ionospheric wave caused by the 13 July 2003 explosion of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat // J. of Geophys. Res. Solid Earth. 2009. V. 114. № B02. DOI: 10.1029/2008JB005722

Fritts D.C., VanZandt T.E. Effects of doppler shifting on the frequency spectra of atmospheric gravity waves // J. of Geophys. Res. Atmospheres. 1987. V. 92. № D8. P. 9723–9732.

Giordano G., De Astis G. The summer 2019 basaltic Vulcanian eruptions (paroxysms) of Stromboli // Bull. of Volcanology. 2021. V. 83. DOI: 10.1007/s00445-020-0143-2

Grossmann A., Morlet J. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape // SIAM Journal on Mathematical Analysis. 1984. V. 15. № 4. P. 723–736.

Mochalov V., Mochalova A. Extraction of ionosphere parameters in ionograms using deep learning // Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquake Precursors. 2019. V. 127. https://doi.org/10.1051/e3sconf/201912701004

Riabova S.A. Application of wavelet analysis to the analysis of geomagnetic field variations // J. of Physics Conference. 2018. V. 1141(1). DOI: 10.1088/1742-6596/1141/1/012146

Riabova S.A. Study of the multifractality of geomagnetic variations at the Belsk Observatory // Doklady Earth

Sciences. 2022. V. 507. № 2. P. 299–303. DOI: 10.1134/ S1028334X22700489

Scotto C. Electron density profile calculation technique for Autoscala ionogram analysis // Advances in Space Research. 2009. V. 44. P. 756–766.

Scotto C., Pezzopane M., Zolesi B. Estimating the vertical electron density profile from an ionogram: On the passage from true to virtual heights via the target function

method // Radio Science. 2012. V. 47. RS1007. https:// doi.org/10.1029/2011RS004833

Torrence C., Compo G. A practical guide to wavelet analysis // Bull. of the American Meteorological Society. 1998. V. 79. № 1. P. 61–78.

Wakai N., Ohyama H., Koizumi T. Manual of ionogram scaling / 3rd Eds. Japan: Radio Research Laboratory, Ministry of Posts and Telecommunications, 1987. 119 p.

Ionospheric Perturbations after Stromboli Volcano Eruptions

S. A. Riabova^{1, 2, *}, S. L. Shalimov^{1, **}

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia
²Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Leninsky prosp., 38, bld. 1, Moscow, 119334 Russia
*e-mail: riabovasa@mail.ru
**e-mail: pmsk7@mail.ru

Based on data from ground-based vertical sounding of the ionosphere, we analyze disturbances in the region of the maximum of the ionospheric F2-layer during the period of a strong eruption of the Stromboli volcano (Italy) in the form of two explosions in July and August 2019, as well as after the resumption of volcanic activity on October 9, 2022. As characteristics of the ionospheric response to these events, we research variations in the critical frequency of the F2-layer at the Giebilmann, Rome, and San Vito stations located near (no further than 450 km) the volcano. The measurement results indicate the influence on the ionosphere of atmospheric acoustic-gravity waves generated by volcanic activity and causing the appearance of long-lived disturbances in the ionosphere.

Keywords: volcanic eruption, F2-layer critical frequency, wavelet analysis, paroxysm

= ХРОНИКА =

К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА РАН ЕВГЕНИЯ ИЛЬИЧА ГОРДЕЕВА



25 ноября 2023 г. исполнилось 75 лет известному ученому в области сейсмологии и вулканологии доктору физико-математических наук, академику РАН Евгению Ильичу Гордееву.

Евгений Ильич родился в с. Пономаревка Оренбургской области в семье служащих. В 1966 г. окончил среднюю школу и в этом же году поступил на Физический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. В 1972 г. окончил Физический факультет, Кафедру физики Земли МГУ им. М.В. Ломоносова по специальности "физика". С 1972 по 1979 гг. работал в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР в должности младшего научного сотрудника, затем – заведующего

лабораторией. В 1979 г. на Физическом факультете МГУ защитил кандидатскую диссертацию по исследованию сейсмических сигналов, возникающих в результате морского волнения, так называемых "штормовых микросейсм". С 1979 по 2004 гг. работал директором Камчатской опытно-методической сейсмологической партии Геофизической службы (КОМСП ГС) РАН. В 1998 г. на Физическом факультете МГУ защитил диссертацию на степень доктора физико-математических наук по теме: "Природа сейсмических сигналов на активных вулканах".

В январе 2004 г. Евгений Ильич был назначен директором-организатором Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, а в мае 2004 г. избран на должность директора Института.

В мае 2006 г. Евгений Ильич был избран членом-корреспондентом РАН, в мае 2008 г. – академиком РАН.

Академик Е.И. Гордеев — один из самых известных вулканологов в России и в мире. Специалист в области сейсмологии вулканов, сейсмичности, геодинамики и строения зон перехода океан-континент. Его основные научные интересы связаны с изучением строения и динамики зон субдукции, сейсмичности активных вулканов и в определении строения вулканических систем. Под его руководством на Камчатке создана система наблюдения за тектоническими и вулканическими землетрясениями.

Им лично и в соавторстве опубликовано более 230 научных статей, широко известных в мире, в том числе он соавтор 8 монографий.

ка". С 1972 по 1979 гг. работал в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР в должности младшего научного сотрудника, затем – заведующего главного редактора журнала "Вулканология

и сейсмология", член редакционных колле-"Вестник ДВО РАН", "Вопросы географии Камчатки".

Евгений Ильич – Почетный профессор Камчатского государственного университета имени Витуса Беринга, член Президиума Дальневосточного отделения РАН, член Научного совета РАН по проблемам сейсмологии, член Научного совета РАН по проблемам тектоники и геодинамики, руководитель секции геолого-минералогических, геофизических и горных наук Объединенного ученого совета по наукам о Земле ДВО РАН, заместитель председателя совета по защите докторских диссертаций при Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН, действительный член Американского геофизического союза (AGU), действительный член Международной ассоциации вулканологии и химии земных недр (IAVCEI).

Удостоен премии им. члена-корреспондента гий журналов "Вестник СВНЦ ДВО РАН", АН СССР Б.И. Пийпа за серию работ "Сейсмология вулканов".

> В настоящее время Е.И. Гордеев – научный руководитель Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, зав. лабораторией "Динамики и строения вулканических систем".

> Редколлегия журнала "Вулканология и сейсмология", сотрудники Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН поздравляют Евгения Ильича со славным юбилеем и желают здоровья, вдохновения, новых научных открытий!

> > Редколлегия журнала "Вулканология и сейсмология",

> > > Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН