Минобрнауки России
Российская академия наук
Дальневосточное отделение
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии

ВУЛКАНИЗМ
и связанные с ним процессы

XXIII научная конференция,
посвященная Дню вулканолога
2020 г.

Материалы конференции



Петропавловск-Камчатский
2020

Минобрнауки России
Российская академия наук
Дальневосточное отделение
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии

ВУЛКАНИЗМ
и связанные с ним процессы

XXIII ежегодная научная конференция,
посвященная Дню вулканолога
2020 г.

Материалы конференции

Петропавловск-Камчатский
2020

УДК 551.21+552+550.34

Научное издание
Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 2020 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. – 230 с.

ISBN 978-5-902424-30-7

В материалах XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, представлены результаты исследований в области вулканологии, сейсмологии и геодинамики зон перехода океан-континент.

Материалы публикуются в авторской редакции.

Утверждено к печати
Ученым советом
Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Главный редактор:
д.г.-м.н. А.Ю. Озеров

Заместитель главного редактора:
к.г.-м.н. Е.Г. Калачева

Ответственный секретарь:
к.ф.-м.н. А.А. Долгая

Редакционная коллегия:
академик РАН Е.И. Гордеев, д.г.-м.н. И.В. Мелекесцев, д.г.-м.н. С.Н. Рычагов,
д.г.-м.н. А.И. Кожурин, к.г.-м.н. Н.В. Горбач, к.т.н. В.А. Рашидов,
к.б.н. Т.Ю. Самкова, А.Ф. Сашенкова, Е.В. Волошина

На обложке:
Извержение вулкана Эбеко 28 августа 2018 г.
Фото Л.В. Котенко

ISBN 978-5-902424-30-7 © ИВиС ДВО РАН, 2020

Содержание

Секция I. Вулканизм

Волынец А.О., Певзнер М.М., Лебедев В.А., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. 7
Геохимия пород и возраст главных импульсов активности в вулканических массивах Большой Чекчебонай и Большая Кетепана (Срединный хребет Камчатки)

Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Лупян Е.А. 11
Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2019 г. и их опасность для авиации

Горбач Н.В., Гирина О.А. 15
Особенности химического состава продуктов извержения вулкана Безымянный в марте 2019 г.

Дирксен О.В., Рыбин А.В. 18
Раннеголоценовые тефры кальдеры Заварицкого (о. Симушир) – новые пеплы-маркеры СЗ Пацифики

Дрознин В.А. 22
Ночные фото и ИК-изображения (вулкан Авача)

Жаринов Н.А., Борисов И.А. 26
Применение записей непрерывной видеосъемки для определения некоторых параметров эксплозивных извержений на примере вулкана Шивелуч (Камчатка)

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В., Цветков В.А. 30
Камчатской вулканологической станции имени Ф.Ю. Левинсона-Лессинга – 85 лет

Иванов В.В. 34
О повторяемости извержений Ключевского вулкана в историческое время и их геологическом эффекте

Котенко Т.А., Смирнов С.З., Сандимирова Е.И. 38
Вулкан Эбеко в 2019 г.: динамика извержения по наземным данным

Мельников Д.В., Ушаков С.В., Гирина О.А., Маневич А.Г. 42
Формирование новых озёр в Активной воронке Мутновского вулкана и кратере вулкана Райкоке

Муравьев Я.Д. 45
К вопросу о прогнозе извержений вулкана Авачинский (Камчатка)

Округин В.М., Скильская Е.Д., Кудаева Ш.С., Плутахина Е.Ю., Философова Т.М. 49
Включения гранитоидов в эффузивно-пирокластических породах вулкана Пик Сарычева, о. Матуа, Центральные Курилы

Савельев Д.П., Горбач Н.В., Портнягин М.В., Философова Т.М., Савельева О.Л. 52
Сульфидные включения в оливиновых базальтах г. Медвежьей (Авачинско-Корякская группа вулканов, Камчатка)

Толстых М.Л., Бабанский А.Д., Горбач Н.В., Мельников Д.В. 56
Характеристики пеплов вулкана Шивелуч извержений декабря 2018 г. и августа 2019 г.

Толстых М.Л., Певзнер М.М. , Бабанский А.Д. 60
Свидетельства магматического смешения и ассимиляции в голоценовой тефре вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка)

Фирстов П.П., Глухов В.Е., Макаров Е.О., Титков Н.Н., Жаринов Н.А. 64
Наблюдение наклонов земной поверхности, сопровождавших извержения Ключевской группы вулканов в 2012-2016 гг.

Фролова Ю.В., Блюмкина М.Е., Большаков И.Е., Ермолинский А.Б. 68
Сравнительная петрофизическая характеристика вулканогенных пород мелового и миоценового возраста Авачинской губы

Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Хубуная В.С., Максимов А.П., Пантилеева В.В. 72
К вопросу о малоглубинном «коровом» магматическом очаге вулкана Ключевской (Камчатка)

Черкашин Р.И., Дубровская И.К., Маневич Т.М. 76
О природе слабой сейсмичности Авачинского вулкана

Шакирова А.А., Черных Е.В., Фирстов П.П., Кирюхин А.В. 80
Слабая сейсмическая активизация вулкана Авачинский в октябре-декабре 2019 г.

Широков В.А. 84
Долгосрочный прогноз времени возникновения сильных эксплозивных извержений вулканов Камчатки с объемом тефры от 0.1 до 3 куб. км по историческим данным с 1776 г. на основе использования целочисленных резонансных ритмов: методический подход и обсуждение результатов

Секция II. Геодинамика зоны перехода океан-континент

Батанов Ф.И. 88
Исследования истории формирования побережья Авачинской бухты в голоцене: полуостров Завойко

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. 91
Комплексные исследования подводного вулкана Лисянского (Курильская островная дуга)

Гордеев Е.И., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М., Абкадыров И.Ф. 95
Строение среды под Ключевской группой вулканов

Копылова Г.Н., Болдина С.В., Чубарова Е.Г. 99
Проявление активизаций вулканов Авачинской группы в изменениях уровня воды в скважине Е-1

Лемзиков М.В. 103
Механизмы очагов вулкано-тектонических землетрясений Трещинно-Толбачинского извержения в 2012-2013 гг.

Логинов В.А., Гонтовая Л.И. 107
Структура литосферы в районе Авачинско-Корякской группы вулканов по геофизическим данным (Камчатка)

Логинов В.А., Клементьев М.А., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Букатов Ю.Ю. 110
Глубинная электропроводность в районе Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка)

Макаров Е.О., Костылев Д.В., Фирстов П.П., Каменев П.А., Богинская Н.В. 114
Отклик в поле подпочвенного радона на землетрясение 23.01.2020 г. с M_L=4.2 в заливе Анива вблизи острова Сахалин

Миронов И.К. 118
Изучение деформаций земной коры в районе вулкана Авачинский по данным GPS измерений в 2015-2019 гг.

Палечек Т.Н. 121
Датирование осадочно-вулканогенных отложений Северо-Востока России с помощью радиоляриевого анализа: проблемы и перспективы

Певзнер М.М., Максимов Ф.Е., Каримов Т.Д., Левченко С.Б., Нечушкин Р.И., Яшина О.В., Григорьев В.А., Петров А.Ю., Кузнецов В.Ю., Успенская О.Н. 124
Природные катастрофы позднего плейстоцена Центральной Камчатки

Соломатин А.В. 128
Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на X 2019 – IX 2024 гг.; развитие методики мониторинга сейсмического процесса на основе энтропийных оценок

Улыбышев И.С., Гонтовая Л.И., Назарова З.А. 132
О некоторых особенностях глубинной структуры литосферы в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (субдукция или спрединг?)

Хомчановский А.Л. 136
Расчет вероятного отступания береговой линии в результате косейсмического опускания побережья Кроноцкого залива

Хубаева О.Р., Сидоров М.Д. 140
Трехмерное моделирование тектонической раздробленности на территории северного сектора о. Парамушир (Курильские острова)

Яроцкий Г.П. 144
Актуализация системы «тектоника-сейсмичность» срединной части Корякского сейсмического пояса. Хаилинский центр и землетрясения г. Ледяной 2020-01-09

Секция III. Гидротермальные процессы: геотермия, геохимия, метасоматоз

Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. 147
Образование гейзеров после обвала 2014 г. в Долине Гейзеров

Большаков И.Е., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. 151
Влияние аргиллизации на изменение состава и свойств андезитов Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка)

Букатов Ю.Ю., Денисов Д.К., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А. 155
Структурные особенности строения Больше-Банного геотермального месторождения по геофизическим данным

Вергасова Л.П., Делемень И.Ф., Овсянников А.А. 159
Минералого-геохимические особенности продуктов фумарольной деятельности кратерной зоны Авачинского вулкана в 2001 г.

Вергасова Л.П., Москалёва С.В, Шаблинский А.П., Силаев В.И., Карпов Г.А., Филатов С.К., Тарасов К.В., Назарова М.А. 163
Об уникальном минеральном парагенезисе вулканических газов

Жегунов П.С., Юрченко Ю.Ю. 167
Гидротермально-метасоматические образования и их металлогеническая специализация в пределах островов Шумшу и Парамушир (Большая Курильская гряда)

Калачева Е.Г. 171
Геохимический мониторинг Верхне-Юрьевских термальных источников (1955-2019 гг) и их связь с вулканом Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова)

Калачева Е.Г., Волошина Е.В., Богатко Н.П., Яремчук В.П. 175
Гидрохимический режим Налычевских термальных источников (п-ов Камчатка)

Карпов Г.А., Богатко Н.П., Тарасов К.В., Назарова М.А. 179
Минералого-геохимические особенности грязевого вулканизма кальдеры Узон (Камчатка)

Карташева Е.В., Кузьмина А.А., Назарова М.А. 183
Изучение гидрохимических характеристик питьевых вод Камчатского края

Котенко Т.А., Калачева Е.Г., Волошина Е.В. 187
Современные экзогенные процессы в долинах р. Юрьева (о. Парамушир) и руч. Горчичный (о. Кетой) и их влияние на разгрузку термальных вод

Петрова В.В., Рашидов В.А., Аникин Л.П., Горькова Н.В., Михеев В.В. 191
Возгоны вулкана Алаид (о. Атласова, Курильская островная дуга)

Поляков А.Ю. 195
Наблюдения за динамикой поступления магматического газа в продуктивный геотермальный резервуар

Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нуждаев А.А., Чернов М.С., Карташева Е.В., Кузьмина А.А. 198
Южно-Камбальное Центральное термальное поле: структурное положение, гидрогеохимические и литологические характеристики

Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Карташева Е.В. 202
Карбонатные конкреции Южно-Камбального Центрального термального поля (Южная Камчатка)

Савельев Д.П., Савельева О.Л., Москалева С.В. 206
Структуры микрометеоритов из железомарганцевой корки

Сергеева А.В., Житова Е.С., Кутырев А.В., Назарова М.А. 209
Минералы скважин кальдеры Узон

Сергеева А.В., Журавлев Н.Б., Кирюхин А.В. 212
pH-метрия термальных источников окрестности гейзера Шаман (кальдера Узон, Камчатка)

Титов Ю.А., Нуждаев А.А., Кузьмин А.Г., Кузьмин Ю.Д. 216
Портативный масс-спектрометр МС7-200 для определения состава свободного газа гидротермальных систем в полевых условиях

Топчиева О.М., Сергеева А.В., Житова Е.С., Назарова М.А. 219
Мышьяксодержащий ярозит Верхне-Докторских источников, остров Кунашир, Курильские острова, Россия

Усачева О.О., Рычкова Т.В. 223
Анализ эффективности направленного бурения на Мутновском геотермальном месторождении

Феофилактов С.О., Нуждаев И.А., Денисов Д.К. 227
Строение зоны разгрузки парогидротерм Южно-Камбального Центрального термального поля по геофизическим данным (Южная Камчатка)

УДК 551.21+ 552.3+550.42

Геохимия пород и возраст главных импульсов активности в вулканических массивах Большой Чекчебонай и Большая Кетепана (Срединный хребет Камчатки)

А.О. Волынец[1], М.М. Певзнер[2], В.А. Лебедев[3], М.Л. Толстых[4], А.Д. Бабанский[3]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail: a.volynets@gmail.com

[2]Геологический институт РАН, Москва

[3]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

[4]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Изучен геохимический состав пород вулканических массивов Большой Чекчебонай и Переваловый («центральная» ветвь Срединного хребта) и Большая Кетепана («западная» ветвь Срединного хребта) и получена серия K-Ar изотопных дат, позволяющих впервые оценить возраст главных импульсов вулканизма в данных районах.

Вулканы Большой Чекчебонай и Большая Кетепана, расположенные в Срединном хребте Камчатки, приурочены к северному окончанию «центральной» и «западной» ветвей его южной части [1], соответственно (рис. 1). Ввиду своей удаленности, эти вулканические массивы остаются на настоящий момент крайне малоизученными. Общие сведения о морфологии построек и составе изверженных продуктов содержатся в работе [6] и объяснительной записке к Государственной геологической карте [2, 3]. Петролого-геохимические работы в районе вулкана Бол. Кетепана ранее проводились О.Н. Волынцом и А.Б. Перепеловым (1982 г.), однако геохимические данные доступны только в разрозненном виде. Петролого-геохимическое изучение вулкана Бол. Чекчебонай ранее не проводилось. Мы провели изучение и K-Ar датирование разновозрастных порций лав стратовулканов и наложенных моногенных конусов этих двух массивов. Датирование выполнено по основной массе пород в ИГЕМ РАН по стандартной методике [8].



Рис. 1. Схема расположения объектов исследования (незалитые символы с белой каймой) и близлежащих крупных вулканических массивов (символы с серой заливкой).

Вулкан Бол. Чекчебонай (56.811681º с.ш., 159.110256º в.д., 1391 м, рис. 1) расположен на правобережье р. Тигиль и представляет собой сильно разрушенный

стратовулкан. Основание постройки подстилается лавовыми потоками вулкана Переваловый, расположенного в верховьях реки Переваловой (правый приток р. Тигиль), восточнее Бол. Чекчебоная. Нами были опробованы лавовые потоки привершинной части Бол. Чекчебоная, экструзивные купола и лавы шлакового конуса поздней стадии эволюции этого центра, а также подстилающие потоки основания постройки, в основном представленные лавами западного сектора вулкана Переваловый.

Изученные породы относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной серии и представлены рядом от базальтов до риолитов (последние встречаются в виде экструзий в южном секторе Бол. Чекчебоная). В целом, породы этого вулкана и ранее изученные породы расположенного восточнее массива Алней-Чашаконджа образуют на диаграммах Харкера единые тренды. Лавы западного сектора вулкана Переваловый представлены андезибазальтами до андезитов, относятся к толеитовой серии и отличаются от пород Бол. Чекчебоная и Алнея по содержанию главных петрогенных оксидов, имея более высокие концентрации TiO_2, FeOtot, MnO, Na_2O, P_2O_5 и пониженные – Al_2O_3, MgO. Все изученные породы имеют островодужные спектры распределения микроэлементов с повышенными отношениями LILE/HFSE. По содержанию микроэлементов проанализированные образцы можно разделить на несколько групп. Лавы вулкана Переваловый на диаграммах распределения микроэлементов образуют компактную группу с повышенными концентрациями LILE и всех REE, причем наиболее ярко выражено обогащение тяжелыми редкими землями ($Yb_{образец}/Yb_{N\text{-}MORB}$~1.5). Вторая столь же компактная группа представлена базальтами поздней стадии эволюции массива Бол. Чекчебонай (лавы и бомбы шлаковых конусов в привершинной и южной частях вулкана). Эти породы характеризуются сильно обедненными концентрациями всех REE и HFSE ($Yb_{образец}/Yb_{N\text{-}MORB}$~0.5). Лавы привершинной части постройки вулкана Бол. Чекчебонай, представленные андезибазальтами и андезитами, несут явные следы фракционирования, выраженные в повышении концентраций несовместимых элементов, ярком минимуме по титану, большем отношении La/Sm, появлении небольшого минимума по Eu на графиках распределения редкоземельных элементов. Все изученные породы имеют спектры распределения несовместимых элементов, резко отличающиеся от таковых ранее изученного массива Алней-Чашаконджа, для которых характерны более высокие концентрации LILE (рис. 2 А, Б). Установлено, что оба вулкана подстилаются позднемиоценовыми (6.7±0.3 млн лет) лавами, для которых характерны очень низкие концентрации Nb и Ta, пониженные, в сравнении с остальными изученными породами, содержания Cs, Rb, Th, U, Pb, легких REE, тогда как концентрации тяжелых REE близки к N-MORB. Согласно полученным нами изотопным данным, плиоцен-четвертичный вулканизм в изученном районе проявлялся в три этапа: около 5 млн л.н. изливались лавы вулкана Переваловый, затем, в промежутке 3.8-3.6 млн л.н. была сформирована постройка стратовулкана Большой Чекчебонай. Завершающий этап вулканизма зафиксирован около 1 млн л.н. в виде зоны наложенного моногенного вулканизма.

Вулканический массив Большая Кетепана (57.042431º с.ш., 158.378415º в.д., 1501.9 м) расположен на междуречье среднего течения рек Тихая и Тигиль (рис. 1). Основание массива представлено сильно разрушенными лавовыми покровами, на них расположены стратовулканы гор Бол. Кетепана и Хлебная, а также моногенные конусы. В процессе полевых работ нами были опробованы породы разновозрастных комплексов в южном и юго-западном секторах массива.

Породы массива относятся к известково-щелочной серии и представлены базальтами, андезитами, высоко-К базальтами, андезибазальтами и андезитами до дацитов с преобладанием основных разностей субщелочного ряда. В постройках стратовулканов Бол. Кетепана и горы Хлебная представлены лавы от высоко-К

андезибазальт- до андезитового состава; такие же характеристики присущи породам даек, в изобилии секущим постройки вулканов. Наиболее основные лавы встречены среди пород комплекса моногенных конусов южной части массива и в породах основания массива. Во всех лавах ярко выражена калиевая специфика: отношение Na_2O/K_2O в них существенно меньше, чем во всех ранее изученных вулканитах Срединного хребта [1, 5, 7, 9, 11], за исключением пород массива Уксичан стадии страто- и щитового вулкана [4]. Спектры распределения микроэлементов во всех изученных породах достаточно близки между собой; можно выделить две группы. Породы наиболее основного состава с концентрациями SiO_2 50-51 мас.% (первая группа) имеют наименьшие концентрации LILE, LREE, Nb, Ta, Hf и Zr и низкие отношения La/Yb (около 4), при этом концентрации Ti, MREE и HREE в них, напротив, в целом выше, чем в андезибазальтах и андезитах (вторая группа), которые характеризуются большей степенью фракционирования редких земель (La/Yb~5-8) и существенно более вариабельными величинами концентраций LILE (рис. 2, В). Все породы характеризуются гибридным типом распределения микроэлементов с небольшой степенью обогащения HFSE, близкой к таковым массива Алней-Чашаконджа, отличаясь от последнего меньшей степенью фракционирования REE при более высоких их концентрациях. K-Ar определения возраста лав свидетельствуют о том, что основной всплеск магматической активности в данном районе произошел в позднем плиоцене (3.26-3.04 млн л.н.), когда образовалось плато основания, на котором без существенного перерыва были сформированы постройки стратовулканов г. Хлебная и Большая Кетепана. Завершающий импульс вулканизма зафиксирован здесь в раннем плейстоцене (Гелазий) – 2.39±0.07 млн л.н.

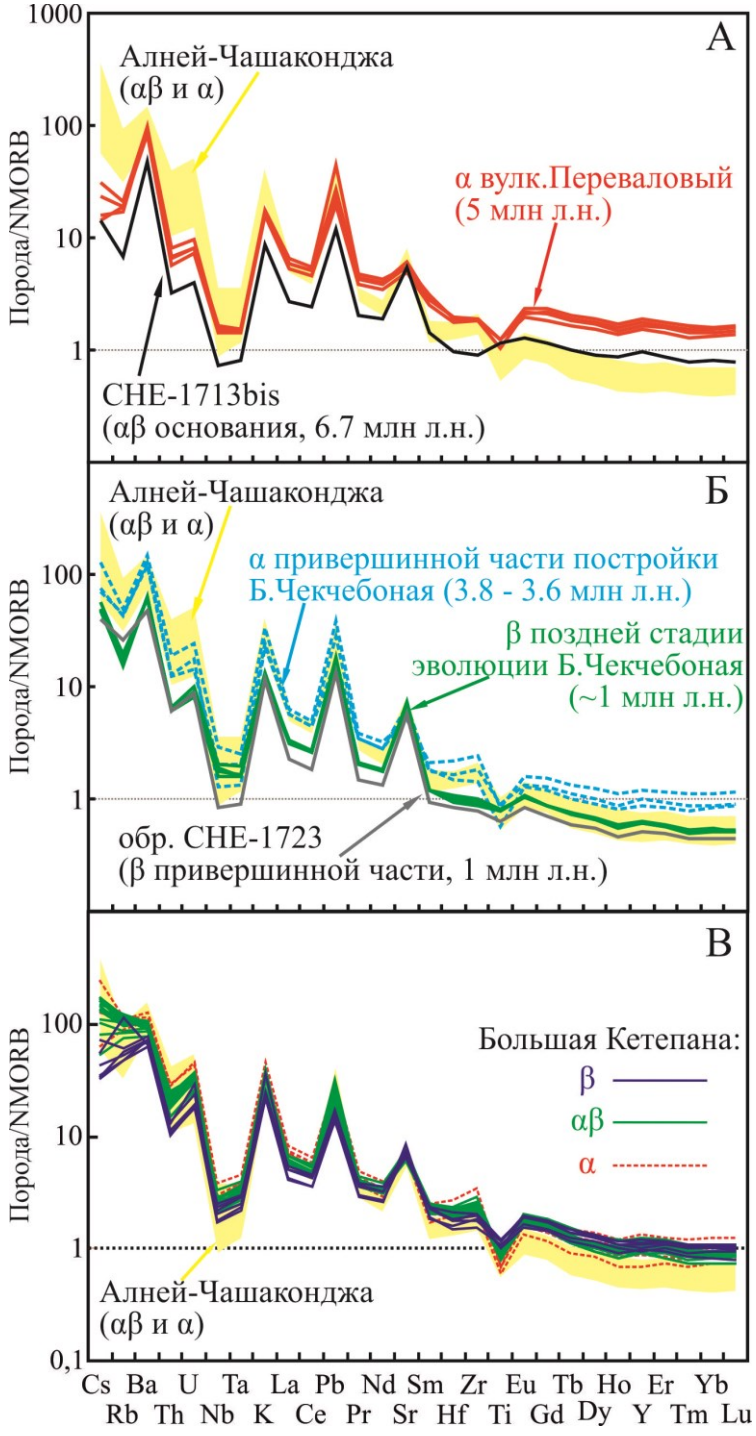


Рис. 2. Распределение несовместимых микроэлементов в изученных породах массивов Бол. Чекчебонай (А, Б) и Бол. Кетепана (В) в сравнении с ранее изученными породами массива Алней-Чашаконджа [11]. Состав N-MORB по [10].

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004 (полевые работы, анализ данных) и ГИН РАН № 0135-2019-0059 (геохронологические исследования), а также при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00112 (полевые работы, геохимические исследования). Авторы благодарят Г.Н. Овсянникова, А.С. Красильникова, К.В. Тарасова, А.А. Зеленцова за помощь в проведении полевых работ.

Список литературы

1. *Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л. и др.* Вулканизм южной части Срединного Хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1979-1996. DOI: 10.15372/GiG20181204
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание первое. Лист O-57-XXVIII. СПб: ВСЕГЕИ, 1976.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание первое. Лист O-57-XXVII. СПб: ВСЕГЕИ, 1976.
4. *Давыдова М.Ю.* Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки). Диссертация на соискание степени канд. геол-мин. наук, Владивосток, 2014. 195 с.
5. *Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б. и др.* Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 17-41.
6. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А. и др.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта. М.: Наука, 1972. 192 с.
7. *Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю. и др.* Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть I. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 3-23.
8. *Чернышов И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М.* K-Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69-89.
9. *Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. Vol. 42. № 8. P. 1567-1593.
10. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (eds). Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publications, 1989. P. 313-345.
11. *Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al.* Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. № 159. P. 659-687. DOI: 10.1007/s00410-009-0447-9

УДК 551.21

Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2019 г. и их опасность для авиации

О.А. Гирина[1], А.Г. Маневич[1], Д.В. Мельников[1], А.А. Нуждаев[1], Е.А. Лупян[2]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;e-mail: girina@kscnet.ru

[2] Институт космических исследований РАН, Москва

На Камчатке и Курильских островах расположено 68 действующих вулканов, ежегодно здесь отмечаются эксплозивные извержения 4-8 вулканов.

Ежедневный видео-визуальный и спутниковый мониторинг вулканов Камчатки и Курильских островов с 1993 г. осуществляет Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team, http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/). С 2010 г. KVERT, как часть Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, выполняет функции Вулканологической обсерватории Российской Федерации (WOVO № 290111-300001) по обеспечению информацией о вулканической деятельности на Дальнем Востоке международного аэронавигационного сообщества [2, 6]. С 2014 г. спутниковый мониторинг проводится с помощью информационной системы (ИС) “Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил” (VolSatView) [1, 2]. В 2019 г. извергались шесть вулканов Камчатки и Курильских островов: Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Карымский, Эбеко, Райкоке. Рассмотрим их активность.

Шивелуч. Экструзивно-эксплозивное извержение продолжалось в течение всего года. В ночное время отмечалось свечение лавового купола, связанное с продолжением поступления на поверхность земли магматического вещества, иногда наблюдались сопутствующие этому процессу явления: эксплозивные события с подъемом пепла до 12 км н.у.м. и обрушения раскаленных лавин, пепел от которых обычно поднимался до 3-6 км н.у.м. На спутниковых снимках постоянно отмечалась термальная аномалия в районе лавового купола.

Мощные эксплозивные события происходили: 9 марта (эксплозии пепла до 11.5 км н.у.м.), 10 апреля, 29 августа, 2 и 6 октября, 3 и 11 ноября (до 10 км н.у.м.). 29 августа на юго-восточном склоне вулкана на площади около 10 км^2 сформировалось поле отложений пирокластических потоков. В другие дни года время от времени отмечались эксплозии с выносом пепла до 7-8 км н.у.м. Во время таких событий пепловые облака и шлейфы протягивались на более чем 2000 км в различных направлениях от вулкана. Например, 10 апреля эксплозии подняли пепел до 8-10 км н.у.м., пепловый шлейф протянулся более чем на 1200 км на юго-юго-восток от вулкана. На снегу долгое время оставалась полоса пепла шириной от 55 до 85 км и длиной на территории полуострова 240 км. Кроме эруптивных шлейфов, 30 апреля – 1 мая, 13 мая, 5 и 11-12 сентября, 4, 8 и 16-21 октября в районе вулкана наблюдалось формирование шлейфов ресуспендированного пепла [5], протягивавшихся сплошной полосой до 250 км на юго-восток от вулкана. В течение всего года активность вулкана была опасной для международных и местных авиаперевозок.

Ключевской. Активность вулкана была неравномерной – сильные эксплозивные события с выносом пепла до 7 км н.у.м. чередовались с периодами относительного покоя вулкана. Пепловые шлейфы распространялись до 200 км в различных направлениях от вулкана. Согласно спутниковому мониторингу KVERT, в районе кратера Ключевского время от времени регистрировалась небольшая термальная аномалия.

Умеренной силы эксплозивное извержение стромболианского типа началось 1 ноября 2019 г. и продолжалось до конца года. Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

Безымянный. В 2019 г. произошло два мощных эксплозивных извержения вулкана: 20 января и 15 марта с выносом пепла до 10-15 км н.у.м. и распространением пепловых шлейфов на сотни километров от вулкана. Активность вулкана была опасной для международных и местных авиаперевозок.

Подготовка к первому эксплозивному извержению вулкана началась с 11 января 2019 г. – был отмечен рост сейсмичности Безымянного [4]. По данным KVERT, положительная температура аномалии (+8 ^{o}C) впервые была отмечена 15 января на спутниковом снимке NPP в 15:29 UTC, в дальнейшем, вплоть до даты эксплозивного извержения, температура аномалии, регистрируемая в ночное время, имела отрицательные значения. Ретроспективный анализ данных по извержению показал, что наиболее высокая температура аномалии (+24.5 ^{o}C на спутниковом снимке NPP в 15:34 UTC) была отмечена за 40 мин до события.

20 января в 16:10 UTC эксплозии подняли пепел до 10-12 км н.у.м. и пепловый шлейф начал перемещаться на северо-запад от вулкана. Согласно спутниковым данным из ИС VolSatView, пепловый шлейф двигался в сторону Магадана, и к 23:20 UTC 20 января, по данным спутника Himawari-8, пеплопадам была подвержена территория Камчатки, Магаданской области и части Охотского моря площадью около 200 тыс. км^2 [4]. После окончания эксплозивного извержения вулкана продолжалось выжимание лавовых потоков на склоны купола – температура аномалии в районе вулкана постоянно была высокой.

В последнюю неделю февраля активность вулкана вновь начала повышаться – в ночное время наблюдалось свечение над вулканом, с купола обрушивались раскаленные лавины. 12 марта в 02:39 UTC KVERT выпустил VONA (Volcano Observatory Notice for Aviation) – предупреждение о том, что сильное эксплозивное извержение с выносом пепла до 10-15 км н.у.м. может произойти в любое время (http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2019-60). 15 марта в 11:00 UTC Авиационный цветовой код вулкана был изменен с Оранжевого на Красный с указанием, что эксплозивное извержение с выносом пепла до 10-15 км н.у.м. может произойти в любое время, возможно, в течение этой ночи (http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2019-63).

Сильное эксплозивное извержение с выносом пепла до 15 км н.у.м. началось в 17:30 UTC 15 марта (http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2019-64), т.е. извержение было предсказано KVERT за 6.5 ч до события.

Согласно видеоматериалам KVERT, 15 марта эксплозии подняли пепел до 15 км н.у.м., гигантская пепловая туча начала перемещаться на северо-восток от вулкана. Пеплопад прошел в п. Усть-Камчатск примерно с 18:50 до 19:30 UTC 15 марта. Эксплозивное извержение продолжалось, но пепловые облака поднимались до 5-6 км н.у.м., пепловые шлейфы с большей концентрацией пепла, по сравнению с первыми крупными взрывами, перемещались на восток от вулкана. С 23:30 UTC 15 марта в п. Никольское (о. Беринга) начался пеплопад, продолжавшийся до 06:00 UTC 16 марта. В результате извержения на восток от вулкана до океана протянулась полоса отложений пепла площадью около 2500 км^2. В окрестностях вулкана были сформированы отложения мощных пирокластических потоков длиной 8-9 км от вершины вулкана. После окончания эксплозивного извержения на склоны купола Безымянного вновь стали изливаться лавовые потоки, температура аномалии оставалась высокой до конца года.

Карымский с 1 января по 15 февраля находился в состоянии относительного покоя, с 16 февраля до середины августа изредка проявлялась его эксплозивная активность. Отмечался вынос пепла в основном до 2.5-3.0 км н.у.м., но в августе – до 5 км н.у.м. На спутниковых снимках в районе кратера вулкана эпизодически

регистрировалась термальная аномалия. Пепловые шлейфы и облака поднимались до 5 км н.у.м., распространялись до 450 км в различных направлениях от вулкана. Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

Эбеко, о. Парамушир, Северные Курилы. С 18 октября 2016 г. происходит умеренной силы эксплозивное извержение вулкана. По сообщениям наблюдателей из г. Северо-Курильск, в 2019 г. отмечалось от 2 до 8 пепловых эксплозий в сутки; наиболее интенсивная эруптивная активность наблюдалась 27 апреля (8 пепловых выбросов). Пепловые облака поднимались до 4.5 км н.у.м. и перемещались преимущественно в восточных направлениях от вулкана. Свечение над кратером вулкана было отмечено 4 января и 12 февраля. На спутниковых снимках в районе кратера Эбеко с марта по ноябрь регистрировалась термальная аномалия, наиболее высокая ее температура была 23 июня. Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

Райкоке, о. Райкоке, Центральные Курилы. Стратовулкан находится в 16-18 км от о. Матуа. От дна моря высота вулкана составляет 2500 м, на уровне моря его постройка протягивается на 2-2.5 км, на его вершине был кратер диаметром 700 м и глубиной 200 м. Остров-вулкан Райкоке вместе с подводным вулканом 3.18 [7] составляет единый вулканический массив размером 19×8 км северо-западного простирания. Известно два сильных извержения Райкоке – в 1778 и 15 февраля 1924 гг.

Современное эксплозивное извержение Райкоке началось в 18:05 UTC 21 июня [3]. Первое сообщение об извержении с указанием высоты подъема эруптивной тучи, направления ее перемещения и др., по данным спутника Himawari-8, было выпущено в 19:28 UTC 21 июня Токио VAAC (Volcano Ash Advisory Center, https://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/). В дальнейшем основная информация о развитии извержения по данным различных спутников была получена нами с помощью ИС VolSatView [1, 2]. Согласно анимации по снимкам Himawari-8 [3], извержение началось серией из семи следующих друг за другом крупных эксплозий, поднявших пепел до 10-13 км н.у.м., затем в течение примерно 3.5 ч происходило непрерывное истечение пепла из кратера вулкана, сформировавшее мощную эруптивную тучу, двигавшуюся на северо-восток от вулкана. В 03:40 и 05:30 UTC 22 июня проявились две последние крупные эксплозии, добавившие пепла в тучу, которая к 17:30 UTC 22 июня расширилась до 750-800 км и начала закручиваться циклоном, господствовавшим в районе Командорских островов в северной части Тихого океана. Протяженность пеплового облака к 23 июня составляла более 2500 км.

Пароксизмальная фаза извержения Райкоке с выносом пепла до 13 км н.у.м. и формированием гигантского эруптивного облака продолжалась около 15 ч; 23 июня пепловая колонна поднималась над кратером Райкоке до 1.5 км, пепловый шлейф протягивался на северо-запад от вулкана. Эффект извержения Райкоке проявился в формировании мощных отложений пирокластики на склонах вулкана, погубивших растительность острова и увеличивших его площадь на 0.8 км^2, а также в образовании аэрозольных облаков, перемещавшихся в различных направлениях от вулкана на протяжении более 10 дней. Например, согласно данным Support to Aviation Control Service (http://sacs.aeronomie.be/), 30 июня следы аэрозольных облаков Райкоке, продолжающих оставаться в атмосфере, отмечались на таких расстояниях от вулкана: 3100 км (Новосибирские острова), 3500 км (оз. Байкал), около 5500-6000 км (северо-запад Канады) [3]. Во время и после извержения в районе вулкана наблюдалась термальная аномалия. Связана она, вероятно, с озером (площадь его зеркала ~0.12 км^2), обнаруженным Д. Мельниковым 13 июля 2019 г. в кратере вулкана на спутниковом снимке Sentinel-2B [3]. Активность вулкана во время извержения была опасной для международных и местных авиаперевозок.

Выводы

1. В 2019 г. извергались четыре вулкана Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Карымский) и два вулкана Курильских островов (Эбеко и Райкоке).

2. Наиболее сильными были извержения вулканов Райкоке (21 июня), Безымянного (15 марта) и Шивелуча (эксплозивные события 9 марта и 29 августа) с подъемом пепловых облаков до 15 км н.у.м. и формированием мощных отложений пирокластических потоков.

3. Извержение Райкоке произошло внезапно, предвестники извержения не проявились.

4. Извержение Эбеко в умеренном режиме продолжается с 18 октября 2016 г. – три года и 2.5 месяца.

5. Извержения вулканов Шивелуч, Безымянный и Райкоке были опасными для международных и местных авиаперевозок, вулканов Ключевской, Карымский и Эбеко – для местных авиаперевозок.

Список литературы

1. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Мельников Д.В. и др.* Создание и развитие информационной системы «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 249-265. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-3-249-265
2. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др.* Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки / Отв. ред. О.А. Гирина. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с.
3. *Гирина О.А., Мельников Д.В., Лупян Е.А. и др.* Сильное эксплозивное извержение вулкана Райкоке (Курилы) в 2019 г. // Материалы 17-ой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". М.: ИКИ РАН. 2019. DOI: 10.21046/17DZZconf-2019a
4. *Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г. и др.* Извержение вулкана Безымянный 20 января 2019 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 59-62.
5. *Гирина О.А., Сорокин А.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г.* Ресуспендированный пепел вулкана Шивелуч // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 315-319. DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-315-319
6. *Гордеев Е.И., Гирина О.А.* Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Т. 84. № 2. С. 134-142. DOI: 10.7868/S0869587314020121
7. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

УДК 551.21+552.11

Особенности химического состава продуктов извержения вулкана Безымянный в марте 2019 г.

Н.В. Горбач, О.А. Гирина
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: n_gorbach@mail.ru

Приведены данные о составе продуктов извержения вулкана Безымянный в марте 2019 г. Ювенильные фрагменты из отложений пирокластического потока, заполнитель пирокластического потока и пеплы, отобранные вблизи вулкана, отвечают умереннокалиевым известково-щелочным андезибазальтам с содержанием SiO_2 -54.6-56.6 мас. %. Андезибазальты недавнего извержения являются наиболее основными разностями среди пород современного эруптивного цикла и приближаются по составу к наиболее примитивным продуктам более ранних этапов активности вулкана.

Извержения вулкана Безымянный в 2019 г.

В 2019 г. произошло два эксплозивных извержения вулкана Безымянный. 20 января эксплозии поднимали пепел до 10-12 км н.у.м., пепловый шлейф распространялся на северо-запад от вулкана. Пеплопаду была подвержена территория Камчатки, Магаданской области и части Охотского моря площадью около 200 тыс. км^2 [3]. Следующее извержение с подъемом эруптивной колонны до 15 км н.у.м. наблюдалось 15 марта. Пепловая туча перемещалась на восток и северо-восток от Безымянного, в результате от вулкана до океана протянулась полоса отложений пепла площадью около 2500 км^2 [3]. На западном, северо-восточном, южном и юго-восточном склонах вулкана образовались отложения пирокластических потоков.

Химический состав продуктов извержения 15 марта 2019 г.

Для характеристики вещественного состава продуктов извержения 15 марта 2019 г. было изучено 12 образцов, отобранных в ходе полевых работ летом 2019 г. Образцы представлены ювенильными фрагментами лавы из отложений пирокластического потока, заполнителем пирокластических потоков и пирокластических волн, а также пеплами, отобранными вблизи вулкана. Содержания главных элементов и ряда микроэлементов определялись при помощи рентгенофлюоресцентного анализа в аналитическом центре Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск.

На рисунке показаны составы продуктов извержения и их сравнение с породами предшествующих извержений современного эруптивного цикла и более ранних периодов активности. Для сравнения были использованы данные по химическому составу продуктов извержений с 1956 по 2012 гг. из работ [1, 2, 4-7]. Состав продуктов голоценовых извержений вулкана приводится согласно работам [1, 6].

Продукты мартовского извержения относятся к известково-щелочным умереннокалиевым андезибазальтам (SiO_2=54.65-56.57 мас. %, K_2O=0.86-1.11 мас. % FeO*/MgO=1.61-1.83, пересчитано на безводный остаток). Фрагменты пластичной лавы в отложениях пирокластических потоков содержат 55.56-55.64 мас. % кремнекислоты. Заполнитель пирокластических потоков обнаруживает несколько больший разброс химического состава – от 54.6 до 56.6 мас. % SiO_2, что, вероятно, связано с различным обогащением пирокластического материала минеральными фазами и вулканическим стеклом.

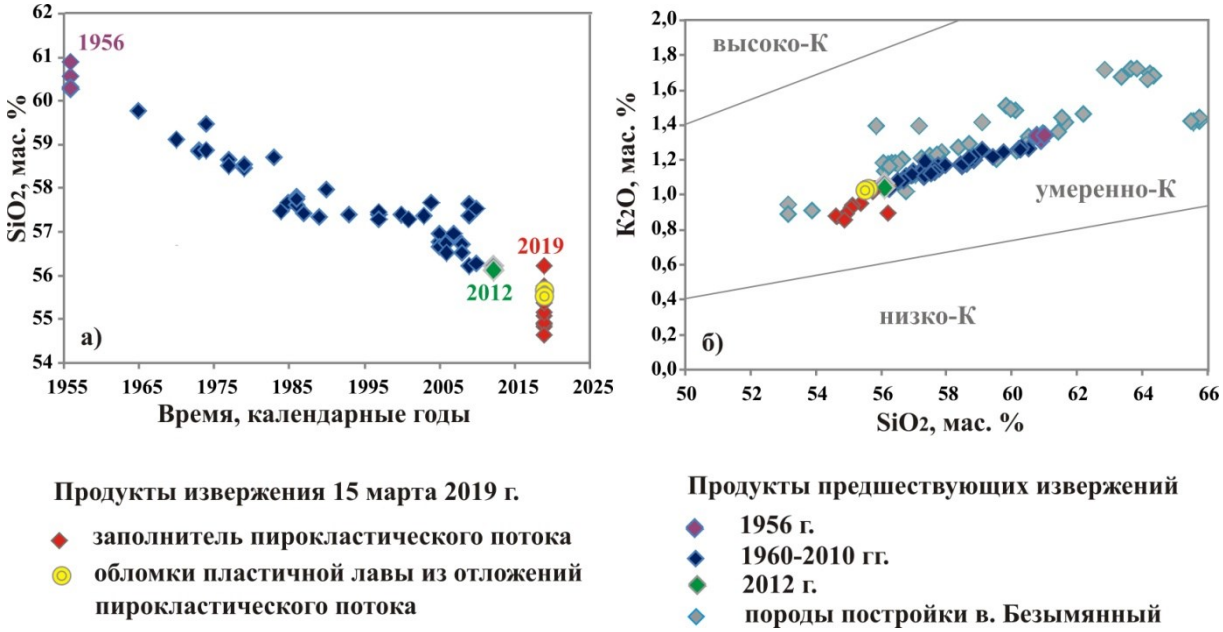


Рисунок. Составы пород извержения вулкана Безымянный 15 марта 2019 г. и их сравнение с составами продуктов более ранних этапов активности: а) – временные вариации содержания SiO_2 в породах современного эруптивного цикла; б) – диаграмма SiO_2-K_2O для пород современного эруптивного цикла и более древних извержений. Составы продуктов, изверженных с 1956 по 2010 гг., приведены по [7], 2012 г. – согласно [4]; более древних извержений – по [6].

Петрография ювенильных фрагментов андезибазальтов из отложений пирокластического потока

Фрагменты ювенильных андезибазальтов в отложениях пирокластического потока – серые с зеленоватым оттенком пористые породы с серийно-порфировой структурой. Вкрапленники составляют около 30-35 % от объема породы и представлены плагиоклазом (~80 % от общего количества вкрапленников), орто- и клинопироксенами и немногочисленными выделениями рудного минерала. Плагиоклаз представлен тремя генерациями, выделяющимися по размерности кристаллов. Наиболее крупные плагиоклазы достигают 3-4 мм и составляют ~10 % от общего количества фенокристаллов. Для крупных плагиоклазов типично наличие широкой промежуточной зоны с ситовидной текстурой, переполненной включениями расплава. Плагиоклазы наиболее представительной генерации размером 1-2 мм обладают тонкой ритмичной зональностью. Орто- и клинопироксены формируют призматические идиоморфные кристаллы размером до 0.7 мм и часто отмечаются в сростках с магнетитом. В одном из шлифов был обнаружен единичный реликт роговой обманки, сохранившийся внутри широкой симплектитовой каймы из агрегата пироксенов, магнетита и плагиоклаза. Основная масса пород сложена прозрачным пористым вулканическим стеклом с небольшим количеством (не более ~20 об. %) микролитов плагиоклаза.

Краткое обсуждение результатов

По данным работы [1], состав пород постройки вулкана Безымянный укладывается в диапазон содержаний SiO_2 54.5-62 мас. %. В более поздней работе [6] среди наиболее ранних лавовых потоков вулкана было отмечено присутствие несколько более примитивных (SiO_2~ 53.3 мас. %) пород. Андезибазальты извержения 15 марта 2019 г. являются наиболее основными разностями среди пород современного эруптивного цикла (рисунок) и приближаются по составу к наиболее примитивным продуктам более ранних этапов активности вулкана [1, 6]. По сравнению с

ювенильными продуктами катастрофического извержения 30 марта 1956 г., содержания SiO_2 в андезибазальтах недавнего извержения снизилось на ~6-7 мас. %.

При рассмотрении временных вариаций (рисунок, а) состава пород вулкана с 1956 по 2019 гг., видно, что на фоне общего антидромного тренда выделяются несколько периодов, отличающихся интенсивностью снижения содержания кремнекислоты. Так, с 1956 по начало 1980-х гг. содержание SiO_2 снизилось с 61 до 57.5-58 мас. %. В этот же период произошла смена роговообманковой минеральной ассоциации (1956-1969 гг. по [5]) на роговообманково-пироксеновую, а затем в 1979-1981 гг. по [5] – на двупироксеновую ассоциацию. В течение ~20 лет (с начала 1980-х по начало 2000-х) состав оставался практически постоянным и отвечал двупироксеновым андезитам [7].

Выраженная тенденция к прогрессивному снижению SiO_2 ниже 56 мас. % в породах последовательных извержений появилась с начала 2000-х гг. (рисунок, а). Смена андезитовых на андезибазальтовые составы находит отражение в эруптивном процессе. Так, в работе [2] было отмечено, что лавовый поток, сформированный после январского извержения в 2005 г., являлся менее вязким по сравнению с лавами предыдущих извержений. Ювенильный лавовый материал пирокластических потоков извержений 2005 г. [2] и 2019 г. имеет следы пластических деформаций, что свидетельствует об относительно высокой температуре лав, поступивших на поверхность земли с пирокластическими потоками.

Геологические и тефрохронологические исследования [1] показывают, что в истории эруптивной активности вулкана Безымянный смена роговообманковых и роговобманково-пироксеновых андезитов на двупироксеновые андезиты и андезибазальты происходила неоднократно. После пароксизмальных событий, подобных катастрофическому извержению 1956 г., следовали сравнительно длительные (100-400 лет) эруптивные циклы, в течение которых извергались, в основном, лавовые потоки двупироксеновых андезитов и андезибазальтов [1, 5]. Текущее состояние вулкана, по всей видимости, отвечает середине такого цикла.

Работа была выполнена при частичной поддержке программы «Приоритетные научные исследования в интересах комплексного развития ДВО РАН» (№ 18-5-091).

Список литературы

1. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П.* Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 3-22.
2. *Гирина О.А., Горбач Н.В.* Извержение вулкана Безымянный в 2005 г, Ключевская группа вулканов, Камчатка // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма». Петропавловск–Камчатский, 25-30 марта 2006 г. С. 87-97.
3. *Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г. и др.* Анализ извержений вулкана Безымянный в 2019 г. с помощью дистанционных методов исследований // Материалы 17-ой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". 2019. М.: ИКИ РАН. DOI: 10.21046/17DZZconf-2019a.
4. *Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б.* Петрологическая характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный, Камчатка, 2006-2012 гг. // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 609-634.
5. *Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов (на примере Ключевской группы вулканов) / Отв. ред. Л.В. Дмитриев. М.: Наука. 1986. 157 с.
6. *Almeev R.R., Kimura J.I., Ariskin A.A., Ozerov A.Y.* Decoding crystal fractionation in calc-alkaline magmas from the Bezymianny Volcano (Kamchatka, Russia) using mineral and bulk rock compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. Т. 263. P. 141-171.
7. *Turner S.J., Izbekov P., Langmuir C.* The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54-year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. Т. 263. P. 108-121.

УДК 551.21

Раннеголоценовые тефры кальдеры Заварицкого (о. Симушир) – новые пеплы-маркеры СЗ Пацифики.

***О.В. Дирксен*[1], *А.В. Рыбин*[2]**

[1]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: dirksen@kscnet.ru*

[2]*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск*

Несмотря на значительный прогресс в изучении голоценового вулканизма как Камчатки, так и Курильских островов, вулканы острова Симушир до сих пор остаются одними из наименее изученных эруптивных центров СЗ Пацифики. Проведенные нами детальные тефростратиграфические исследования на острове Симушир позволили получить первые представления об эруптивной активности самого крупного вулканического массива острова – кальдеры Заварицкого – за последние 10000 лет.

На острове Симушир располагается четыре крупных вулканических центра: вулкан Мильна с побочным центром Горящая Сопка, кальдера Заварицкого, вулкан Пик Прево и кальдера Броутона с вулканом Уратман. Вулканическая активность за последние 100 лет фиксировалась только для первых трех центров, однако о более ранних извержениях вулканов о. Симушир практически ничего не было известно.

В работе [4] описано несколько разрезов голоценовых почвенно-пирокластических чехлов (ППЧ) на острове, в которых вскрываются многочисленные пеплы местных вулканов, свидетельствуя об их интенсивной эксплозивной активности. Однако ограниченное количество разрезов на острове, рассеянных по всей его территории, не позволило авторам реконструировать эруптивную историю хотя бы одного из вулканов.

Наши тефрохронологические исследования проводились в центральной и северной частях острова и охватывали территорию от кальдеры Заварицкого до кальдеры Броутона. Всего на этом участке было описано более 20 разрезов ППЧ, отобрано более 150 образцов пеплов. В дальнейшем для изучения вещественного состава эруптивных продуктов для 70 образцов тефры был проведен микрозондовый анализ составов вулканических стекол. Состав стекол определялся на приборе JEOL JSM-6480 с аналитической ЭДС приставкой Oxford X-MaxN (МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедра петрологии).

В наиболее полных разрезах ППЧ, расположенных на северных внешних склонах кальдеры, нами было обнаружено более 80 горизонтов пеплов, связанных с извержениями в кальдере Заварицкого за последние 10 тыс. лет. При этом нами не было обнаружено никаких признаков длительного перерыва между извержениями: мощности межпепловых гумусированных супесей составляют в среднем 2-3 см, лишь в одном случае достигая 5 см. Это свидетельствует об исключительно высокой интенсивности вулканической активности этого эруптивного центра, частота извержений составляет около 1 события в 100 лет.

Подавляющее большинство погребенных пеплов представляют собой горизонты пористых, хрупких шлаков серого и темно-серого цвета. Мощность горизонтов колеблется от 2 до 25 см, за исключением тефры последнего крупного извержения, мощность которой в отдельных разрезах достигает 60 см. Содержание SiO_2 в вулканических стеклах этих шлаков колеблется от 55 до 67 вес. %, K_2O – от 0.36 до 0.9 вес. %. (рис. 1). Из общей массы шлаков по щелочности отчетливо выделяются несколько маломощных горизонтов, соответствующих извержениям вулкана Пик Прево: содержание K_2O в них, при схожей кремнекислотности, выше на 0.3-0.5 вес. %.

В нижней части разреза т.н. 201118 описаны два горизонта, визуально резко отличающиеся от всех остальных прослоев. В урезе ручья вскрываются отложения

пирокластического потока, представленные горизонтом пемзового туфа, мощностью более 1 метра. Этот же туф был описан в разрезах к северу от кальдеры, где его полная мощность достигала от 3 до 5 м. Также этот туф описан и к югу от кальдеры [4]: на северной оконечности перешейка Косточко его вскрытая мощность составляет около 1 м, в центральной части перешейка вскрытая мощность достигает 3 м, при этом подошва не вскрывается.

В двух разрезах, непосредственно под пемзовым туфом, описана пачка тефры этого извержения. На южном подножии вулкана Пик Прево ее мощность составляет 50 см, в обнажениях бухты Накотомари она достигает 80 см. Далее на север туфы выклиниваются, однако тефра продолжает уверенно следиться вплоть до кальдеры Броутона, где ее мощность составляет 20 см.

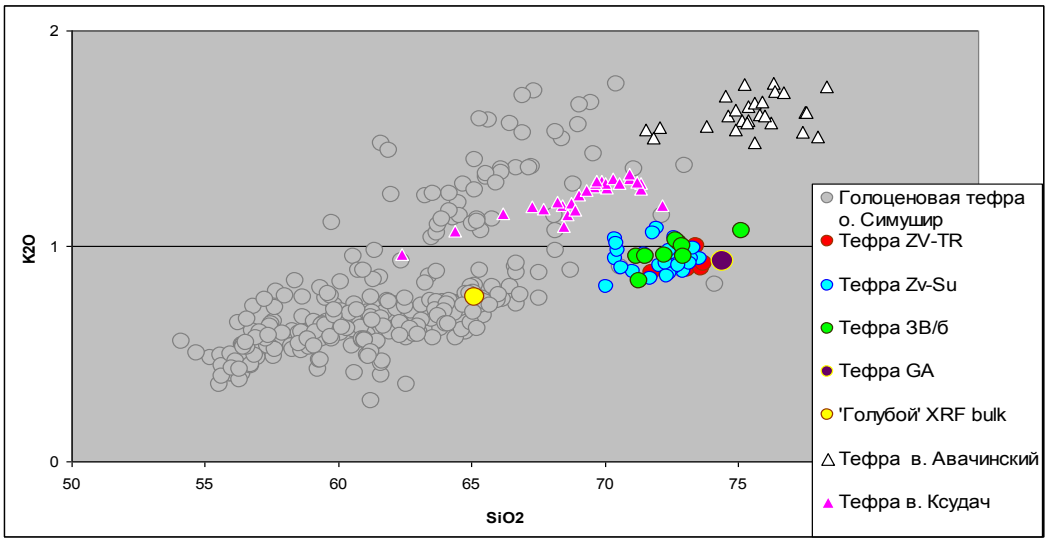


Рис. 1. Состав вулканического стекла тефры ЗВ/б и коррелятных ему пеплов

Стекла пирокластики извержения (и тефры, и туфа), получившей индекс ЗВ/б, представляют собой наиболее кислые и щелочные разности пород, извергавшихся из кальдеры Заварицкого в голоцене. Содержание SiO_2 составляет 71-73 вес. %, при этом содержание K_2O исключительно низкое – от 0.9 до 1.0 вес. %. (рис. 1). К сожалению, нам не удалось определить возраст этого извержения непосредственно по нашим данным, полученным в результате полевых работ.

Над пирокластикой ЗВ/б, через небольшой промежуток, залегает еще один горизонт тефры, также отчетливо отличающийся от вышележащих горизонтов шлаков. Общий цвет горизонта – коричневато- и серовато-желтый. Горизонт довольно хорошо сортирован и слабо стратифицирован по крупности. Нижние 20 см сложены главным образом гравием пемзы, средний размер которой составляет 0.5-1.0 см, максимальный – до 4 см. Пемза пористая, на изломе желтая. Выше, с нечеткой границей, лежит прослой желтовато-серого цвета, сложенный мелким гравием более плотной пемзы, крупность обломков здесь составляет в среднем 0.2-0.3 см. В верхних 40 см крупность пемзы возрастает до 0.5-1.5 см, максимальный размер обломков – 6 см. Цвет пемзы в этом прослое меняется от желтого до серого, в изобилии встречаются полосчатые разности. Общая мощность тефры в т.н. 201118 составляет около 70 см. Содержание SiO_2 в стекле меняется в диапазоне от 65 до 67 вес. %, содержание K_2O также очень низкое: от 0.7 до 0.8 вес. % (рис. 1). Этот горизонт пирокластики (получивший условный индекс ЗВ/ж), прослеживается только вблизи кальдеры, быстро выклиниваясь на север. В то же время, он не был обнаружен ни в одном из разрезов южнее кальдеры.

Отличительные особенности горизонтов тефры ЗВ/ж и ЗВ/б и специфические геохимические характеристики позволили уверенно скоррелировать эти горизонты со слоями пеплов, описанными другими авторами в разрезах Центральных и Северных Курил [4], а также в морских колонках [1].

Наиболее характерной особенностью пеплов этого центра является исключительно низкое содержание K_2O в вулканическом стекле, отличающее тефры кальдеры Заварицкого от тефр всех изученных вулканов Камчатки и Курильских островов. Так, для дацитовых и риодацитовых стекол пеплов ЗВ/ж и ЗВ/б содержание K_2O составляет 0.7-1.0 вес. %, тогда как для низкокалиевой пирокластики других вулканов оно ощутимо больше (для KC_2, при 68-70 вес. % SiO_2, содержание K_2O 1.1-1.4 вес. %, для пеплов Авачинского вулкана, при том же содержании SiO_2, значения K_2O составляют 1.3-1.5 вес. %). К идентификационным признакам тефры кальдеры Заварицкого также можно отнести особенности минералогического состава: присутствие орто- и клинопироксена при отсутствии амфибола [4].

Тефра ЗВ/б отсутствует на островах южнее о. Симушир, однако она уверенно прослеживается на всех островах к северу от о. Симушир (тефра ZV-SU в [4]), при этом ее мощность и крупность закономерно уменьшается от 10-15 см на о. Расшуа до 4-5 см на о. Онекотан (рис. 2). В разрезах о. Онекотан был установлен важный факт: тефра ЗВ/б лежит ниже тефры КО, связанной с извержением кальдеры Курильского озера на Камчатке, т.е. возраст ЗВ/б более 7600 ^{14}С лет. Далее на север, на о. Парамушир [2], в низах нескольких разрезов, под тефрой КО, описана тефра GA, имеющая весьма необычные для пеплов этого острова характеристики: состав минеральной фазы – Pl + CPx + OPx + Mt, химический состав стекла – очень низкокалиевый риолит (0.8-1.1 вес. % K_2O при 73-75 вес. % SiO_2). Эти характеристики не соответствовали ни одному из известных к тому моменту пеплов Камчатки или Курильских островов, поэтому тефра осталась неидентифицированной. Сопоставив эти характеристики с результатами наших работ, мы считаем, что тефра GA соответствует тефре ЗВ/б. Непосредственно под тефрой GA получена радиоуглеродная датировка, позволяющая установить возраст этого пепла: 8540±40 ^{14}С л.н. Возраст тефры ЗВ/б, таким образом, составляет около 8500 ^{14}С лет.

Определить ареал распространения тефры ЗВ/б помогли исследования А.Н. Деркачева с соавторами. В работе [1], в пяти колонках морских отложений, отобранных в 180-250 км северо-западнее о. Симушир, была описана тефра, чьи характеристики идентичны тефре ЗВ/ж. И, хотя мощность слоя не указана, точки расположения скважин позволили оконтурить ареал распространения тефры ЗВ/б. При самых консервативных оценках, площадь изопахиты 1 см составляет около 320 тыс. км^2. Следуя методике, изложенной в [3], объем тефры в первом приближении может быть оценен в 12 км^3.

Ревизия опубликованных тефрохронологических данных по Южной Камчатке позволила выявить горизонт пепла, который также может быть тефрой ЗВ/б. В трех разрезах у пос. Апача и в районе Начикинского озера, под тефрой КО, описан пепел «Голубой», имеющий весьма характерные особенности. Согласно приведенным в работе результатам рентгенофлюоресцентного анализа, валовый состав пепла соответствует очень низкокалиевым дацитам (0.76 вес. % K_2O при 65.13 вес. % SiO_2). В близких по щелочности раннеголоценовых пеплах вулканов Авачинский и Ксудач, при схожих содержаниях SiO_2 (63.2-64.4 вес. %), содержание K_2O составляет 1.0-1.1 вес. %. Мы полагаем, что этот горизонт является тефрой ЗВ/б. Если наше предположение подтвердится, то это будет означать, что тефра ЗВ/б покрывала значительную часть территории Южной и Западной Камчатки. Минимальная площадь изопахиты 1 см, в этом случае, составит около 535 тыс. км^2, а объем тефры – 20.3 км^3. С учетом материала пирокластических потоков, минимальный объем извергнутой пирокластики составит около 20.5 км^3, а вес около $30 \cdot 10^9$ т, что ставит это извержение в ряд крупнейших на Курильских островах за последние 10 тыс. лет. Для проверки нашего предположения в ближайшее время будет определен состав вулканического стекла пепла «Голубой», в также других раннеголоценовых пеплов Южной Камчатки.

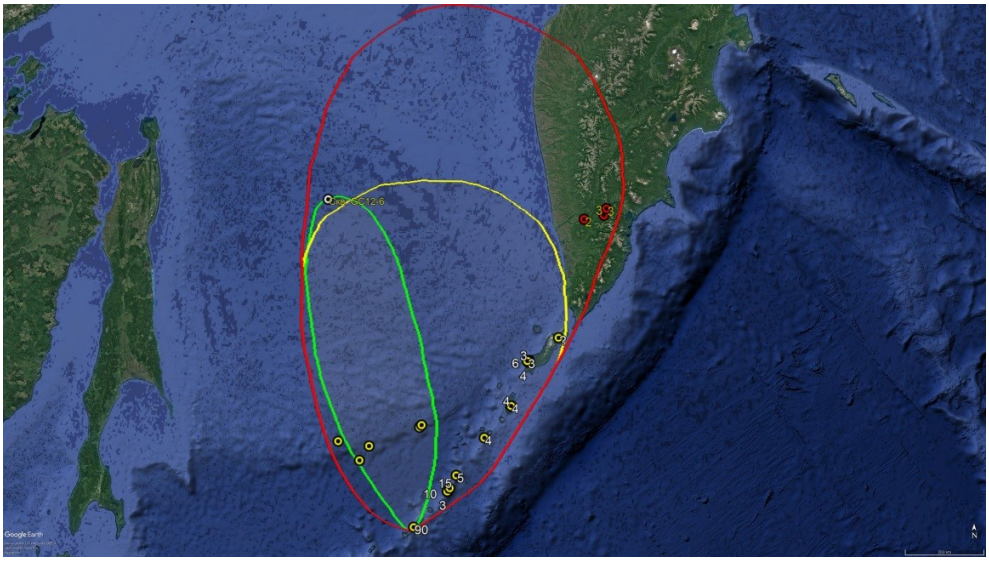


Рис. 2. Ареалы распространения тефры ЗВ/б и ЗВ/ж. Зеленым цветом показана зона пеплопада тефры ЗВ/ж, желтым – тефры ЗВ/б, без учета камчатских разрезов, красным – вероятный ареал распространения тефры ЗВ/б с учетом разрезов на Камчатке.

Тефра ЗВ/ж была обнаружена в разрезах ППЧ к северу от кальдеры до бухты Водопадная, где ее мощность составляет 8 см. Более нигде в наземных разрезах она не была обнаружена (рис. 2). Это свидетельствует о том, что ось пеплопада была направлена на ССЗ от кальдеры, и большая часть тефры выпала в Охотское море, что существенно затрудняет подсчет объемов извергнутой пирокластики. Однако, в работе [1] описана тефра (тефра N) с идентичными характеристиками, обнаруженная в колонке морских отложений в центральной части Охотского моря, на расстоянии более 700 км от кальдеры Заварицкого. Принимая место расположения скважины в качестве наиболее удаленной точки ареала распространения тефры ЗВ/ж, ее объем, по [3], может быть оценен в 4.7 км^3. Непосредственно под этой тефрой, на западном побережье о. Симушир, получена радиоуглеродная датировка 6820±20, соответственно возраст тефры ЗВ/ж составляет около 6800 ^{14}C лет.

Заключение

В результате проведенных исследований были выявлены крупнейшие извержения кальдеры Заварицкого в голоцене, определен химический состав стекол тефры, определен ареал их распространения и рассчитаны объемы изверженных продуктов. Наиболее мощным было извержение 8500 ^{14}C л.н. Объем извергнутой пирокластики составляет около 20.5 км^3. Тефра извержения, в виде видимого горизонта, прослеживается на расстояние более 1000 км, криптотефра может быть обнаружена на гораздо больших расстояниях, вплоть до западного побережья Северной Америки.

Работа была выполнена в рамках темы НИР № 0282-2018-0007.

Список литературы

1. *Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. et al.* Tephra layers in the Quaternary deposits of the Sea of Okhotsk: Distribution, composition, age and volcanic sources // Quaternary International. 2016. V. 425. P. 248-272.
2. *Hasegawa T., Nakagawa M., Yoshimoto M. et al.* Tephrostratigraphy and petrological study of Chikurachki and Fuss volcanoes, western Paramushir Island, northern Kurile Islands: Evaluation of Holocene eruptive activity and temporal change of magma system // Quaternary International. 2011. V. 246. P. 278-297.
3. *Legros F.* Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 96 (1–2). P. 25-32.
4. *Nakagawa M., Ishizuka Y., Hasegawa T. et al.* Preliminary Report on Volcanological Research of KBP 2007-08 Cruise by Japanese Volcanology group. Sapporo, Japan. 2008.

УДК 551.21

Ночные фото и ИК-изображения (вулкан Авача)

В.А. Дрознин
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: dva@kscnet.ru

Цифровая фотография изменяет отношение к фотографии, как дубль видимого изображения, и становится инструментом измерения потоков излучения, отражения и поглощения энергии.

На фотографии (рис. 1), полученной А.В. Сокоренко ночью 12.02.2020 г. камерой Nikon D800, изображено место западной фумаролы на кратере вулкана Авача. Фотография выполнялась с выдержкой 20 сек. Красноватым шлейфом видна активность фумаролы.

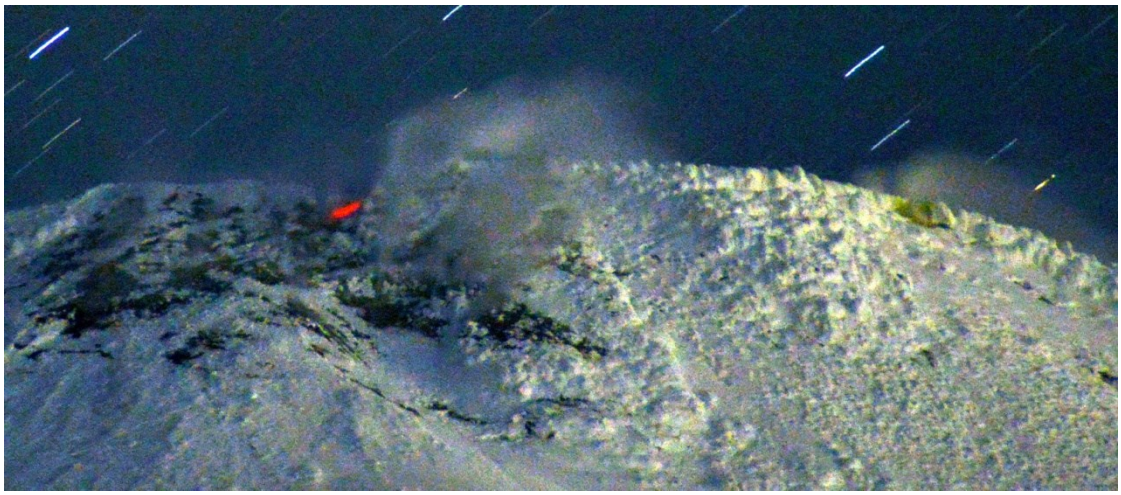


Рис. 1. Фрагмент фото А.В. Сокоренко.

Такого цвета днем не могло быть, а ночью шлейф почти не виден.

Тепловизор – это прибор для измерения температуры некоторой поверхности на расстоянии, без контакта с ней, дистанционно. Ранее для дистанционного измерения высоких температур применялись оптические пирометры (ОПИР, Проминь и т.д.); сейчас используются приборы, которые измеряют энергию излучения в инфракрасном диапазоне, которые точнее и для всех (естественных для человека) температур. Так, например, в тепловизоре (тоже оптическом приборе) FLIR ThermaCamTM P640 измеряется энергия, поступающая в диапазоне 8-14 μm (8000-14000 нм). Температура пересчитывается (прибором) по формуле Планка. Принцип: устройство создано на свойстве излучения – в этом диапазоне излучение практически не поглощается, является прозрачным. Выделение диапазона позволяет регистрировать не всю энергию излучения, а только часть излучения. Вся другая часть энергии является помехой – фоном, шумом.

Поясню ситуацию на примере: как оптический прибор, глаз видит источник – горящую спичку, если мы её наблюдаем в темноте (ночью) или при дневном свете. Энергия излучения спички одинакова в обоих экспериментах. Этот эксперимент также поясняет, как зависит видение (регистрация) от расстояния до объекта.

Цифровой фотоаппарат будем рассматривать как оптический прибор регистрирующий энергию излучения в своём диапазоне излучения.

Типичная чувствительность человека к воспринимаемым цветам показана на (рис. 2) в виде кривой белой линии. Большой холм в центре кривой показывает, что люди видят зеленый и желтый цвета лучше, чем синий и красный. Чем выше белая

линия на определенном цвете графика, тем более чувствителен человеческий глаз к этому цвету. Видите на графике, что высота линии на синем и красном цвете намного ниже, чем на зеленом. Это показывает, что человеческий глаз не слишком чувствителен к восприятию синего или красного цветов.

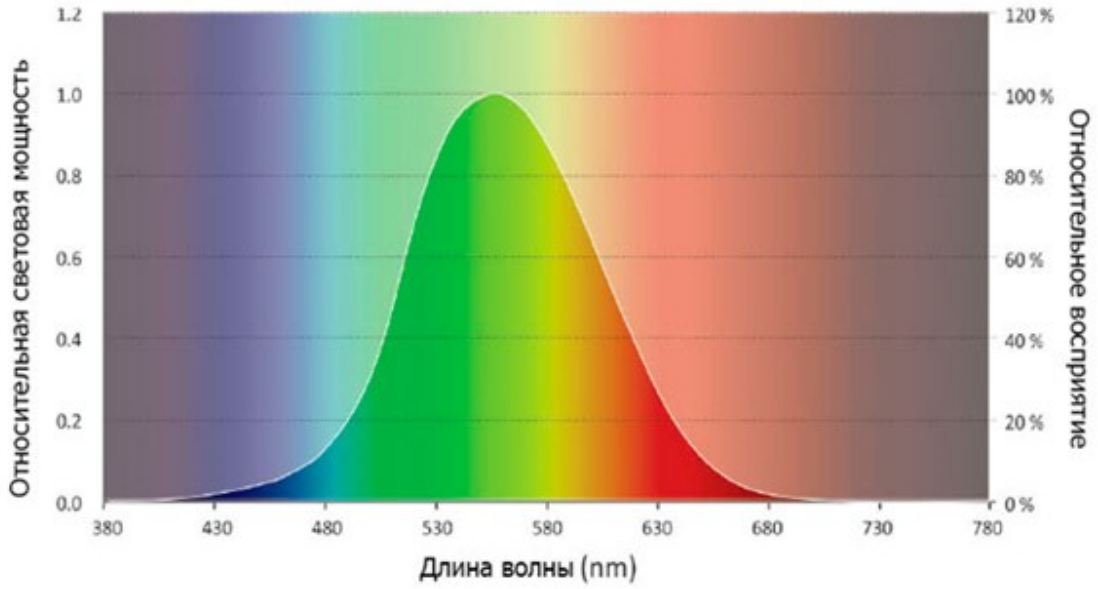


Рис. 2. Спектр восприятия человеческого глаза (https://blog.microel.info/HJM0Xflnr).

Регистрируемый инфракрасный диапазон 8000-14000 нм существенно правее, чем, как видно на (рис. 3), спектры матрицы CCD (Charge-Coupled Device – технология считывания данных на основе датчиков ПЗС (прибор с зарядовой связью), используемые для матриц цифровых фотоаппаратов).

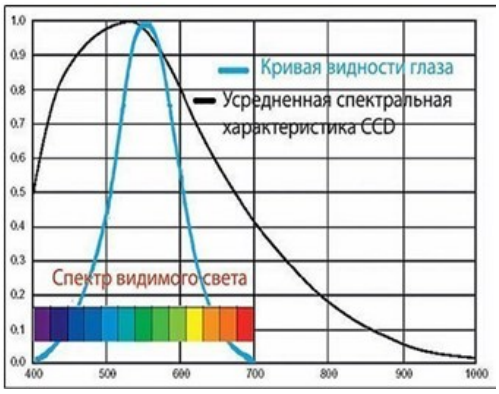


Рис. 3. Спектры видности глаза и сенсора CCD (https://www.aktivsb.ru/statii/kachestvo_izobrazheniya_eto_ne_tolko_razreshenie.html).

На практике оказалось, что чувствительность датчиков матрицы достаточна для регистрации энергии источника.

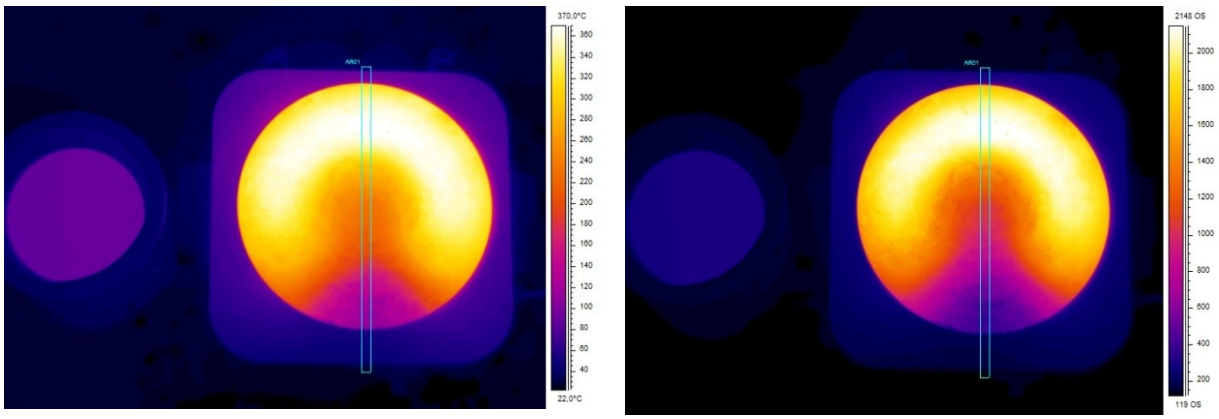


Рис. 4. ИК-изображение источника АЧТ (слева) с температурой 100 °С и плитки (справа) при температуре меньше 400 °С. Прямоугольником обозначена область для построения графика температуры.

Эксперимент получения серии фотографирования и измерения тепловизором поверхности объекта – электрической плитки – был выполнен в тёмной комнате. На (рис. 4) представлено ИК-изображение источника АЧТ (слева) с температурой 100 °С и плитки (справа) при температуре, которая не достигала 400 °С, чтобы не светилась. Рисунки показаны в значениях температуры слева (от 22 °С до 370 °С) и в значении энергии (от 119 OS до 2148 OS). ИК-изображение похоже на вид электроплитки, если бы она была перегрета и раскалилась.

Для графика (рис. 5) выбирается максимальная температура в строке прямоугольника в пикселах ИК-изображения. От верха вниз строка показана на абсциссе (рис. 5) в пикселах. Прямоугольник был скопирован в Photoshop. Для точек полоски, сообразных длине (рис. 5), были записаны значения RGB, показанные на том же рисунке.

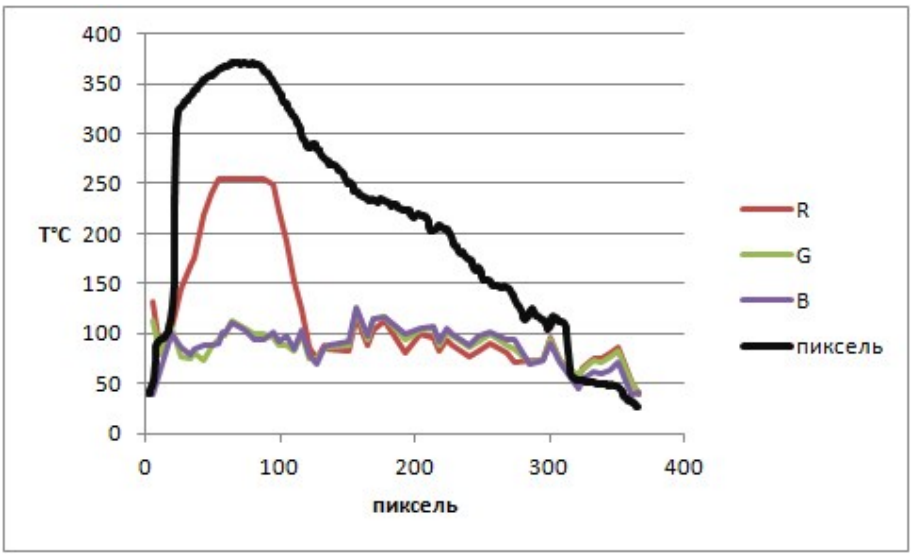


Рис. 5. График максимальной температуры в прямоугольнике и значения RGB.

Существенно, что значение R максимальное 256 на (рис. 5), указывает на фотографию, что «передержана». Исходные фотографии в Photoshop надо было показывать, используя опцию «яркость-контраст». В серии фотографий эксперимента есть фотографии при включении света в комнате. Они светлые и видна краснота.

Цветовая температура – это температура абсолютно чёрного тела, при которой оно испускает излучение того же цветового тона, что и рассматриваемое излучение, измеряется в градусах Кельвина или «оттенок» света, излучаемого источником (рис. 6).

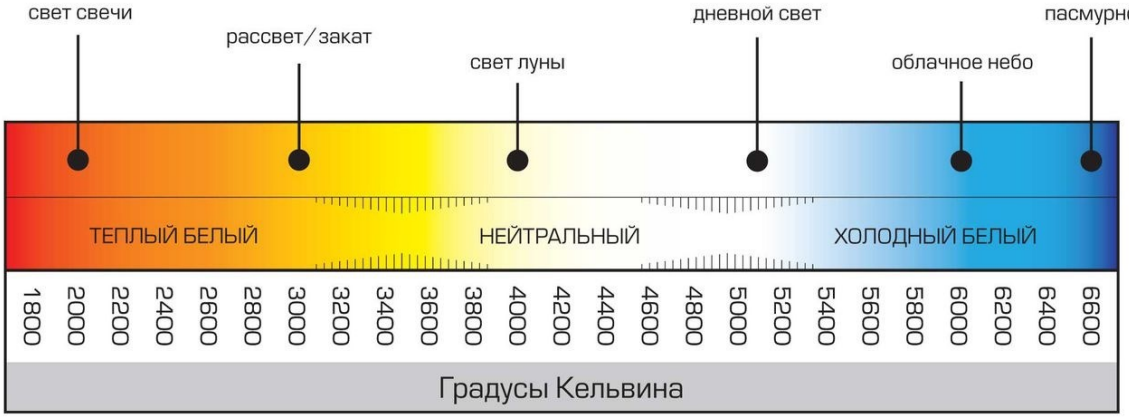


Рис. 6. Температура излучения различных источников (http://www.altie.ru/articles/351-tsvetovaya-temperatura-svetodiodnih-lamp-i-svetilnikov.html).

Глаз как оптический прибор более сложный, чем фотоаппарат [1]. Изображение человек мозгами воспринимает как голограмму.

Обмен энергией излучения – это процесс, зависящий от спектров источника, приёмника и среды. Среда не только поглощает энергию в каком- то диапазоне и отражает в другом диапазоне. Излучение представляется как луч и может отразить. В процессе обмена энергий излучений разнообразие украшается отражением.

Аномалия на (рис. 1) представляется как возникшая в шлейфе пара западной фумаролы из-за не столько от температуры пара, а из-за отражения от пара излучения самой фумаролы.

Обсуждение

ИВиС ДВО РАН – многопрофильная организация, качественно и численно описывает природные процессы для их понимания. При извержении вулкана, особенно катастрофическом, говорят про масштаб разноса вещества: лав, пирокластики, и меньше говорят о газе.

С первым сложным прибором **дистанционного измерения** – поляризационным микроскопом (петрография) – я познакомился в Институте вулканологии.

Методов измерения состава, количества газа непосредственно до и во время извержения нет, имеется только несколько способов оценки, которых явно недостаточно. Хотелось бы о газе знать больше… для этого в ДЗЗ привлекаются спектры излучения.

Выполненное исследование позволило задать вопрос о газе: эффективнее ли ночные измерения при использовании оптических спектральных портативных приборов?

Автор выражает искреннюю благодарность ст. инженеру ИВиС ДВО РАН А.В. Сокоренко за активное содействие в работе.

Список литературы

1. *Хазен А.М.* Парадоксы зрения человека и их устранение с помощью законов физики. // Наука и жизнь. 2004. № 9. С. 44-62.

УДК 551.21

Применение записей непрерывной видеосъемки для определения некоторых параметров эксплозивных извержений на примере вулкана Шивелуч (Камчатка)

Н.А. Жаринов, И.А. Борисов
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: nzhar@kscnet.ru

Рассматривается актуальность и необходимость непрерывных видеонаблюдений для определения некоторых параметров эксплозивных извержений на примере вулкана Шивелуч и его активность в 2001-2019 гг. Приводятся результаты оценки скоростей подъема эруптивных колонн и их высот, скорости пирокластических потоков, полученные на основании записей непрерывных видеонаблюдений. Обсуждаются возможные перспективы развития сети камер непрерывных видеонаблюдений.

Введение

Вулкан Шивелуч (рис. 1) расположен в центральной части полуострова Камчатка (56°6’с.ш. и 161°4’в.д.) и, со средним расходом 36 млн. т в год, занимает второе место на Камчатке по объему продуктов извержения.

Основные события последние 10 тыс. лет и в историческое время происходили внутри кальдеры вулкана Молодой Шивелуч. Это были катастрофические эксплозивные извержения типа направленных взрывов и слабые извержения, сопровождаемые ростом экструзивных куполов внутри кальдеры.

Последние два катастрофических извержения с интервалом 110 лет произошли 01-02.03.1854 г. и 12.11.1964 г. В ходе этих извержений выбрасывалось от 1.0-1.5 до 5.0-6.0 км^3 материала. Отложения взрывов и пирокластических потоков покрывали площади близкие 100-150 км^2. В эруптивных центрах (центрах взрывов) возникали кратеры диаметром 1-3 км в поперечнике.



Рис. 1. Вулкан Шивелуч, 08.02.2019 г. Вид с юго-запада, расстояние до экструзивного купола 30 км. Фото Ю.В. Демянчука.

Динамика извержений вулкана в 2001-2019 гг.

В предыдущих исследованиях отмечены три этапа формирования новых экструзивных образований на вулкане: I этап – начало формирования новых экструзий (август 1980 г. – конец 1981 г.); II – этап (апрель 1993 г. – январь 1995 г.), мощное эксплозивное извержение с последующей интенсивной экструзивной деятельностью; III этап, самый продолжительный, происходит с мая 2001 г. по настоящее время, февраль 2020 г. [2, 4]. Отметим основные особенности этого этапа.

Непрерывное формирование экструзивного купола сопровождалось мощными эксплозивными извержениями. Значительные эксплозивные события происходили в 2001, 2004, 2005, 2010, 2013, 2018 и 2019 гг. После усиленной эксплозивной деятельности в 2001, 2005, 2010, 2013 гг. наблюдался частичный развал вершины купола. По геодезическим данным, уже к маю 2004 г. объем внутрикратерного купола достиг $0.30 \cdot 10^9$ м^3 [4]. Такой объем имел купол Суелич перед катастрофическим извержением в 1964 г. Рост купола Суелич происходил в 1944-1950 гг. в этом же кратере.

Максимальный объем купол имел перед крупным эксплозивным извержением 27 октября 2010 г. (0.49 км^3) [2], в ходе которого произошел частичный развал купола. Объем разрушенной части купола по данным аэросъемки составил 0.27 км^3 [1].

Весь последующий год происходило обрушение стенок полуразрушенной юго-восточной части кратера. Прироста объема купола практически отмечено не было до конца октября 2011 г. В дальнейшем, с конца 2011 г. до конца августа 2013 г., вновь происходит увеличение объема купола, продолжается непрерывный экструзивный процесс. И вновь после крупного эксплозивного события 03.12.2013 г. происходит незначительное разрушение вершины купола. С января 2015 г. вновь наблюдается прирост высоты и объема купола. К концу 2018 г. купол достиг отметки 590 м, при объеме близком 0.25 км^3. К маю 2019 года высота купола достигла отметки 576 метров. В первой половине года активность вулкана проявлялась редкими пепловыми выбросами, сходом раскаленных лавин и свечением купола в темное время суток. К июлю активность вулкана снизилась, но уже к августу стала увеличиваться, и 29 августа 2019 года произошло мощное эксплозивное событие, сопровождавшееся сходом пирокластического потока протяженностью около 10-12 км и частичным разрушением восточной и юго-восточной части купола. Высота купола после этого извержения не изменилась. До октября активность вулкана не изменялась и в последние три месяца года пошла на убыль.

Видеонаблюдения

Скорость протекания процессов на андезитовых вулканах различна. Так, например, эксплозивное извержение, вызвавшее разрушение купола или распространение пирокластического потока, происходит очень быстро, а экструзивный рост купола – событие, протекающее достаточно медленно. Поэтому для определения параметров происходящих на вулкане процессов необходимы наблюдения с различной дискретностью. Чем быстрее протекает процесс, тем более непрерывным должен быть процесс наблюдения.

Одним из дистанционных методов исследований, позволяющих выполнять наблюдение с заданной дискретностью, является видеонаблюдение.

С 2011 года и по настоящее время на Камчатской вулканологической станции им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга ведутся непрерывные видеонаблюдения за вулканами Ключевской и Шивелуч. На станции размещены пять видеокамер, из них три направлены на вулкан Шивелуч и две на вулкан Ключевской. Камеры производят запись в оптическом и инфракрасном диапазонах с частотой 1 кадр в секунду. Используемые камеры имеют различное разрешение кадра – 1024×768 пикселей и 800×600 пикселей. Записи с первых камер позволяют исследовать видимые разрушения на куполе и анализировать крупномасштабные изменения его морфологии. По записям

с последних производится расчет высот эруптивных колонн, скорости их подъема и скорости распространения пирокластических потоков.

Необходимо отметить, что годовая видимость наблюдаемого объекта, по результатам видеонаблюдений за 2015-2019 гг., составляет примерно 48-50% от всех дней в году, поэтому некоторые события могли быть не зафиксированы.

На станции создан видеоархив событий, произошедших на в. Ключевской и в. Шивелуч с 2015 г. по сегодняшний день. Создание видеоархива позволит в будущем производить более подробный ретроспективный анализ событий, происходящих на вулкане, что, несомненно, будет полезным для будущих ученых.

Авторы настоящей работы считают ведение непрерывных видеонаблюдений и создание на их основе видеоархивов одной из важнейших задач станции. В связи с этим необходимо развивать и расширять существующую сеть непрерывной видеофиксации в районах наиболее активных вулканов.

Результаты

В настоящее время в результате ретроспективного анализа видеозаписей авторами работы выполнена количественная оценка высот эруптивных колонн, их скоростей подъема и скоростей пирокластических потоков наиболее мощных эксплозивных событий, произошедших на в. Шивелуч.

Методика определения параметров эксплозивных извержений

На основе фотоснимка вулкана для определения высот эруптивных колонн и их скоростей подъема была создана шкала (рис. 2).

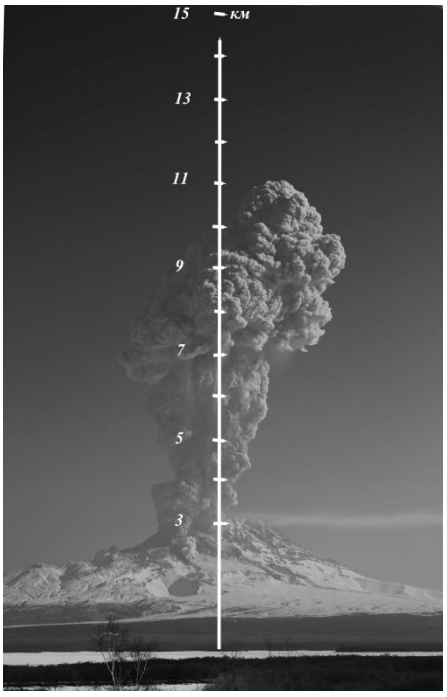


Рис. 2. Шкала для определения высот эруптивных колонн

Для ее создания использовались известные параметры объектива при известном фокусном расстоянии и расстояние до объекта. После этого путем наложения видеокадров на созданную шкалу определялись высоты эруптивных колонн. При частоте видеосъемки 1 кадр/с можно с большой точностью определять скорости подъема эруптивных колонн и аналогичным образом скорости распространения пирокластических потоков, зная их протяженность.

Для примера расчета скоростей подъема эруптивных колонн рассматривались события, произошедшие 19 июня и 5 декабря 2017 года. Высоты колонн достигали 12000 м над у.м. и 11500 м над у.м., соответственно. Ранее были определены тепловые мощности этих событий, и они составляли lnQ=8.83 кВт для первого и lnQ=8.75 кВт для второго.

Для определения скоростей пирокластических потоков рассматривались извержения, произошедшие на вулкане 3 декабря 2013 года и 16 мая 2017 года. Пирокластические потоки во время этих событий распространялись в одинаковом направлении от вулкана и по одинаковой траектории, поэтому были выбраны для определения скоростей распространения. Скорости подъемов эруптивных колонн рассчитывались до высоты 7000 м над уровнем моря. Скорости пирокластических потоков рассчитывались в их нижнем течении, и полученные величины могут значительно отличаться от скоростей в верхнем течении потока, но рассчитать скорости потоков на большей высоте не представляется возможным. Результаты расчетов скоростей подъема эруптивных колонн и скоростей распространения пирокластических потоков представлены в (таблица), где ln Q, кВт – тепловая мощность эруптивных колонн; v, м/с – скорость распространения.

Таблица. Скорости движения пирокластических потоков и эруптивных колонн.

	Пирокластические потоки		Эруптивные колонны	
	03.12.2013	16.05.2017	19.06.2017	05.12.2017
ln Q, кВт	8.34	8.25	8.83	8.75
v, м/с	18	16	98	78

Все рассматриваемые выше события по шкале мощности (интенсивности) эксплозивной и фумарольной деятельности вулканов, представленной в [3], относятся к семибалльным извержениям, а значит можно предположить, что пирокластические потоки и эруптивные колонны имеют одинаковые условия распространения. Однако будет справедливым отметить, что события происходили в разные времена года и, возможно, метеорологические параметры, такие как температура воздуха и вертикальный температурный градиент, могли влиять на рассчитанные величины.

Выводы

Новый эруптивный цикл в. Шивелуч продолжается и сопровождается эксплозивными событиями, экструзивным ростом купола и периодическим его разрушением.

Непрерывные видеонаблюдения позволяют с большой точностью определять некоторые параметры эксплозивных извержений: скорости пирокластических потоков, скорости подъема эруптивных колонн, а при детальном рассмотрении и изменение морфологии купола, производить ретроспективный анализ произошедших событий.

Необходимо расширять существующую сеть непрерывной видеофиксации и размещать видеокамеры в районах наиболее активных вулканов: Ключевской, Шивелуч, Безымянный и др., устанавливать их на максимально безопасном и близком расстоянии от вулканов, что, несомненно, приведет к улучшению качества получаемого изображения и повышению точности рассчитываемых величин.

Список литературы

1. *Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В. и др.* Состояние активных вулканов Камчатки по данным аэросъемочных облетов и фотограмметрической обработки снимков 2010 г. // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога 30 марта – 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 26-36.
2. *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.
3. *Федотов С.А*. Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3-28.
4. *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.

УДК 551.21

Камчатской вулканологической станции имени Ф.Ю. Левинсон-Лессинга – 85 лет

Н.А. Жаринов, Ю.В. Демянчук, В.А. Цветков
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: nzhar@kscnet.ru

Приводятся сведения об истории создания и развитии Камчатской вулканологической станции Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН.

Первое десятилетие работы станции

Начало систематических вулканологических исследований на Камчатке было заложено выдающимися учеными – академиками Ф.Ю. Левинсон-Лессингом и А.Н. Заварицким [2, 3]. А.Н. Заварицкий писал, что изучение вулканизма, в особенности активных вулканов, имеет исключительное значение для понимания явлений, происходящих в различных частях земного шара. В вулканизме непосредственно проявляется энергия, связанная с глубинными областями нашей планеты, здесь ближе всего можно подойти к пониманию природы магмы. В 1929 г. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг вносит в Тихоокеанский комитет при АН СССР на обсуждение план вулканологических исследований на Камчатке, которые предполагалось проводить не только экспедиционным путем, но и стационарно с организацией специального учреждения вблизи действующих вулканов, а конкретно – вблизи Ключевской группы вулканов. После ряда экспедиций, проведенных в 1931-1935 гг., в августе 1935 г. в пос. Ключи прибыл вулканологический отряд во главе с В.И. Влодавцем, и с сентября 1935 г. Камчатская вулканологическая станция АН СССР начала наблюдения за камчатскими вулканами. Эти наблюдения продолжаются до настоящего времени.

В соответствии с программой работ, составленной академиком Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, «перед Вулканологической станцией были поставлены широкие научные задачи: накопление данных о морфологии и строении вулканов, о характере вулканической деятельности и типах извержений; изучение вещественного состава вулканических продуктов – газов, возгонов, бомб и других пирокластических выбросов; выявление химического состава лав и закономерностей его изменения; оценка возможностей использования вулканических продуктов в народном хозяйстве; систематические наблюдения и исследование характера вулканической деятельности (каждого активного вулкана в отдельности) в целях накопления признаков по предвидению извержений» [2]. Как можно видеть, в основу программы работ Вулканологической станции была положена наблюдательная вулканология, и именно поэтому станция была открыта в пос. Ключи, вблизи наиболее активных вулканов Камчатки – Ключевского, Шивелуча и Толбачика. В 1955 г. к числу этих вулканов добавился проснувшийся после тысячелетнего периода покоя вулкан Безымянный.

В начале основные работы были сосредоточены на изучении Ключевской группы вулканов. Концентрация сил и средств зарождающейся советской вулканологии на изучении действующих вулканов не замедлила принести свои плоды – классикой мировой вулканологии стали работы А.А. Меняйлова [5], Б.И. Пийпа [6], Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [4], в которых подробные описания геологии действующих вулканов сочетаются с еще более подробными наблюдениями за процессом их извержений.

Камчатскую вулканологическую станцию по праву называют колыбелью российской вулканологии. Станция стала первой школой вулканологических знаний. На станции выросла плеяда вулканологов: профессор В.И. Влодавец, член-корреспонденты АН СССР Б.И. Пийп, Г.С. Горшков; доктора наук А.А. Меняйлов,

С.И. Набоко, А.Е. Святловский, Е.К. Мархинин, Б.В. Иванов, кандидаты наук Л.А. Башарина, Г.Е. Богоявленская, И.И. Гущенко, П.И. Токарев, А.И. Фарберов, В.И. Горельчик и др.

В 1938 г. Камчатская вулканологическая станция была утверждена Президиумом АН СССР в качестве самостоятельного учреждения. Первые 10 лет станция была единственным вулканологическим учреждением в СССР. Был утвержден Учёный совет Камчатской вулканологической станции в составе академиков А.Н. Заварицкого (председатель) и Д.С. Белянкина, чл.-кор. АН СССР П.И. Лебедева, проф. Н.Г. Келля, докторов наук В.Ф. Бончковского, М.П. Воларовича, сотрудников станции В.И. Влодавца, А.А. Меняйлова, С.И. Набоко, Б.И. Пийпа, В.Ф. Попкова. С 1937 г. начал выходить Бюллетень Камчатской вулканологической станции на русском и английском языках, а с 1940 г. – Труды Камчатской вулканологической станции.

Лаборатория вулканологии АН СССР с Камчатской вулканологической станцией (1945-1962 гг.)

В 1943 г. постановлением Президиума АН СССР Камчатская вулканологическая станция была преобразована в Лабораторию вулканологии с Вулканологической станцией на Камчатке. Основными задачами Лаборатории вулканологии стали «разработка теоретических вопросов вулканизма и изучение продуктов вулканической деятельности, на примере действующих и потухших вулканов» [3]. Уже в этой формулировке задач Лаборатории вулканологии заметен некоторый отход от наблюдательной вулканологии и смещение акцентов в направлении теоретических построений на основе вулканической геологии. В принципе это смещение акцентов в сторону геологического изучения вулканических объектов для своего времени было вполне оправданным, так как с организацией Лаборатории вулканологические исследования расширились и включили территорию Камчатки, Курильских островов, Сахалина, Приморья, Закарпатья, Кавказа, Монголии.

Работы на станции проходили сменами. В 1935-1936 гг. работала смена под началом В.И. Влодавца, в 1936-1938 гг. – смена А.А. Меняйлова, в 1938-1940 гг. – В.Ф. Попкова. Во время Великой Отечественной войны единственным научным сотрудником на станции был Б.И. Пийп. В послевоенные годы количество сотрудников на станции увеличивается. В те годы начальниками станции были А.А. Меняйлов (1946-1948 гг.), Г.С. Горшков (1948-1950 гг.), Б.И. Пийп (1950-1954 гг.), Г.С. Горшков (1954-1957 гг.), Е.К. Мархинин (1958-1961 гг.). В послевоенные годы на станции работали С.И. Набоко, Л.А. Башарина, Н.Д. Табаков, Н.Е. Соколов, О.А. Былинкина, И.И. Товарова, И.И. Гущенко, Г.Е. Богоявленская, П.И. Токарев, О.Н. и В.Н. Борисовы, А.Н. Сирин, К.М. Тимербаева, В.А. Бернштейн, О.М. Алыпова, О.Б. Пугач и др.

Во все годы работы лаборатория была инициатором развития новых направлений вулканологических исследований. Работы на Камчатской вулканологической станции заключались, в первую очередь, в комплексном изучении всех вулканов Ключевской группы.

Выбор для расположения вулканологической станции в п. Ключи был сделан правильно. С начала систематических исследований в районе северной группы вулканов Камчатки произошло более 17 побочных извержений вулкана Ключевской, 18 вершинных извержений, с 1955 г. активизировался и продолжает работать более 65 лет вулкан Безымянный, в 1964 г. произошло катастрофическое извержение в. Шивелуч, а с 1980 г. по настоящее время на этом вулкане продолжается непрерывный экструзивный процесс.

Развитие комплексных геолого-геофизико-геохимических исследований

Новые научные направления и школы, появившиеся впервые на станции, получили дальнейшее развитие в Институте вулканологии. В 1946 г. в составе станции была организована Ключевская, а позже Козыревская сейсмические станции, на

станции сформировался сейсмический отдел. Было положено начало геофизическим исследованиям активных вулканов. Первым заведующим сейсмической службой был Н.Е. Соколов. Наиболее плодотворной работа была у Г.С. Горшкова, П.И. Токарева, В.И. Горельчик, В.В. Степанова.

В первые годы открытия сейсмического отдела прогноз извержений на станции находился в стадии методических разработок. В 1954-1957 гг. начальником станции был Г.С. Горшков. У него зародилась идея экранирования сейсмических волн магматическим очагом, в частности, Ключевского вулкана. Было показано, что питающий магматический очаг вулкана Ключевской находится на глубинах более 50 км [7]. Это было революционное открытие мирового уровня. Позднее, в 1966 г. член-корреспондент Г.С. Горшков стал директором Института вулканологии, после безвременной кончины Б.И. Пийпа.

В 1958-1961 гг. Камчатскую вулканологическую станцию возглавлял Е.К. Мархинин. С его именем связано создание нового направления в науке – биовулканологии. Биовулканология рассматривает значение вулканических процессов для образования среды обитания живых организмов – биосферы. В дальнейшем Е.К. Мархинин стал академиком Российской Академии Естественных Наук, заслуженным деятелем науки России, профессор продолжал начатые исследования на общественных началах.

С 1961 по 1965 гг. Камчатскую вулканологическую станцию возглавлял А.Е. Святловский. Ещё в 1946 г. для изучения морфологии вулканов была впервые использована аэрофотосъёмка. Результатом первых аэровулканологических исследований явилось издание Атласа вулканов СССР [1]. Материалы исследований были обобщены В.И. Влодавцем, Г.С. Горшковым, Б.И. Пийпом и завершены изданием каталога вулканов СССР. При подготовке Атласа вулканов СССР, выполнении аэросъёмочных работ вулканов Камчатки в частности, активное участие принимали А.Е. Святловский и Ю.С. Доброхотов.

В этот период времени на базе Лаборатории вулканологии, Камчатской геолого-геофизической экспедиции, Камчатской комплексной экспедиции и Петропавловской геофизической станции постановлением Президиума АН СССР в г. Петропавловск-Камчатский был образован Институт вулканологии СО АН СССР (1962 г.) и совершенно естественно, что первые годы существования Института были связаны с продолжением работ станции. В последующие годы вулканологическую школу на станции прошла основная часть вулканологов следующего поколения: И.Т. Кирсанов, И.А. Меняйлов, А.А. Важеевская, В.И. Горельчик, В.А. Ермаков, Ю.М. Дубик, Л.П. Никитина, Е.К. Серафимова, Б.В. Иванов, В.В. Степанов, Н.А. Жаринов, Е.Ю. Жданова, А.И. Козырев, А.Б. Белоусов, М.Г. Белоусова, А.И. Малышев, Ю.В. Демянчук, П.П. Фирстов, В.А. Широков и др.

Первым опытом комплексных геолого-геофизико-геохимических исследований было изучение побочного прорыва на вулкане Ключевской в 1966 г. под руководством И.Т. Кирсанова. С 1965 по 1970 гг. И.Т. Кирсанов возглавлял коллектив Камчатской вулканостанции. В дальнейшем И.Т. Кирсанов продолжал научную работу в Институте вулканологии.

В 1970-1977 гг. вулканологическую станцию в пос. Ключи возглавлял Б.В. Иванов. Он прошел большой путь научно-организационной работы от начальника Камчатской вулканологической станции до организатора и директора (1991-2004 гг.) Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН. В годы его работы на станции впервые в СССР было проведено глубинное сейсмическое зондирование (просвечивание сейсмическими волнами) района Ключевской группы вулканов. 40-летний юбилей станции в 1975 г. был отмечен выпуском в печать сборника «Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов» под редакцией Б.В. Иванова и С.Т. Балесты. Вместе с Б.В. Ивановым работала его жена

В.И. Горельчик, руководившая на протяжении долгих лет (с 1970 по 1990 гг.) сейсмической службой Камчатской вулканологической станции.

Одной из основных задач станции было создание надёжного метода прогноза извержений на основании комплекса методов, в частности на всестороннем развитии сейсмических методов исследований. Первые успешные прогнозы извержений вулканов Безымянного и Шивелуча были сделаны П.И. Токаревым в 1956 и 1964 гг., затем побочного извержения на вулкане Ключевской в 1983 г. и блестящий прогноз места и времени Большого трещинного Толбачинского извержения в июле 1975 г.

Развитие геофизических методов исследований продолжалось в последующие годы. Расширению геофизических работ, а также появлению в программе работ Камчатской вулканологической станции специальных геодезических исследований большую помощь оказывал академик РАН С.А. Федотов, руководивший Институтом вулканологии с 1971 по 2004 гг. Самый продолжительный период времени во главе коллектива сотрудников Камчатской вулканологической станции был Н.А. Жаринов (1978-2004 гг.). Мировой опыт работ по исследованию активных вулканов показал важность и необходимость изучения деформаций земной поверхности, связанных с их деятельностью. С 1978 г. на станции наряду с сейсмическими наблюдениями начинаются геодезические работы. Многолетние геодезические наблюдения, выполненные на вулканах, показали, что максимальные смещения наблюдаются на постройках вулкана, вблизи трещин, из которых изливается жидкая лава; вблизи кратеров и куполов, которые образуются при выжимании вязкой лавы.

К началу 80-х годов прошлого века вулканологические исследования, выполнявшиеся самой Вулканологической станцией, приобрели четко выраженный геодезический профиль и были ориентированы на исследование деформаций земной поверхности геодезическими методами на Ключевском и Усть-Камчатском геодинамических полигонах для оценки состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч и оценки сейсмической опасности района пос. Усть-Камчатск.

Перспективы на будущее

Говоря о перспективных направлениях исследований на вулканостанции в ближайшие годы, можно отметить, во-первых, развитие дистанционных методов наблюдений за активными вулканами северной группы. В настоящее время с территории станции под руководством Ю.В. Демянчука (нач. в/ст. 2004-2019 гг.) налажены видеонаблюдения за двумя активными вулканами: Ключевской и Шивелуч. Для слежения за динамикой вулканических процессов на вулкане Безымянный необходима организация видеонаблюдений с юго-восточной стороны вулкана.

Другими направлениями исследований на станции в ближайшие годы может быть использование спутниковых технологий определения деформаций склонов вулканов и выполнение фотограмметрических работ, как наземных перспективных съемок, так и аэрофотосъемок.

Список литературы

1. Атлас вулканов СССР. Отв. редакторы: Н.Г. Келль, Б.И. Пийп. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 174 с.
2. *Влодавец В.И.* Начало // Бюлл. вулканологических станции. 1974. № 50. С. 3-5.
3. *Влодавец В.И., Набоко С.И., Федотов С.А.* К 50-летию советской вулканологии // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 3-15.
4. *Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955-1963 гг.). М.: Наука, 1965. 170 с.
5. *Меняйлов А.А.* Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. М., 1955. 264 с.
6. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. Вып. 11. М., 1956. 311 с.
7. *Федотов С.А.* 20 лет Института вулканологии (краткий очерк возникновения и развития, достижения, перспективы) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 98-105.

УДК 551.21

О повторяемости извержений Ключевского вулкана в историческое время и их геологическом эффекте

В.В. Иванов
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: victor@kscnet.ru

Введение

Изучение повторяемости извержений Ключевского вулкана, как крупнейшего базальтового магматического центра Камчатки, важно как для понимания фундаментальных вопросов вулканизма и его контроля, так и для количественной оценки вулканических опасностей. Изучению цикличности извержений Ключевского вулкана посвящены работы [1, 3, 4, 7]. Б.И. Пийп [4] обнаружил, что извержения Ключевского вулкана образуют серии (группы) быстро следующих друг за другом извержений, разделенных сравнительно длительными паузами. Эти серии он назвал эруптивными циклами. Распределение активизаций (извержений) Ключевского вулкана по размерам на основании длительности эпизодов сопровождающего вулканического дрожания рассматривалось в работе [9]. Глубинному строению земной коры в районе Ключевского вулкана посвящены работы Гонтовой (2004), Горельчик, Гарбузовой, Сторчеуса (2004), а также [6]. В статье [6] утверждается, что в переходном слое от коры к мантии и в нижних частях земной коры под Ключевским вулканом на глубинах 40-25 км располагается область промежуточных магматических очагов, в которых накапливается и дифференцирует основная и ультраосновная магма, и находится вероятный источник эксцентрических извержений. К настоящему времени объем данных по извержениям Ключевского вулкана значительно увеличился. Возникает необходимость оценить статистическими методами основные количественные характеристики потока извержений вулкана Ключевского в историческое время и сделать некоторые выводы о механизме поступления порций магмы, питающих его отдельные извержения (*цель настоящей работы)*. Оценка объемов или масс изверженных продуктов для Ключевского вулкана встречает значительные трудности: большая высота вулкана и его недоступность, наличие глубокого вершинного кратера, размеры и параметры заполнения которого обычно неизвестны, распространение лав в эрозионно-тектонических желобах, постоянно меняющих свою конфигурацию, поглощение лавовых потоков ледниками и т.д. Поэтому нам пришлось ограничиться анализом только взрывных магнитуд исторических извержений, причем полученных полуколичественным методом (*вулканический эксплозивный индекс* (*VEI*)) [10].

Исходные данные и методика их обработки

Даты начала извержений и величины их *VEI* для Ключевского вулкана выбирались из каталога извержений мира Смитсонианского института с 1697 по 2016 гг. [8]. Зная *VEI* извержения, объем выброшенной им пирокластики (V_p) можно приближенно оценить лишь с точностью до десятичного порядка $10^{(VEI+4)} < V_p,\text{m}^3 \leq 10^{(VEI+5)}$ [10]. Поэтому для извержения с данным *VEI* мы принимали объем выброшенной им пирокластики (V_p), отвечающий среднему значению магнитуды (*VEI* +4.5) соответствующего диапазона по формуле:

$$V_p,\text{m}^3 \approx 10^{(VEI\,+\,4.5)} \qquad (VEI \geq 2) \qquad (1)$$

Извержения вулкана рассматривались как поток событий во времени, которые характеризуются временем начала, взрывной магнитудой *VEI* и объемом пирокластики, рассчитанным по формуле (1). Для исторических извержений строились *кумулятивные графики числа извержений*, на основе которых выделялись представительные временные интервалы. Для этих интервалов строились *кумулятивные графики объемов пирокластики*, на основе чего оценивался геологический эффект взрывного вулканизма

Ключевского, а также частотно-магнитудные распределения, в которых частоты нормировались на один и тот же временной интервал, равный 1000 лет. Это позволяло рассчитать средние интервалы повторяемости извержений различных *VEI*. Распределения интервалов времени между началами извержений строились на основе составленного автором каталога с 1915 по 2010 гг. [2].

Геологический эффект взрывной активности Ключевского вулкана в историческое время

На рисунке 1 (слева) показано распределение извержений Ключевского вулкана с 1697 по 2016 гг. и кумулятивный график выброшенной ими пирокластики (справа). Кумулятивный график экспоненциально нарастает со временем, что отражает повышение детальности каталога извержений со временем. Временной интервал с 1905 по 2016 гг. (111 лет) соответствует примерной линейности графика и выбран в качестве представительного для оценки продуктивности. На этом интервале средняя взрывная продуктивность вулкана оценивается примерно в 12 км^3 пирокластики за 1000 лет.

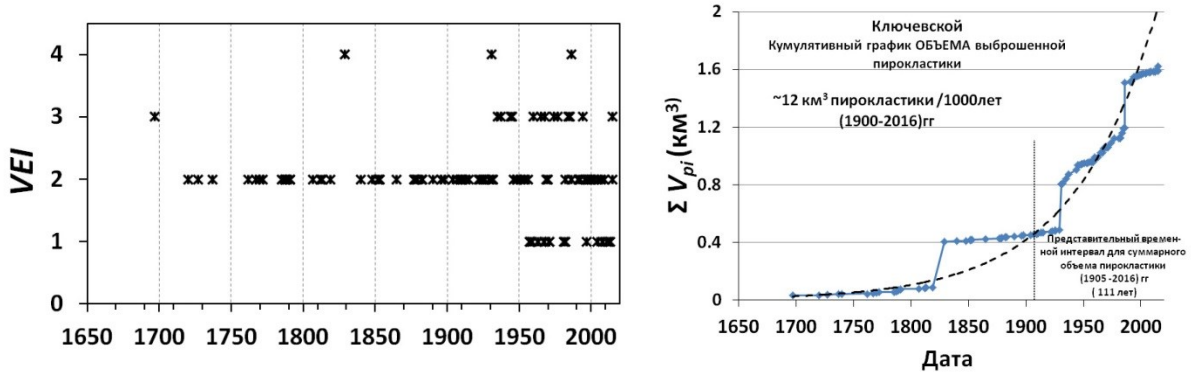


Рис. 1. Распределение извержений Ключевского вулкана с 1697 по 2016 гг. (слева) и кумулятивный график вынесенной ими пирокластики (справа).

Частотно-магнитудное распределение извержений Ключевского вулкана в историческое время

На рисунке 2 показаны кумулятивные графики *числа* извержений с *VEI*=2 и с *VEI*=3. На основе этих графиков представительные временные интервалы для анализа частот встречаемости извержений выбраны для *VEI*=2 (1875-2016 гг.) и для *VEI*=3 (1935-2016 гг.). В каталоге было всего три извержения с *VEI*=4, и для них в качестве представительного принят весь интервал с 1697 по 2016 гг.

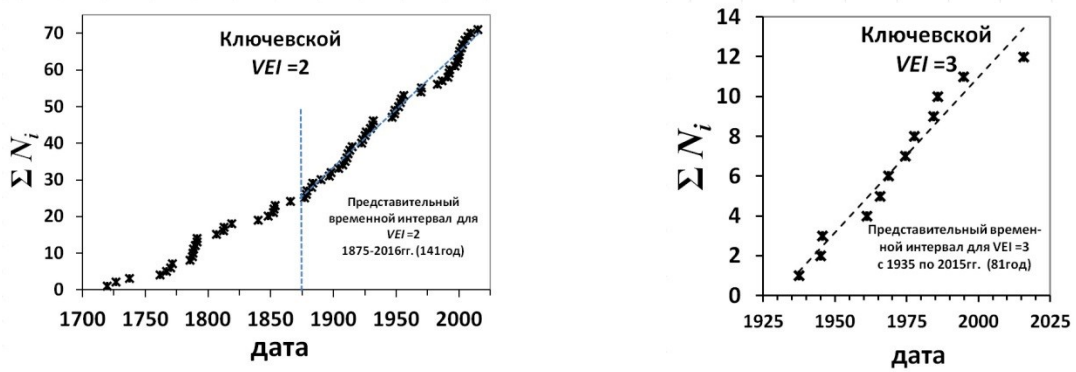


Рис. 2. Кумулятивные графики числа извержений с *VEI*=2 и *VEI*=3.

Частотно-магнитудное распределение извержений Ключевского вулкана показано на рисунке 3.

Данные на рисунке 3 аппроксимируются следующей регрессионной зависимостью:

$$\log_{10} \tilde{N} = \log_{10} N_0 - \gamma_{\text{diff}} VEI \qquad (2)$$

где $\tilde{N}$ – прогнозируемое количество извержений для данного *VEI* за 1000 лет, N_0 – начальное значение, b_{diff} – коэффициент регрессии, равный для исторических извержений 0.6 (рис. 3). Отсюда получаются средние интервалы между извержениями, представленные в Таблице.

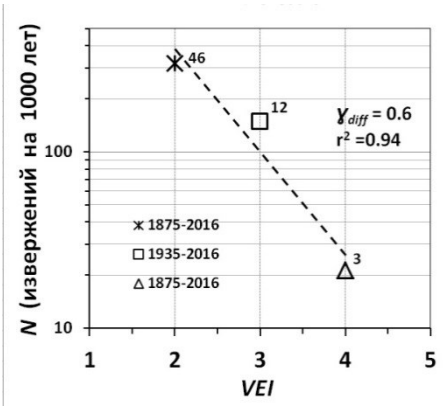


Рис. 3. Дифференциальный график частотного распределения взрывной магнитуды извержений (*VEI*) Ключевского вулкана за историческое время. Цифры у точек обозначают количества извержений в выборках для соответствующих, заранее выбранных представительных временных интервалов. Числа извержений *N* нормировались на один и тот же 1000-летний интервал. γ_{diff} – тангенс угла наклона аппроксимирующей прямой. r^2 – степень надежности аппроксимации.

Таблица. Средние интервалы времени между извержениями Авачинского вулкана для магнитуд *VEI* = 2-4 за историческое время

VEI	Число извержений на 1000 лет ($\tilde{N}$)	Средний интервал между извержениями (лет)	Примеры извержений
2	400	2.5	..2005, 2007, 2009 гг. …
3	100	10	..1945, 1994 гг.
4	25	40	1829, 1931, 1986 гг.

Мы полагаем величины средних интервалов между извержениями заниженными, что связано с низкой точностью оценок взрывных магнитуд *VEI*.

Распределение интервалов времени между началами извержений Ключевского вулкана в XX – начале XXI века

На рисунке 4 (слева) показано распределение во времени интервалов времени (τ) между началами всех извержений вулкана с 1915 по 2010 гг. по данным [2]. На рисунке справа представлено частотное распределение интервала τ, полученное на этом временном отрезке. Там же пунктиром показана экспоненциальная плотность распределения, имеющая место для стационарного пуассоновского процесса вида

$$p, \text{год}^{-1} = \Lambda \exp(-\Lambda\tau), \qquad (3)$$

где p – плотность вероятности распределения интервала (τ), а Λ – экспериментальный параметр – средняя интенсивность потока извержений на указанном 95-летнем отрезке, равная 0.45 события в год. Из рисунка 4 видно, что распределение интервала времени между началами всех извержений Ключевского вулкана бимодальное и не подчиняется экспоненциальному распределению.

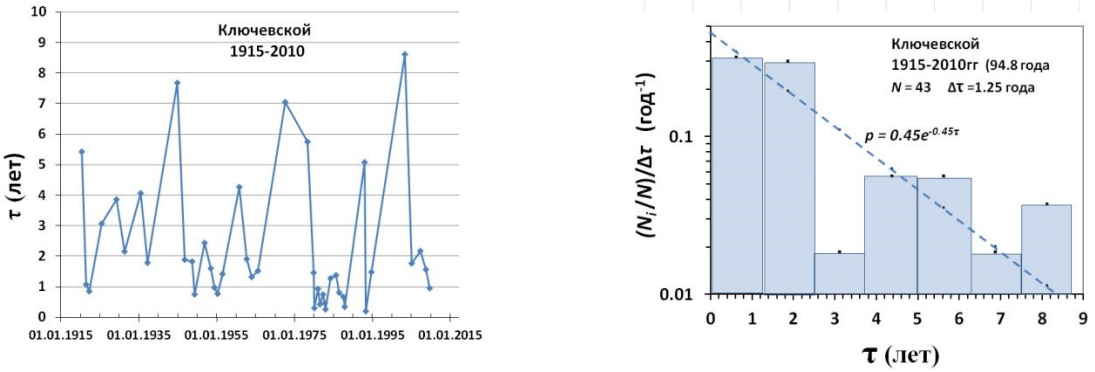


Рис. 4. Слева: распределение во времени интервалов (τ) между извержениями вулкана с 1915 по 2010 гг. Справа: частотное распределение (τ) на этом временном отрезке и его аппроксимация экспонентой.

Следовательно, поток извержений вулкана Ключевского не является стационарным пуассоновским процессом. Извержения образуют группы близко отстоящих по времени событий, разделенных сравнительно длительными интервалами покоя. Это подтверждает выводы работ [1, 3, 4, 7].

Выводы

1) Ключевской вулкан в среднем за историческое время выбрасывал примерно 12 млн м^3 пирокластики в год (для извержений с *VEI*=2-4). Это согласуется с величиной общей продуктивности этого вулкана, равной 60 млн. т магмы в год [5].

2) Средние интервалы времени между извержениями вулкана оцениваются следующим образом: извержения с *VEI*=2 (объемы пирокластики от 1 до 10 млн м^3), наподобие ряда последних извержений вулкана, происходят в среднем примерно 1 раз в 2.5 года. Извержения с *VEI*=3 (объемы пирокластики от 10 до 100 млн м^3), наподобие извержений в 1945 и 1993 гг., происходят с интервалом одно извержение примерно в 10 лет. А извержения с *VEI*=4, наподобие извержений в 1829, 1931, 1986 гг., происходят с интервалом примерно в 40 лет. Реальные интервалы между извержениями будут иметь значительный случайный разброс, как вследствие внутренне присущей магматическим системам случайности, так и влияния общепланетарных и космических факторов [3] (рис. 4, справа).

3) Распределение интервала времени между началами всех извержений Ключевского вулкана бимодальное и не подчиняется экспоненциальному распределению. Следовательно, поток извержений вулкана Ключевского не является стационарным пуассоновским процессом. Извержения образуют группы близко отстоящих по времени событий, разделенных сравнительно длительными интервалами покоя, что подтверждает выводы работ [3, 4].

Список литературы

1. *Жданова Е.Ю., Рудаков В.П.* Проявления ритмичности в эруптивной деятельности вулканов Ключевской группы и Шивелуча (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1994. № 3. С. 20-34.
2. *Иванов В.В.* Сейсмологические предвестники вершинных извержений Ключевского вулкана на Камчатке (на примере вулканического дрожания). Автореф. дисс. кандидата геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 13 с.
3. *Иванов В.В., Пономарев Г.П.* Ритмика извержений Ключевского вулкана и вопросы прогноза его активности // Вестник КРАУНЦ. № 2(6). 2005. С. 48-61.
4. *Пийп Б.И.* Особенности извержений Ключевского вулкана // Тр. лаб. вулканологии АН СССР, Вып. 13. М.: Изд-во АН СССР. 1958. С. 99-119.
5. *Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В.* К оценке энергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг // Геотектоника. 1979. № 1. С. 36-47.
6. *Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности) // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3-42.
7. *Широков В.А.* Некоторые вопросы методики комплексного прогноза побочных извержений вулкана Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 48-57.
8. Global Volcanism Program. URL: http://volcano.si.edu/search_eruption_results.cfm (дата обращения 19.08.2019).
9. *Ivanov V.V.* Power Law Distribution of Volcanic Eruptions in Size, a Mechanism of Magma Accumulation in the Earth's Lithosphere and Hazards Prediction // Транспорт и хранение нефтепродуктов и углеводородного сырья (Transport and Storage of Oil Products and Hydrocarbons). 2018. № 5. P. 43-51. https://doi.org/10.24411/0131-4270-2018-10507.
10. *Newhall C.A., Self S.* The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism. Journal Geophys. Res. 1982. 87 (C2). P. 1231-1238.

УДК 551.21

Вулкан Эбеко в 2019 г.: динамика извержения по наземным данным

Т.А. Котенко[1], С.З. Смирнов[2], Е.И. Сандимирова[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail: sinarka2017@mail.ru

[2]Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Извержение вулкана Эбеко (50° 41' с.ш., 156° 01' в.д.), о-в Парамушир, Курильские острова, абсолютная высота 1156 м, началось в октябре 2016 г. [1, 4] и продолжается до сих пор.

Динамика извержения в 2019 г.

До августа 2018 г. эмиссия пепла происходила из двух жерл: восточного – в Активной воронке (АВ) и западного – в небольшом кратере, прорвавшем северо-западную стенку АВ. Этот кратер (кратер Корбута) [2] сформировался на окончании рва из линейно ориентированных воронок фреатических взрывов [1]. С августа 2018 г. эруптивная активность полностью перешла в новый кратер и уже в сентябре АВ была полностью засыпана продуктами извержения. 6 января 2019 г. диаметр КК (рис. 1 *а*) составлял около 160 м, а глубина по северной бровке была около 70 м.

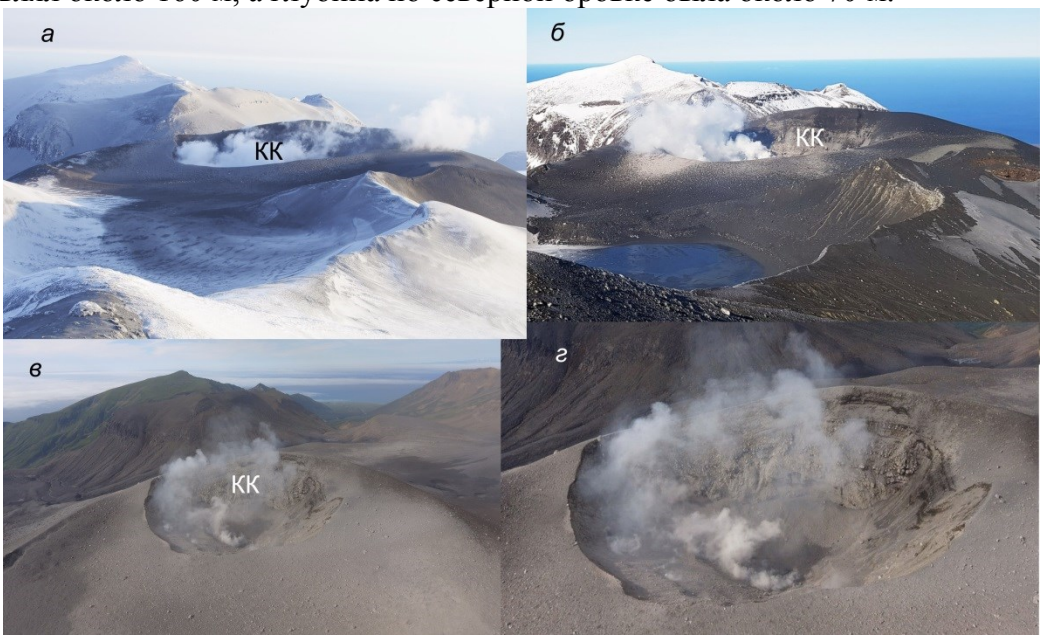


Рис. 1. Кратер Корбута в 2019 г., вид с вершины: (*а*) 15 апреля; (*б*) 21 октября. Аэрофотосъемка 11 августа (*в, г*). Фото Л.В. Котенко (*а*), Е.И. Котенко (б), И.А. Черкашина (*в*, *г*).

Между взрывами наблюдалось сильная фумарольная деятельность на дне кратера, количество фумарол менялось от 5 до 10. Зона поражения крупными обломками размером до 0.5 м составляла около 1 км, бомбы более 1 м в поперечнике разлетались не более чем на 300 м. Кратер имел форму сильно усеченного конуса за счет осыпания части пирокластики после взрывов обратно в чашу кратера. По состоянию на 11.08.2019 г. диаметр дна составлял ~30 м, диаметр кратера по бровке в широтном направлении – 160 м (рис. 1 *г*), объем внутренней полости кратера ~ 800 тыс. м^3.

Изменения в морфологии Северного кратера во времени определялись по фотосъемке с двух стационарных точек: на вершине вулкана и на западной бровке Южного кратера. Используя реперные размеры, можно оценить прирост высоты по отдельным точкам. Максимальная мощность отложений в Северном кратере составляет около 20 м и приурочена к южной бровке КК, уменьшаясь в сторону Среднего кратера.

Объем тефры, отложившейся в Северном кратере, по состоянию на 21.10.2019 г., составлял не менее 700 тыс. м^3.

Частота и мощность эксплозий. Авторы вели визуальные наблюдения за пепловыми выбросами (взрывами или появлением в парогазовой струе значительной примеси пепла с увеличением высоты подъема струи), также осуществлялась фотосъемка камерой BRINO (с периодичностью 10 с). Постоянно фотосъемка велась из г. Северо-Курильск, эпизодически – с расстояния 0.3-0.6 км от активного кратера. Полные суточные наблюдения достаточно редки из-за частых плохих метеоусловий на вершине вулкана. Количество пепловых выбросов, по оценке, сделанной в дни с хорошей видимостью и с учетом числа пеплопадов в черте города при ее отсутствии, составляло от 12 до 48 событий. Однако такая оценка и полученная на ее основе динамика событий во времени не может считаться достаточно репрезентативной. Уверенно можно сказать, что частота пепловых выбросов разной интенсивности составляла в среднем от 30 мин до 2 час. При этом иногда промежуток между событиями был менее 10 сек.

Высота подъема пепла над кратером в 2016-2017 гг. не превышала 3 км, в период с августа 2018 г. по апрель 2019 г. – 4-5 км, затем – снова не более 3 км. Сравнение высоты пеплового столба при взрывах не совсем корректно из-за несхожих метеорологических условий, поэтому мы сравнили тепловую мощность (рис. 2 *а*), рассчитанную по двум параметрам: высоте пепловой колонны или шлейфа и средней скорости ветра в слое по формуле, предложенной в работе [5]. Пик извержения по тепловой мощности пришелся на период июль 2018 г. – апрель 2019 г. С июля по ноябрь 2018 г., по данным MIROVA (источник: http://www.mirovaweb), в кратере вулкана также фиксировались термальные аномалии (рис. 2 *б*). Проект MIROVA использует данные радиометра со спутника MODIS о среднем инфракрасном излучении над вулканами. Мощность вулканического теплового излучения складывается из площади излучателя и его эффективной температуры. С июля по ноябрь 2019 г. также наблюдались термальные аномалии в кратере с мощностью излучения до $5 \cdot 10^7$ Вт.

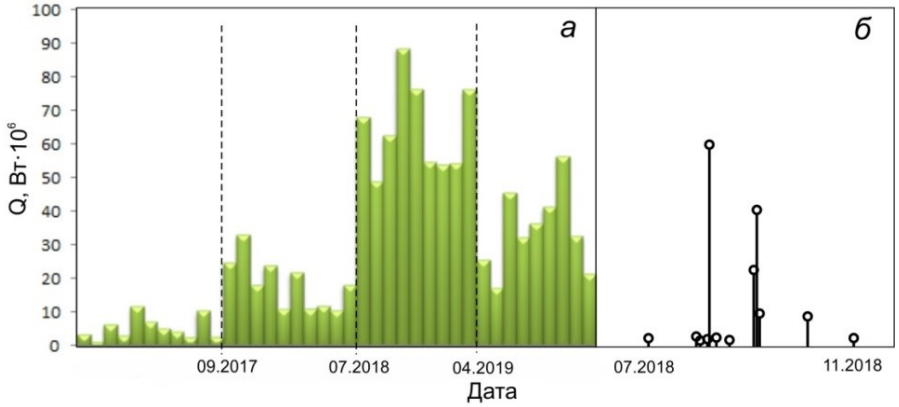


Рис. 2. Тепловая мощность сильнейших взрывов (*а*) и данные MIROVA о термальных аномалиях в единицах мощности (*б*).

При наиболее сильных взрывах наблюдалось формирование коротких пирокластических потоков (рис. 3 *а*), часть взрывов сопровождалась разрядами молний (рис. 3 *б*).



Рис. 3. (*а*) Формирование пирокластического потока 27.07.2019 г. (кадр тайм-лапс камеры). (*б*) Разряды молний в пепловом столбе 16.07.2019 г. Фото М. Ритце. (*в*) Бомба с поверхностью типа хлебной корки на склоне Северного кратера 13.04.2018 г. Высота бомбы 1.3 м. Фото Т.А. Котенко.

Продукты извержения

Ранее мы не обнаружили частиц свежего магматического стекла в образцах пеплов 2016-2018 гг. при просмотре их под бинокуляром [1, 2]. При микрозондовых исследованиях образцов отбора 2018-2019 гг. было обнаружено до 60-70 вес. % гомогенного вулканического стекла с содержанием SiO_2 72-76% и высоким содержанием калия (рис. 4). Вероятно, это связано с высокой степенью дифференцированности исходно андезитового расплава. С апреля 2019 г. в продуктах извержения появились андезитовые бомбы с поверхностью типа хлебной корки объемом до 3 $м^3$ (рис. 3 *в*). Состав стекол пеплов и бомб идентичен стеклу бомб извержения 1934-1935 гг., считающегося фреатомагматическим [3]. Очень много пепловых частиц с раковистыми поверхностями, что характерно для фрагментации магмы во время извержения [6]. Но остается неопределенность: пепловые частицы и в том, и в другом случае могут быть фрагментами вязкой жидкости, тогда материал пепла – ювенильный. Можно считать, что активизировался тот же самый очаг. Либо это продукты разрушения каналов, заполненных материалом извержения 1935 года. Тогда материал пеплов следует классифицировать как рециклированный ювенильный, то есть резургентный. С другой стороны, материал заполненных застывшей лавой каналов должен быть изменен фумарольными газами и термальными водами, а мы наблюдаем свежее стекло. Пока в пеплах Эбеко не обнаружены собственно ювенильные частицы (капли расплава).

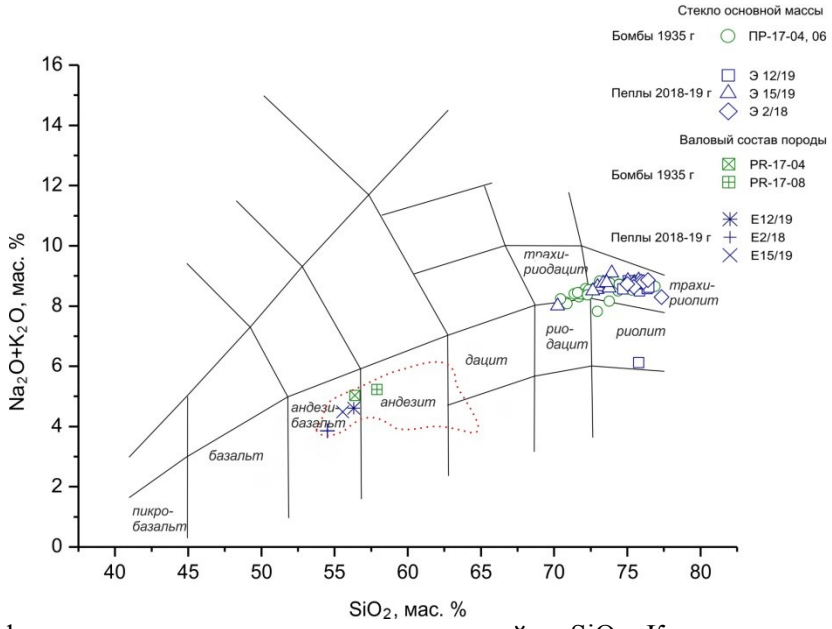


Рис. 4. Классификационная диаграмма сумма щелочей – SiO_2. Красным контуром показаны валовые составы породы 2016-2018 гг.

Заключение

В 2019 г. извержение вулкана Эбеко продолжалось без перерывов, активный кратер – кратер Корбута – к окончанию 2019 г. имел диаметр ~160 м и глубину ~70 м, объем его полости составил около 800 тыс. $м^3$. Значительные изменения морфологии коснулись в основном Северного кратера. Спектр продуктов извержения расширился до бомб типа хлебной корки объемом до 3 $м^3$. Вопрос отнесения извержения к фреатическому или фреато-магматическому типу пока остается открытым. В г. Северо-Курильск сохранялось высокое загрязнение атмосферного воздуха сероводородом и двуокисью серы. Негативное воздействие пеплопадов и вторичного загрязнения пеплом почвы и снежного покрова сказывалось преимущественно в радиусе до 15 км от вулкана.

Список литературы

1. *Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В.* Извержения вулкана Эбеко (Курильские острова) в 2016-2017 гг. // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2018. Вып. 37. № 1. С. 32-42.
2. *Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В.* Извержение вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2018 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 82-85.
3. *Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др.* Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 2 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 4. С. 24-41.
4. *Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В.* Активность вулканов Курильских островов в 2016 г. // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2017. № 1. Вып. 33. С. 83-88.
5. *Федотов С.А.* Оценки выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3-28.
6. *Heiken G., Wohletz K*. Volcanic ash. Berkeley: University of California Press, 1985. 246 p.

УДК 552.21

Формирование новых озёр в Активной воронке Мутновского вулкана и кратере вулкана Райкоке

Д.В. Мельников, С.В. Ушаков, О.А. Гирина, А.Г. Маневич
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: dvm@kscnet.ru

Вулканические озера являются одними из самых впечатляющих природных объектов. Их появление, динамика изменения химического состава и цвета воды дают представление о комплексе вулканических, гидротермальных и дегазационных процессов. В 2018-2019 гг. появились два новых вулканических озера. Одно – в Активной воронке Мутновского вулкана, второе – в кратере вулкана Райкоке (Курильские острова).

Мутновский вулкан

В 2018 г. впервые за время исторических наблюдений зафиксировано новое кратерное озеро в Активной воронке Мутновского вулкана [2]. Впервые оно отмечено на фотографии 24 марта 2018 г. (фотограф Laurent Tavignot). Озеро располагалось на дне взрывной воронки, образовавшейся после извержения 2013 г. Цвет озера имел бирюзовый оттенок. На южном берегу озера наблюдалась мощная фумарола. 15 мая 2018 г. на спутниковом снимке (рис. 1) высокого пространственного разрешения (Ресурс-П, Сангур) удалось определить границы и площадь озера, которая составила 1800 м^2. По визуальным наблюдениям, к сентябрю 2018 г. площадь озера постепенно уменьшалась, однако по техническим причинам не удалось точно определить его размер. Также не удалось сделать отбор воды из озера для химического анализа.

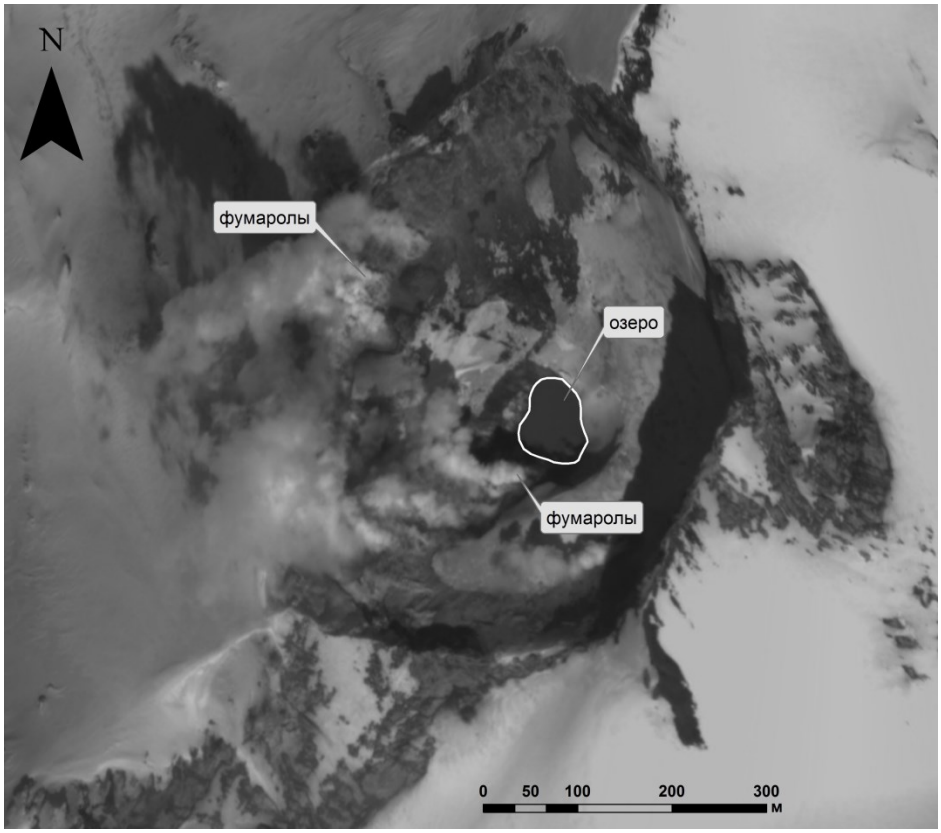


Рис. 1. Мутновский вулкан 15 мая 2018 г., спутниковый снимок Ресурс-П.

В сентябре 2019 г. были проведены полевые работы на Мутновском вулкане. В Активной воронке вулкана продолжало наблюдаться озеро. Однако его цвет был уже не

бирюзовым, а красным. Используя квадрокоптер DJI Phantom 4 Pro (приобретён в рамках проекта РНФ № 16-17-00042), произведён отбор воды из кратерного озера. Также с его помощью осуществлена аэрофотосъёмка Активной воронки, на основе которой был построен ортофотоплан (рис. 2). Определена площадь озера, которая составила 800 м^2. Скорее всего, данное кратерное озеро сформировалось за счёт работы высокотемпературной фумаролы на дне Активной воронки, что привело к интенсивному таянию снега. Был определён (в лаборатории Постмагматических процессов ИВиС ДВО РАН) химический состав (анионы) воды из озера: Cl^- – 315.10 мг/л, SO_4^{2-} – 2664.3 мг/л, F^- – 36.20 мг/л, pH – 2.41. Согласно классификации [3] вулканических озёр по химическому составу, основанной на определении концентраций SO_4+Cl и pH, новое озеро Мутновского вулкана можно отнести к "спокойным".

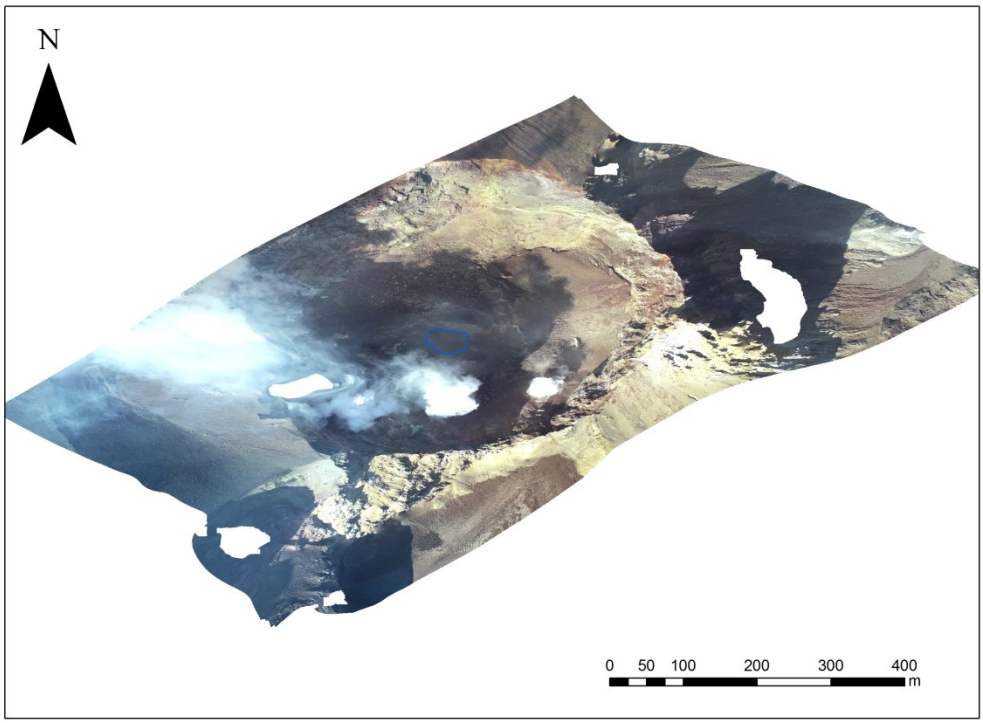


Рис. 2. Ортофотоплан Активной воронки Мутновского вулкана. Синий контур – граница озера. 16 сентября 2019 г.

Вулкан Райкоке

Стратовулкан Райкоке расположен в северной части Центральных Курил. Эксплозивное извержение вулкана Райкоке произошло 21 июня 2019 г. в 18:05 UTC и было зафиксировано по данным геостационарного спутника Himawari-8. Извержение началось серией следующих друг за другом крупных эксплозий, поднявших пепел до 10-13 км над уровнем моря (н.у.м.), затем в течение примерно 3.5 ч происходило непрерывное истечение пепла из кратера вулкана, сформировавшее мощную эруптивную тучу, двигавшуюся на северо-восток от вулкана. Пароксизмальная фаза извержения Райкоке продолжалась около 15 ч [1]. В результате извержения склоны вулкана были покрыты мощным слоем пирокластических отложений, береговая линия значительно изменилась. Согласно данным по спутнику Sentinel-2, до извержения площадь постройки вулкана Райкоке составляла 5.5 км^2, после извержения – 6.3 км^2; площадь кратера, измеренная по кромке, после извержения увеличилась с 0.6 км^2 до 0.7 км^2.

Важным результатом извержения стало появление озера в кратере вулкана. До извержения кратер был заполнен обломочным материалом. На спутниковом снимке Sentinel-2 13 июля 2019 г. (рис. 3) в кратере вулкана наблюдается озеро, с поверхности

которого поднимаются клубы пара. До этой даты не было безоблачных спутниковых снимков, поэтому трудно точно назвать дату появления озера. Площадь озера ~ 90000 м^2. Озеро наблюдается и на последующих спутниковых снимках за июль-декабрь 2019 г. и январь-март 2020 г. До извержения дно кратера вулкана находилось на уровне 120-150 метров над уровнем моря. Вероятно, происхождение озера связано с проникновением морской воды по серии трещин в постройке вулкана. Для подтверждения или опровержения этой версии необходимо проведение дополнительных работ.

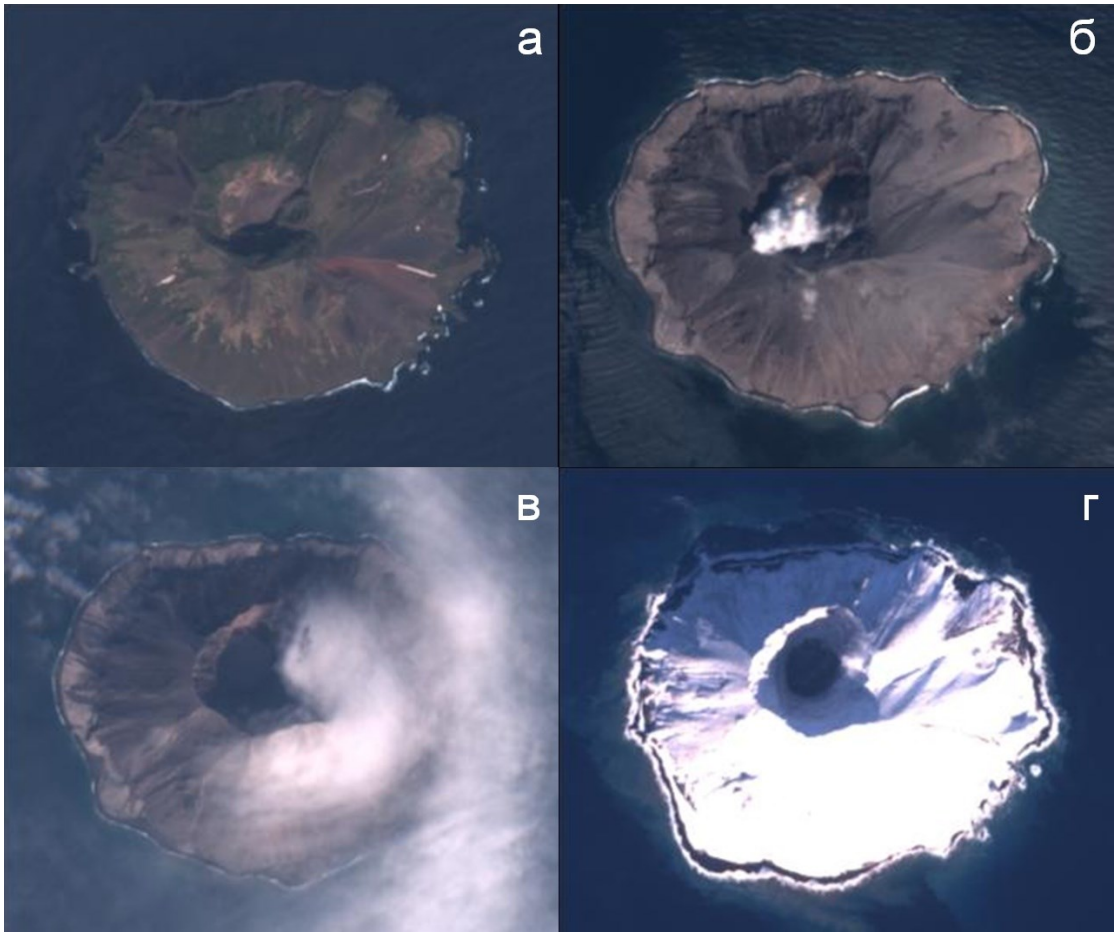


Рис. 3. Вулкан Райкоке. Спутниковый снимок Sentinel-2: а) 16.05.2019, б) 13.07.2019, в) 23.09.2019, г) 10.02.2020.

Список литературы

1. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Уваров И.А., Крамарева Л.С.* Извержение вулкана Райкоке 21 июня 2019 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 303-307. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-3-303-307
2. *Мельников Д.В., Гирина О.А., Маневич А.Г.* Кратерное озеро в Активной воронке Мутновского вулкана, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2018. Вып. 39. № 3. С. 5-8. DOI: 10.31431/1816-5524-2018-3-39-5-8.
3. *Varekamp J.C., Pasternack G.B., Rowe Jr. G.L.* Volcanic lake systematics II. Chemical constraints // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 97. №. 1-4. P. 161-179.

УДК 551.21

К вопросу о прогнозе извержений вулкана Авачинский (Камчатка)

Я.Д. Муравьев
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: murjd@kscnet.ru

Задача прогноза извержений вулканов остается актуальной и далеко не решенной, а предсказания редко бывают успешными. В нашем сообщении остановимся на прогнозе извержений вулканов, который опирается на взаимодействие вулканизма и климата. Подобный подход наметился в результате анализа особенностей эффузивно-эксплозивного извержения вулкана Авачинский в январе 1991 г. Он основан на мониторинге климатических/метеорологических индикаторов, аномалии которых могут создавать условия, благоприятные для подъема магмы к дневной поверхности.

Краткий обзор состояния вопроса. Если проследить развитие представлений о причинах вулканизма как общепланетарного процесса, то эпохи активной вулканической деятельности связываются чаще всего с космическими факторами, а через них, в конечном счете, с глобальным климатом и материковыми оледенениями. Отмечается их синхронность во времени, и часто трудно однозначно ответить, что начинается ранее другого. Обычно ищут связь в направлении влияния вулканизма на оледенение и климат. В то же время климат, через земную атмосферу, очевидно, первым из экзогенных природных процессов трансформирует через себя космические воздействия посредством влияния геомагнитных бурь на глобальное атмосферное давление [4, 5 и др.], лунно-солнечный прилив, и т.п. Можно предположить, что наиболее явно связи между климатом и вулканической деятельностью можно ожидать в случае фреатических и фреато-магматических извержений вулканов с неглубоко залегающими периферическими очагами. Такой тип извержений характерен в первую очередь для вулканов с кислой магмой. Они инициируются инъекциями метеорных или подземных вод и, обычно, представляют наибольшую опасность для прилегающих окрестностей. Типичным таким вулканом является Авачинский.

Физическая модель вулкана. В январе 1991 г. произошло последнее извержение вулкана Авачинский [3], первые взрывы которого имели фреатический и/или фреато-магматический генезис. Из морфологических особенностей строения вулкана Авачинский отметим следующие: постройка вулкана несет современное оледенение, а многолетнемерзлые породы бронируют молодой конус с юга до высот около 1000 м над у.м.; вершинный кратер служит природным осадкомером с приемным отверстием диаметром порядка 450 м, а вулканогенный материал на его днище характеризуется хорошими инфильтрационными свойствами; кратер вулкана является открытой системой с рассредоточенным мощным потоком тепла в атмосферу в виде фумарольных струй и парящих площадок суммарной мощностью до 30 МВт в межэруптивный период [3].

Таким образом, физическая модель вулкана представляется в виде "теплового котла", который имеет стенки, бронированные ледовыми и мерзлотными отложениями. В кратер, по нашим измерениям в области питания ледников Заварицкого и Новограбленова, занимающих атрио вулкана, в среднем ежегодно поступает до 2300 мм твердых осадков в виде снега. Эти осадки частично испаряются обратно в атмосферу, а другая часть инфильтруется в постройку.

Влияние метеорологических параметров на извержения Авачинского вулкана. Очевидно, что для выявления наличия какой-либо значимой связи между климатом и деятельностью вулкана необходимо иметь достаточно кондиционные ряды длительных наблюдений того и другого объектов исследования. Для нашего района это условие в целом выдержано (по крайней мере, для XX в.): активно действующий

вулкан Авачинский (7 извержений с 1894 г. по 1991 г.) с ярко выраженными морфологическими особенностями и достаточно стабильно работавшие гидрометеорологические станции г. Петропавловска-Камчатского в 1891-2000-х гг.

Наиболее яркими характеристиками климата, по которым, в основном, выполняется оценка климатической изменчивости, являются температура воздуха, осадки и атмосферное давление. Они во многом взаимосвязаны, а главные различия их лежат в сезонности и характере воздействия на подстилающую поверхность. Изменения климата в районе г. Петропавловска-Камчатского за период стандартных метеорологических наблюдений на сегодня изучены нами сравнительно неплохо [1]. Совместный анализ рядов этих наблюдений с началом исторических извержений показал (рис. 1), что они происходили, в основном, в зимне-весенние сезоны после положительных аномалий летних температур в предыдущий год.

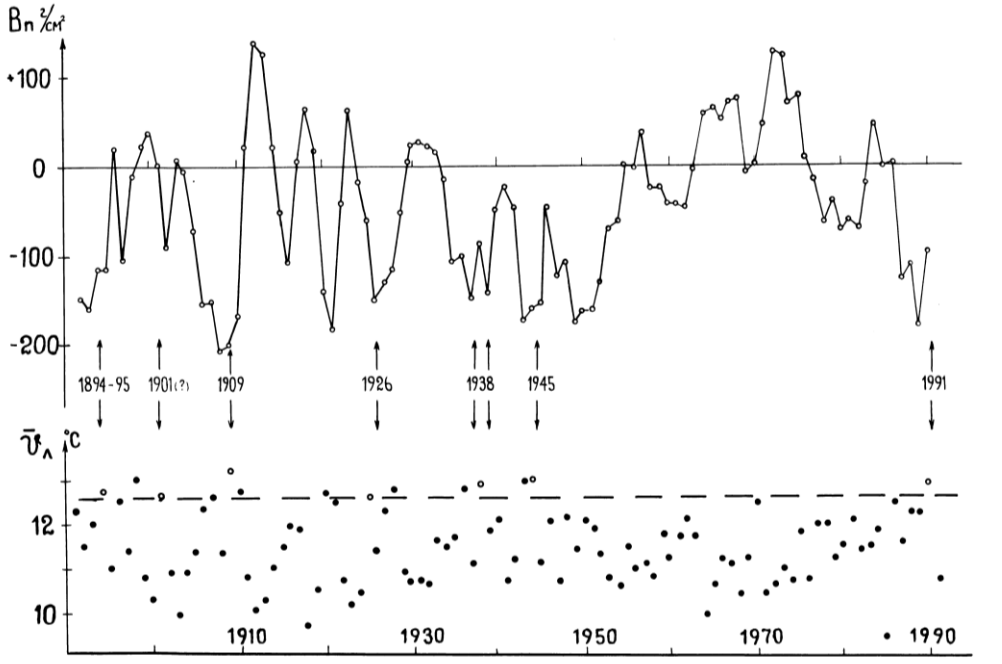


Рис. 1. Балансовая кривая тепла и влаги в кратере вулкана Авачинский (на примере климатического индекса баланса массы ледника Козельский). Скользящее сглаживание по 7 годам. Стрелками выделены годы извержений вулкана. $\upsilon_л$ – средняя летняя температура воздуха на гмс "Петропавловск-Камчатский" в 1891-1991 гг. (пунктиром показано пороговое значение температуры – $\geq$12.6 ^{o}C).

На график реставрированного по данным гмс "Петропавловск-Камчатский" климатического индекса баланса массы ледника Козельский, который в первом приближении можно отнести и к высоте кратера, были нанесены периоды извержений вулкана. Из него видно, что:

1. Извержения следуют за годами с резкоотрицательным балансом массы влаги, приходящей в кратер вулкана.

2. По суммам осадков совпадений 4 из 7 (4 извержения в годы с дефицитом осадков).

3. По летней абляции на леднике за предшествующий сезон совпадений 6 из 7. То есть, летнее таяние снега и льда в кратере – более упреждающий параметр, чем осадки. Баланс массы, естественно, следует за абляцией (летними температурами).

4. Аномально высокие температуры летнего сезона: порог для гмс "Петропавловск-Камчатский" $t\geq$12.6 ^{o}C (рис. 1). Т.к. отрицательные годы нередки, но извержения происходят не каждый раз, то логично предположить, что извержения происходят в периоды резко отрицательного гидрологического баланса в кратере (i) и корректируются атмосферными осадками (ii). Так, из 12 лет с температурой воздуха

более порогового значения только в семи случаях происходили эруптивные события. В других пяти было повышенное количество осадков, и активизаций вулкана не отмечалось. Корректировка этой величины происходит за счет поступления атмосферных осадков в кратер.

5. Обращает на себя внимание и тот факт, что чем отрицательней баланс в многолетнем разрезе, тем меньше длится период покоя вулкана и чаще происходят его извержения, и наоборот (см. ряд извержений 1909-1991 гг.).

Следующим шагом было рассмотрение метеорологических условий на уровне кратера, на примере хода атмосферного давления (рис. 2). В результате оказалось, что необходимыми условиями для срабатывания фреатического триггера извержений Авачинского вулкана являются аномально глубокие и резкие колебания барического поля, существенным дополнительным фактором которым могут быть нарастающие атмосферные осадки в кратере, приводящие к увеличению градиента давления в системе порода-пар-атмосфера.



Рис. 2. Некоторые метеорологические приложения к дате начала извержений вулкана Авачинский в 20-м столетии: ход атмосферного давления в периоды, предшествующие и сопровождавшие извержения вулкана Авачинский. Красные квадратики – сизигии лунного прилива, черные – сроки извержений.

Из изложенного видно, что вынос тепла в межэруптивный период происходит, в основном, за счет фумарольной деятельности, и только в годы с дефицитом поступающей метеорной влаги в кратере аккумулируется дополнительное тепло, не реализованное на испарение, а идущее на прогрев вмещающих пород. Но подготовленная ситуация остается в квазистационарном состоянии еще какое-то время, до создания дополнительных усилий, которые смогут вывести внутрикратерную геотермальную систему из неустойчивого равновесия. По нашему мнению, это могут быть аномалии в перепадах атмосферного давления при прохождении над полуостровом глубоких циклонов, которые также, по-видимому, могут вызывать

дополнительный прогрев "пробки" на дне кратера и стимулировать взрывные события фреатического или фреато-магматического характера.

Если допустить, что магматический резервуар находится в квазиравновесном состоянии, то изменение внешних условий может его нарушить. При изменении внешних условий в сторону понижения давления, выделение газа ведет к дополнительному падению давления и соответствующему росту неравновесности. В таком случае, по данным рис. 2, необходимым условием начала формирования фреатического взрыва является глубокий перепад *P*о порядка 30 мб и более, сопровождаемый осадками в виде снега (чаще мокрого) или обледенения. Это приводит к образованию "крышки", слабо проницаемой для выхода тепла от вулкана и создающей дополнительно крутой градиент давления во вмещающих породах. Быстрое парообразование, усиленное закупоркой свободного воздухообмена, явилось спусковым механизмом фреатического взрыва. Резкий сброс даже того небольшого давления вызывает вскипание большого объема грунтовых вод в пачке мощностью до 10 м и взрывообразный выброс пара, с последующим развитием обычного сценария фреатического извержения [2]: резкий сброс воды к вскрывшемуся жерлу или в трещину, еще более мощный взрыв, дальнейшее углубление канала или возбуждение верхушки магматической колонны, с переходом к фреато-магматическому извержению.

Таким образом, последовательно рассмотрен возможный механизм реакции вулкана на климатические аномалии посредством срабатывания воды в отложениях на дне кратера, формирующей геотермальный резервуар. Для Авачинского вулкана отмечается хорошая связь начала его извержений с метеорологическими характеристиками. Причем имеются предпосылки как для среднесрочного (5-7 месяцев), так и краткосрочного прогноза возможного извержения (1-5 суток).

Среднесрочный прогноз (i) основывается на выявленной закономерности следования извержений за аномально теплыми летними сезонами, фиксируемыми на метеорологической станции г. Петропавловска-Камчатского (средняя температура лета выше 12.6 ^{o}C, при норме 11.4). Вероятность начала извержения вулкана в конкретный год зависит от баланса тепла и влаги в кратере; чем больше вулканического тепла расходуется на испарение поступающей в кратер метеорной воды, тем меньше вероятность извержения. Резкоотрицательный баланс массы свидетельствует о дефиците воды в постройке вулкана и нереализованном на ее испарение вулканическом тепле. В результате этого фронт прогрева смещается ближе к дневной поверхности в более увлажненные горизонты внутрикратерных отложений, создавая предпосылки к развитию вторичного (фреатического) взрыва.

Краткосрочный прогноз (ii) опирается на механизм развития фреатических взрывов в кратере вулкана под влиянием перепадов атмосферного давления, корректируемых гляциометеорологическими факторами. Фреатические взрывы "включают" эндогенный источник магматического извержения. По-видимому, посредством стимулирования дегазации верхушки магматической колонны (или кровли промежуточного магматического очага?!).

Список литературы

1. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов) / СПб.: ГИМИЗ. 1992. 119 с.
2. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д., Никитина И.М., Саламатин А.Н.* О механизме формирования фреатических взрывов при взаимодействии лавы и льда // Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 56-61.
3. *Дрознин В.А., Муравьев Я.Д.* Энергетический и экологический аспекты извержения вулкана Авачинский на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4. С. 3-20.
4. *Мустель Э.Р., Чертопруд В.Е., Хведелиани В.А.* Геомагнитные бури изменяют давление атмосферы // Природа. 1977. № 12. С. 127-128.
5. *Hardarson B.S., J.G.Fitton*. Nature, 1991. V. 353, N. 6339. P. 62.

УДК 552.323.4

Включения гранитоидов в эффузивно-пирокластических породах вулкана Пик Сарычева, о. Матуа, Центральные Курилы

В.М. Округин, Е.Д. Скильская, Ш.С. Кудаева, Е.Ю. Плутахина, Т.М. Философова
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: wideworldscience@gmail.com

В докладе представлены первые результаты изучения включений гранитоидов в эффузивно-пирокластических отложениях вулкана Пик Сарычева, о. Матуа. Охарактеризован химический и минеральный состав включений и вмещающих их пород. Сделаны предположения, что включения родственны вулканическим породам.

Введение

Включения полнокристаллических пород встречаются практически во всех типах пород, однако наиболее широко они распространены в областях с молодым вулканизмом (Камчатка, Курилы, Япония, Гавайи и др.). Здесь установлены два типа включений [9, 10]. Это включения в щелочных базальтах внутриокеанических островов, архипелагов, внутренних частей островных дуг и в известково-щелочных породах внешних частей островных дуг. Наиболее характерные представители первого типа включений – магнезиальные породы с хромистым клинопироксеном и железистые разности с глиноземистым титан-авгитом [9]. Включения внешних частей островных дуг представлены различными вариационными типами габброидов (амфиболовые, биотитовые, анортит-оливиновые).

Вопросы образования, глубины захвата и происхождения включений особенно бурно дискутировались во второй половине XX столетия. Именно в этот период появляется большое количество публикаций по изучению включений в вулканитах Курило-Камчатской островной дуги [2-4, 6, 8-10]. Наибольшее количество исследований было выполнено для включений в породах камчатских вулканов, в то время как включения вулканов Курильской гряды были рассмотрены достаточно поверхностно в работах [6]. В последнее время появляются публикации по изучению алливалитов Курило-Камчатской островной дуги [8].

Вулкан Пик Сарычева с абсолютной высотой 1497 м – один из самых активных вулканов Большой Курильской Гряды, расположившийся между такими же островами-вулканами Райкоке (север) и Расшуа (юг). Летопись извержений вулкана ведется с 1760 г. и составляет не менее 10 вулканических событий, из которых наиболее крупные относятся к 1760, 1930, 1946 и 2009 гг. [1]. Характер извержений терминальный, преимущественно эксплозивный, эксплозивно-эффузивный. Основной объем продуктов вулканической деятельности составляет пирокластика при резко подчиненном значении лавовых потоков [5].

Во время проведения полевых работ на вулкане Пик Сарычева, о. Матуа, нами было обращено внимание на присутствие обломков полнокристаллической породы белого цвета в контрастных по составу пирокластических отложениях и лавах, ксенолитов в пемзах, относящихся, предположительно, к извержениям пра-вулкана Матуа (до-кальдерный период). Наиболее представительные образцы пород были отобраны для дальнейшего детального петрографо-минералогического исследования. В докладе представлены результаты изучения гранитоидных включений пирокластических отложений. Валовой состав включений и вмещающих их пород изучен методом РФА в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН. Первичная диагностика породообразующих минералов проведена на оптическом микроскопе Nikon Eclipse, состав минералов исследован на сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan при помощи энергетического детектора Xmax-80 в ИВиС ДВО РАН.

Результаты исследований

Включения вулкана Пик Сарычева целенаправленно ранее не изучались. В эффузивно-пирокластических отложениях вулкана были установлены следующие группы включений: обломки гранитоидных пород в грубообломочной пирокластике, амфиболиты и ксенолиты основных пород в пемзовых отложениях. В докладе приводятся результаты петрографо-минералогического изучения гранитоидных включений.

Визуально гранитоидные включения, крепко впаянные во вмещающие породы, хорошо маркируются по четкой огранке угловатых обломков с размерами от первых до 5-6 см. От вмещающих их эффузивов они отличаются полнокристаллическим строением с гипидиоморфнозернистой структурой. Для некоторых включений характерна порфировидность, обусловленная крупными выделениями плагиоклаза. Состав включений соответствует диориту (SiO_2 = 54-63 %), а состав вмещающих их эффузивов колеблется от андезибазальтов до дацитов (SiO_2 = 48-66 %). Содержания остальных петрогенных элементов сопоставимы. Текстура вмещающих пород порфировая с идиоморфными фенокристаллами плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов. Вулканическое стекло практически не встречается во включениях, тогда как во вмещающих породах слагает основную массу, содержащую крупные вкрапленники плагиоклаза и пироксенов. Матрица породы и включения заметно изменены постмагматическими процессами.

Плагиоклаз – главный минерал, как включений, так и вмещающих их пород. Плагиоклаз представлен битовнитом и лабрадором во вмещающих породах и лабрадор-андезином во включениях. Для плагиоклазов характерна зональность, выраженная в смене зон обогащенных и обедненных анортитовой составляющей.

Темноцветные минералы представлены моноклинным и ромбическим пироксеном, в меньшей степени биотитом (последние характерны для включений). Пироксены вмещающих пород имеют более крупные размеры и идиоморфные формы. Все проанализированные ортопироксены относятся к энстатину, а моноклинные – к авгиту.

Заключение

Таким образом, можно сделать несколько предварительных выводов:

1. Впервые найдены гранитоидные включения и амфиболиты на вулкане Большой Курильской Гряды. По имеющимся в литературе сведениям, для Курильского региона типичны включения габброидов и амфиболиты, при этом распространение последних ограничивается вулканами Малых Курил [6, 7].

2. Результаты проведенных исследований показали, что гранитоидные включения имеют сходный химический и минеральный состав с вмещающими их эффузивами, что позволяет рассматривать их как единую серию пород, парагенетически связанных между собой.

3. Гранитоидные включения отмечаются на многих активных вулканах Восточной Камчатки и Срединного Хребта – Узон, Большой и Малый Семячик, Карымский, Академии Наук, Ходутка, Ксудач, Хангар и Ичинский. Включения локализуются преимущественно в грубообломочной пирокластике и пемзовых отложениях и были образованы при формировании кальдер и воронок взрыва [2, 4, 6]. На вулкане Пик Сарычева также отмечается приуроченность включений к пемзово-пирокластическим отложениям, а их происхождение, по всей видимости, может быть связано с образованием кальдеры пра-вулкана Матуа.

Авторы выражают благодарность организаторам 22-ой Камчатско-Курильской экспедиции Верещаге Е.М. и Витер И.В., а также её участникам Скильскому О.О., Рудеву П.В., иеромонаху Нестору, Сокоренко А.В. За помощь в подготовке шлифов, аншлифов авторы благодарят вед. инженера Куликова В.В. и ст. инженера Платонова А.А.

Список литературы

1. *Гришин С.Ю., Мелекесцев И.В.* Лавовые потоки (извержения 2009 г.) вулкана Пик Сарычева (Центральная Камчатка) // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2010. № 15. С. 232-239.
2. *Волынец О.Н., Богоявленская Г.Е.* Типы и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных лавах Камчатки // Вулканизм островных дуг. М., 1977. С. 232-245.
3. *Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М.* Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., 1978. С. 124-167.
4. *Волынец О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.И.* Петрография, химизм, контактовые преобразования и проблема генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., 1978. С. 168-199.
5. *Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г.* Исторические извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17. С. 102-119.
6. *Ермаков В.А., Фарберов А.И., Хотин М.Ю., Ванде-Кирков Ю.В.* Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., 1978. С. 67-123.
7. *Колосков А.В., Хотин М.Ю.* Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., 1978. С. 36-67.
8. *Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А., Портнягин М.В.* Условия формирования алливалитов – оливин-анортитовых кристаллических включений в вулканитах Курило-Камчатской дуги // Петрология, 2008. №3. С. 248-276.
9. *Щека С.А.* Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканитах островных дуг // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., 1978. С. 5-35.
10. *Щека С.А., Колосков А.В., Волынец О.Н.* Включения в вулканитах тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность // Сборник докладов III советско-японского симпозиума «Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца». 1978. С. 68-76.

УДК 549.3+553.2

Сульфидные включения в оливиновых базальтах г. Медвежьей (Авачинско-Корякская группа вулканов, Камчатка)

Д.П. Савельев[1], Н.В. Горбач[1], М.В. Портнягин[2,3], Т.М. Философова[1], О.Л. Савельева[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail: savelyev@kscnet.ru

[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

[3]GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research, Kiel, Germany

Процессы силикатно-сульфидной ликвации в магмах ответственны за формирование сульфидных Cu-Ni месторождений. Появление сульфидной фазы на ранних этапах эволюции расплава фиксируется захватом сульфидных включений в оливинах. Этот процесс зависит от многих факторов и для островодужных условий детально описан на примере базальтов Толбачинского дола [6, 7]. Другой камчатский комплекс с сульфидными включениями в оливинах – меловые пикриты п-ова Камчатский Мыс [5]. Мы представляем результаты изучения сульфидных включений в оливинах еще одного камчатского объекта – г. Медвежьей, расположенной на подножии Авачинско-Корякской группы вулканов. Небольшой лавовый конус г. Медвежьей с относительной высотой около 80 м и абсолютной отметкой 613.7 м находится в 8 км на ЮЗ от Авачинского перевала, на правом борту долины р. Сухая Речка. Образование лавового конуса, наиболее вероятно, было связано с этапом формирования серии конусов по периферии вулкана Корякский в конце позднего плейстоцена – раннем голоцене [1].

Породы г. Медвежья были опробованы нами в коренных выходах вблизи вершины и на северо-восточном склоне. Они представляют собой одну из наиболее примитивных разностей базальтов, известных среди пород Восточного вулканического пояса Камчатки (например, [4]). Величина магнезиальности ($Mg\#=Mg/(Mg+Fe^{2+})$) пород составляет ~0.66. Содержания петрогенных окислов (XRF, мас. %): SiO_2 – 48.7, TiO_2 – 1.16, Al_2O_3 – 15.5, Fe_2O_3 – 10.7, MnO – 0.18, MgO – 10.5, CaO – 9.75, Na_2O – 2.85, K_2O – 0.82, P_2O_5 – 0.22; примесных элементов (ICP-MS, г/т): Ni – 183, Cr – 394, Cu – 61, Sr – 512, Y – 23, Zr – 95, Nb – 4.15, Ba – 307, La – 9.75, Sm – 325, Gd – 3.72, Yb – 2.47, Th – 1.57 (среднее по двум анализам).

Вкрапленники оливина в базальтах составляют ~10-12 % объема породы и представлены идиоморфными кристаллами с преобладающим размером 0.5-1.5 мм. Реже встречаются более крупные (до 3 мм) фенокристаллы. Кроме оливина, среди вкрапленников отмечено небольшое количество (1-2 об. %) клинопироксена до 0.5 мм и единичные крупные выделения шпинели размером до 1 мм.

Определения состава оливинов и шпинелей были выполнены при помощи электронного зонда JEOL JXA-8200 в Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR, г. Киль, ФРГ). Выделения сульфидов, вмещающие их оливины, и зерна шпинелей были изучены на сканирующем электронном микроскопе SEM Vega 3 Tescan, оборудованном энергетическим спектрометром Oxford X-max в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Оливины варьируют по составу от Fo_{77} до Fo_{88}, с резким преобладанием составов Fo_{81-85}. При одинаковой величине магнезиальности оливины гетерогенны по содержанию кальция: можно выделить две группы – с содержаниями CaO ~0.06-0.11 мас. % и ~0.12-0.18 мас. %. Содержания никеля в оливинах составляют 0.08-0.21 мас. % и в целом снижаются с падением его магнезиальности.

Состав шпинелей-включений в оливинах Fo_{82-86} показывает очень широкий интервал значений. При достаточно узком интервале магнезиальности (Mg#=41-51) содержания Al_2O_3 и TiO_2 (соответственно 9.6-30.6 мас. % и 0.7-3.3 мас. %), а также

величина хромистости (Cr#=23-69) значительно варьируют (из рассмотрения исключены шпинелиды с FeO>50 %) (рис. 1). Шпинели, заключенные в низкокальциевых оливинах (с CaO<0.11 мас. %), показывают обратную зависимость хромистости от содержания CaO в оливине, в отличие от шпинелей из оливинов с более высоким CaO (рис. 1, г). Такие особенности состава шпинелей можно объяснить в рамках модели смешения различных по составу расплавов. Другой особенностью шпинелей из базальтов г. Медвежьей является их высокая окисленность ($Fe2^{+}/Fe3^{+}$=0.9-1.5), что отличает их от большинства шпинелей из примитивных базальтов Камчатки [4]. Шпинели-вкрапленники зональны: их ядра отличаются от шпинелей, включенных в оливины, несколько меньшей окисленностью ($Fe2^{+}/Fe3^{+}$=1-2.7) (рис. 1, в). Внешняя зона шпинелей-вкрапленников отвечает по составу хромистому титаномагнетиту и сходна с некоторыми шпинелями-включениями в более железистых оливинах, что связано с эволюцией расплава.

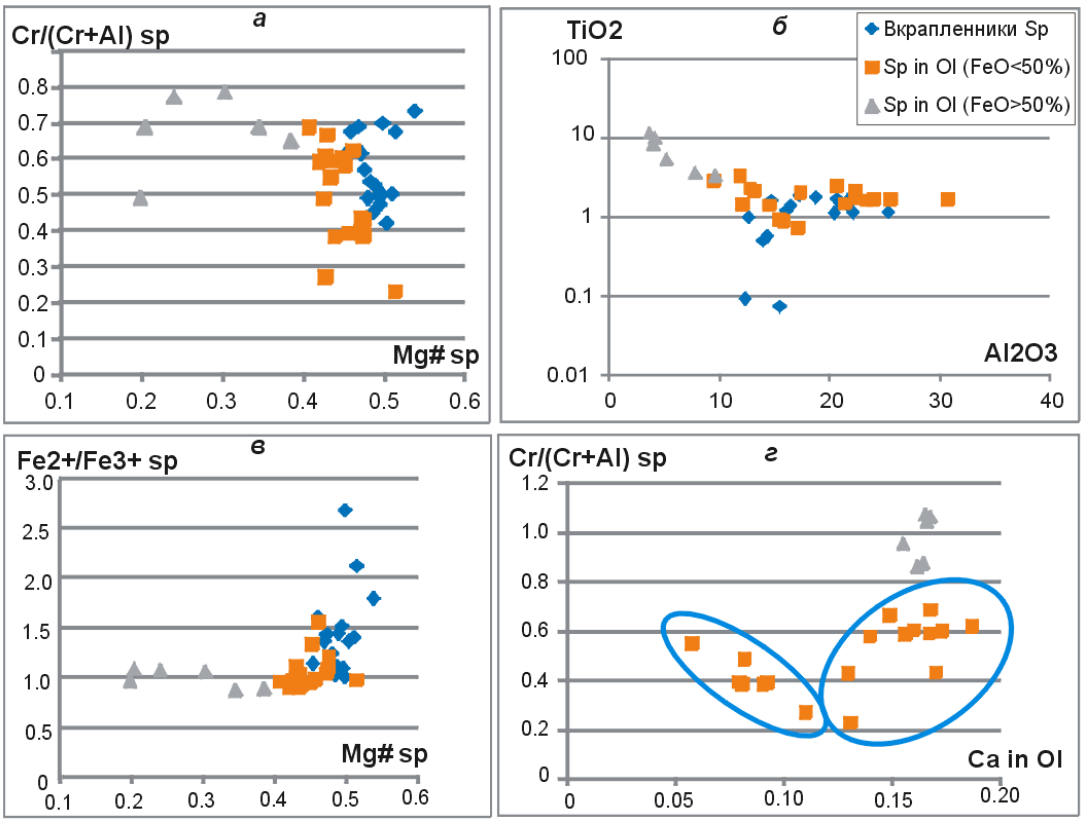


Рис. 1. Состав шпинелей в базальтах г. Медвежьей (*а-в*) и зависимость хромистости шпинели от содержания CaO во вмещающем оливине (*г*).

В зернах оливина, выделенных из базальтов г. Медвежьей, в размерной фракции 0.5-1 мм примерно 1/60 зерен содержит сульфидные включения. Размер сульфидных включений в оливинах – 5-50 мкм (рис. 2). Часть включений показали однородный состав (MSS с небольшим содержанием Ni – 1.6-4 ат. % или ISS с различным соотношением Cu/Fe), другая часть включений содержала обе эти фазы при преобладании MSS (железо-никелистой фазы) (рис. 3).

Полученные результаты показывают сходство сульфидных включений в оливинах г. Медвежьей с сульфидами, изученными в оливинах из базальтов Толбачинского Дола [6, 7] и п-ова Камчатский Мыс [5], отличаясь от них меньшим содержанием Ni в MSS-фазе. Для толбачинских базальтов М.Е. Зеленским с соавторами локальное (на отдельных участках) пересыщение расплава сульфидом было объяснено достаточно высоким содержанием общей серы в расплаве при относительно высоком значении фугитивности кислорода (fO_2 = QFM +1 – +1.5) [7]. Для базальтов

г. Медвежьей фугитивность кислорода, рассчитанная согласно [2] по составу шпинелей в оливинах, еще выше (fO_2 = QFM +2 – +3 без шпинелидов с FeO>50 %), что должно препятствовать выделению сульфидной фазы. Однако сульфидные включения наблюдаются в оливинах базальтов г. Медвежьей примерно в 1 из 60; это чаще, чем в оливинах из лав Толбачинского дола (менее 1 % [7]). Для понимания причин этого необходимо дальнейшее исследование пород.

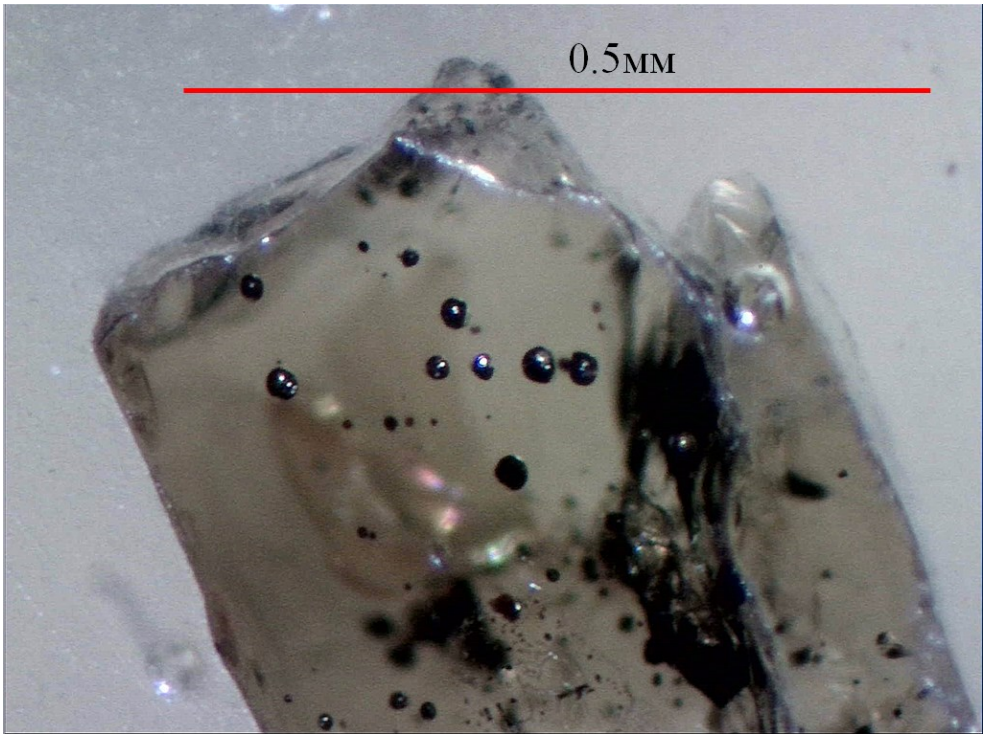


Рис. 2. Оливин с сульфидными включениями.

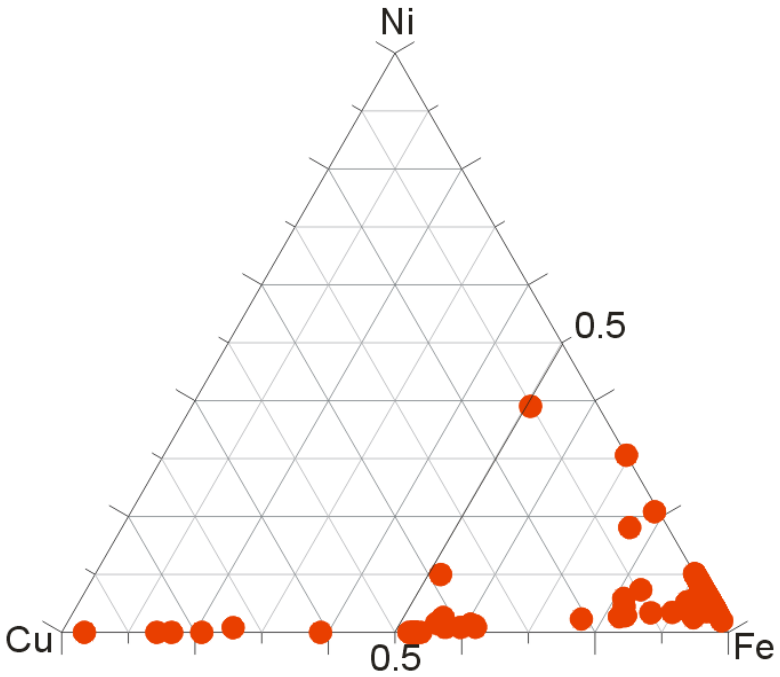


Рис. 3. Индивидуальные анализы сульфидных фаз во включениях в оливинах.

Предварительно, на основании полученных данных о гетерогенности составов оливинов и шпинелей, можно предложить следующую модель. На начальном этапе было два расплава близкой магнезиальности, различающиеся степенью окисленности:

(I) – более окисленный с высоким содержанием серы (близким к насыщению) и (II) – менее окисленный, в котором начали кристаллизоваться вкрапленники шпинели; в обоих расплавах начали кристаллизоваться оливины. При смешении этих расплавов в гипотетическом очаге произошло выравнивание фугитивности кислорода во всем объеме, но по сере сохранились участки с различной насыщенностью. В каплях расплава (I) с высоким содержанием серы был преодолен барьер насыщения сульфидом (за счет понижения fO_2 для этого расплава), и растущие кристаллы оливина стали захватывать капли выделившегося сульфида. При этом оливин, кристаллизовавшийся вне этих участков, не захватывал сульфид. После полной гомогенизации расплава его состав опять оказался ниже барьера насыщения сульфидом.

По данным изучения ксенолитов Авачинского вулкана, отдельные участки мантии могут быть обогащены расплавами с высоким содержанием серы [3]. Такая гетерогенность мантии под Авачинским вулканом допускает возможность генерации расплавов с различными характеристиками. Согласно предложенной нами модели, их смешение может привести к выделению сульфидной фазы в локальных участках в не полностью гомогенизированном расплаве.

Список литературы

1. *Пузанков М.Ю.* Геохимическая зональность в островной дуге (на примере Авачинского ряда вулканов). В кн. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Научн. ред. А.П. Кривенко. Новосибирск, 1990. С. 114-128.
2. *Ballhaus C., Berry R., Green D.* High-pressure experimental calibration of the olivine-ortopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 107. P. 27-40.
3. *Ishimaru S., Arai S.* Nickel enrichment in mantle olivine beneath a volcanic front // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 156. № 1. P. 119-131.
4. *Nekrylov N., Portnyagin M.V., Kamenetsky V.S. et al.* Chromium spinel in Late Quaternary volcanic rocks from Kamchatka: Implications for spatial compositional variability of subarc mantle and its oxidation state // Lithos. 2018. V. 322. P. 212-224.
5. *Savelyev D.P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V et al.* Immiscible sulfide melts in primitive oceanic magmas: evidence and implications from picrite lavas (Eastern Kamchatka, Russia) // American Mineralogist. 2018. V. 103. № 6. P. 886-898.
6. *Zelenski M., Kamenetsky V.S., Mavrogenes J.A. et al.* Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part I. Occurrence and compositions of sulfide melts // Chemical Geology. 2018. V. 478. P. 102-111.
7. *Zelenski M., Kamenetsky V.S., Nekrylov N. et al.* Textural, morphological and compositional varieties of modern arc sulfides: A case study of the Tolbachik volcano, Kamchatka // Lithos. 2018. V. 318-319. P. 14-29.

УДК 551-21

Характеристики пеплов вулкана Шивелуч извержений декабря 2018 г. и августа 2019 г.

Толстых М.Л.[1], Бабанский А.Д.[2], Горбач Н.В.[3], Мельников Д.В.[3]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва, 119991; e-mail: mashtol@mail.ru

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва

[3]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Вулкан Шивелуч в 2018-2019 гг. демонстрирует высокую активность, которая выражена как в росте экструзивного купола [7], так и в мощных выбросах пирокластического материала [1].

Были изучены образцы пеплов двух извержений вулкана в декабре 2018 г. и в августе 2019 г., зафиксированных группой KVERT:

I. Извержение 28.12.2018, 01:04 UTC. Умеренная газово-пепловая активность; высота пеплового облака – до 10-15 км н.у.м. Источник данных: URL: http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php. Материал был отобран в п. Ключи, со снежного покрова (обр. Shiv-18, 18а).

II. Извержение 28-30 августа 2019 года, время не уточнено, вулкан был скрыт облаками. 29.08.2019 г. пепловое облако достигало высоты 10 км. Источник данных: URL: http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php. Материал был отобран в п. Ключи (обр. 7765-2) и у подножия в. Шивелуч, в долине р. Байдарная (обр. 7765-1).

Образцы извержений 2018 и 2019 гг., отобранные в п. Ключи, обнаруживают сходство в гранулометрическом составе – наиболее распространены частицы размером около 50 мкм (рис. 1). В образце пепла 7765-1, отобранного в долине реки Байдарной, преобладают частицы размером около 500 мкм, что может быть объяснено возможной ассоциированностью этого пепла с пирокластическим потоком и близостью к центру извержения.

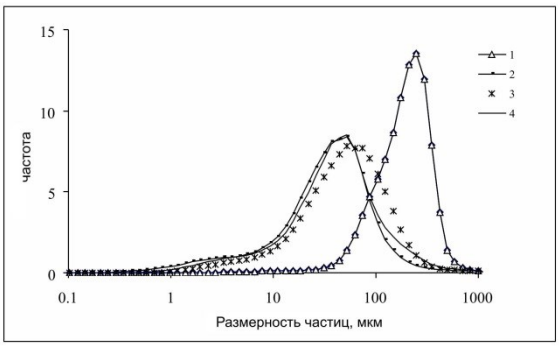


Рис. 1. Распределение частиц пепла по размерностям. 1 – обр. 7765-2, 2 – 7765-1, 3, 4 – Shiv-18, 18а.

Данные получены методом анализа распределения частиц по размерам в суспензиях, эмульсиях и порошках (лазерный анализатор размеров частиц Microtrac S3500 (серия Bluewave 1), ЦКП «Функция и свойства почв и почвенного покрова» Почвенного института им. В.В. Докучаева).

В состав всех пеплов входят минеральные фазы (вкрапленники, их обломки), частицы стекла, иногда с кристаллитами, фрагменты частично раскристаллизованной основной массы породы с вкрапленниками (рис. 2), которые, вероятно, являются материалом, образовавшимся при частичном разрушении купола. Такие «обломки» в большей степени распространены в обр. 7765-2.

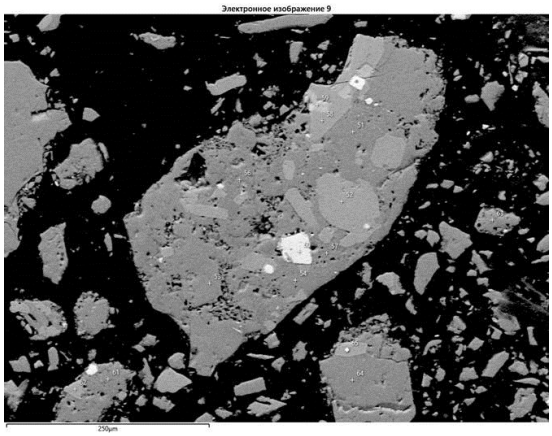


Рис. 2. Микрофотография поверхности шашки с пеплом обр. 7765-1. Крупный объект – стекло основной массы с микровкрапленниками амфибола, пироксена, плагиоклаза, магнетита.

Большая часть вкрапленников в образцах 7765-1 и 7765-2 идентична по составам (рис. 3) и может характеризовать в целом извержение 2019 г.

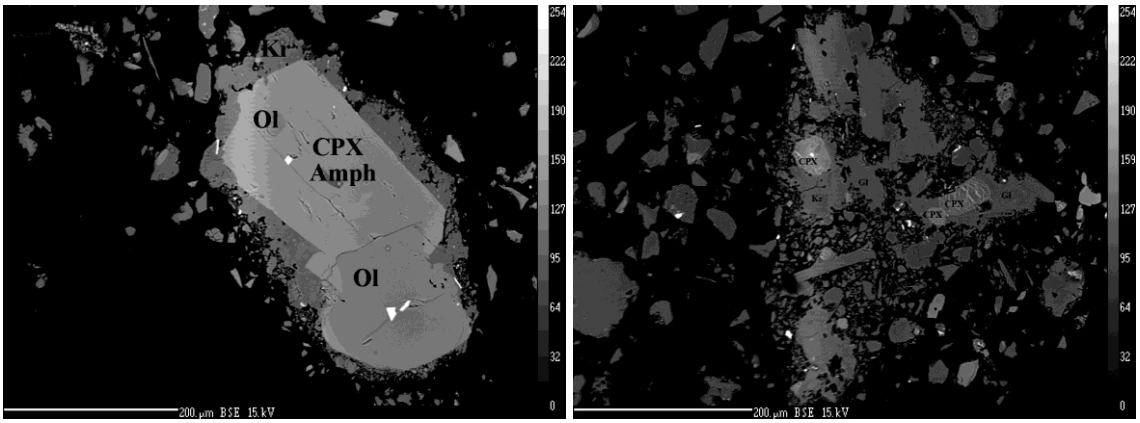


Рис. 3. Микрофотографии образцов пепла обр. 7765-2: сросток оливина и клинопироксена, частицы стекла и зерна кристобалита, а также зерна клинопироксена со структурами разложения.

Между пеплами извержений 2018 и 2019 гг. наблюдается ряд отличий: только в пеплах 2019 г. присутствует оливин Fo 76 (рис. 3), зерна относительно основного плагиоклаза An 54 (наряду с более альбитовыми составами, рис. 2), клинопироксен со структурами разложения (рис. 3), а также кристобалит.

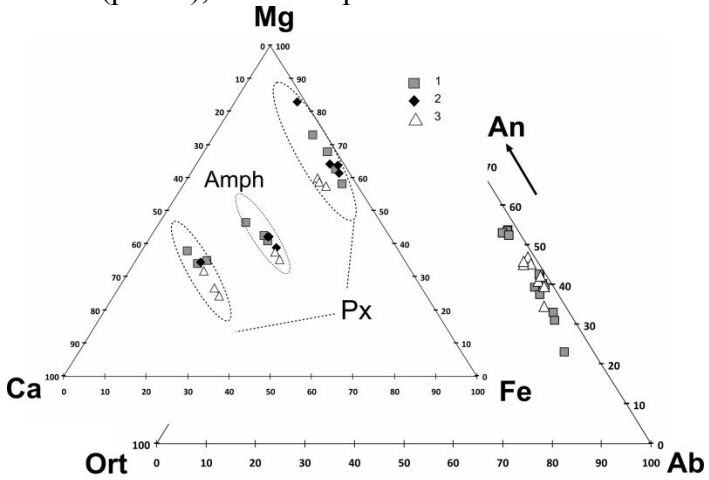


Рис. 4. Составы темноцветных минералов, а также плагиоклаза вкрапленников в пеплах 2018 и 2019 гг. 1, 2 – обр. 7765-1 и 2, 3 – обр. Shiv-18.

Таким образом, можно отметить, что при значительном сходстве минералогических характеристик пеплов 2018 и 2019 гг., можно предполагать более высокотемпературные условия при формировании вкрапленников пеплов 2019 г. Возможно, они могут быть связаны с поступлением новых порций высокотемпературных магм в промежуточные камеры системы.

Значительную долю пеплов составляют частицы кислого стекла, состав которого схож в обоих образцах (SiO_2 74-76 мас.%, Al_2O_3 около 13%, FeO 0.9-1.4%, MgO 0.2-0.4%, Na_2O 3.5-3.9%, K_2O 3.4-3.5%). Эти составы хорошо соотносятся по SiO_2 с данными работы по проксимальным пеплам [5], а на бинарной диаграмме SiO_2-K_2O попадают в диапазон составов стекол интерстициальной массы андезитов вулкана Шивелуч [2].

Микрофотографии, полученные в характеристическом излучении, демонстрируют распределение на поверхности образца 7765-1 калийсодержащих фаз. К таким фазам среди пепловых частиц относится, главным образом, вулканическое стекло. Видно, что чаще всего стеклом сложены наиболее мелкие пепловые частицы (рис. 5), размерность которых не превышает 10 мкм. Возможно, небольшой локальный максимум на диаграмме распределения частиц по размерностям (рис. 1) соответствует именно этой фазе. Таким образом, можно констатировать, что наиболее мелкая фракция исследованных пепловых масс представлена вулканическим стеклом кислого состава.

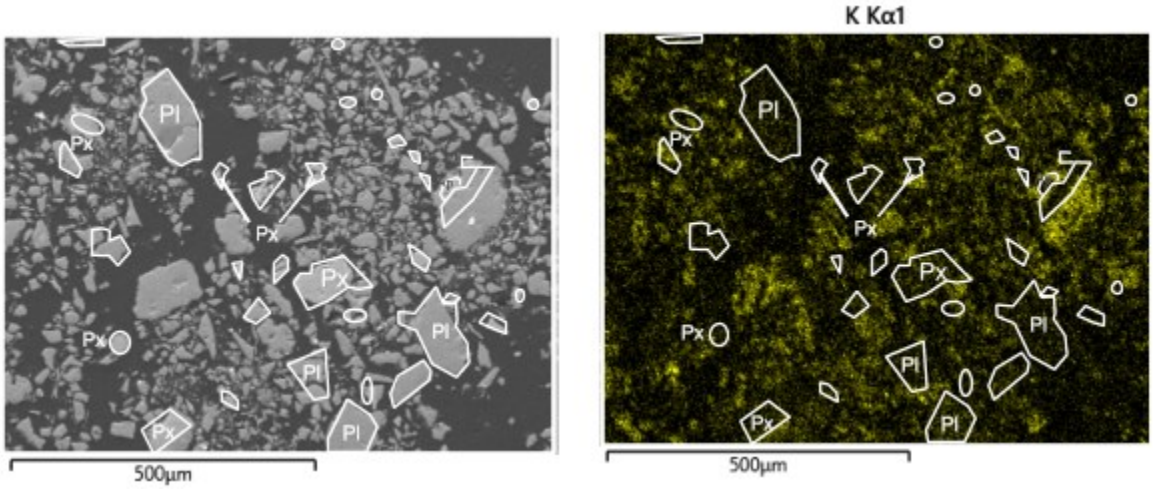


Рис. 5. Фрагмент поверхности шашки пепла извержения 28.08.2019 г. (7765-1) в отраженных электронах и в характеристическом изучении (калий).
Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV в программе Oxford Instruments NanoAnalysis, Великобритания, ИГЕМ РАН. Отмечены границы наиболее заметных минеральных выделений.

Объемные показатели пепловых облаков именно этих извержений по анализу спутниковых снимков не представляется возможным из-за крупности пепловых частиц. Так, определение плотности пеплового облака по алгоритму расчета «обратного поглощения» [6], основанный на анализе разности яркостных температур, позволяет учитывать только мелкие частицы пеплов (не более 12 микрон). Облака изученных достаточно крупных извержений содержат значительный объем материала > 50мкм, что делает их «невидимыми» для спутника.

В то же время, более слабые извержения, пепловые облака которых, вероятно, представлены более легкими частицами меньшей размерности, позволяют получить численные объемные характеристики расхода материала. Пример такого расчета представлен в таблице.

Таблица. Количественные характеристики пепловых облаков некоторых извержений, рассчитанные по алгоритму обратного поглощения по спутниковым снимкам VIIRS (согласно алгоритму [4]).

Дата, время	Максимальная/ средняя высота пеплового облака, н.у.м., м.	Дата, время снимка VIIRS Suomi NPP	Общая масса пепла*, т.	σ, т/ км^2	Мин./ средняя/ макс. масса пепла, т/ км^2
09.01.2018 22:34 UTC	9268 / 3266	10.01.2018 02:20 UTC	**2 017 137**	7.90162	0.5100315 / 5.33063 / 183.9203
12.09.2017 23:52 UTC	10000 / 5700	13.09.2017 1:11 UTC	**2 333 225**	7.901618	0.5100315 / 5.33063 / 183.9203

* – для пикселей лучшего качества верификации

Во время слабых извержений, пепловые облака которых состоят, преимущественно, из частиц размером менее 12 мкм, минимальная масса выброшенного пепла превышает 2 млн тонн. Этот порядок величин соответствует расчетам, проведенным ООО «Планета» при обработке спутниковых снимков [3]. К сожалению, пеплы этих слабых извержений сложно отобрать.

Однако, учитывая состав стекловатых частиц той же размерности более мощных извержений, в т.ч. извержений 2018 и 2019 гг., можно предполагать, что объемы кислого материала могут быть весьма значительны. Таким образом, общий баланс вулканических продуктов вулкана Шивелуч может быть смещен в более кислую область.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием ГЕОХИ РАН № 0137-2019-0014 при финансовой поддержке из средств гранта РФФИ (18-05-00224).

Список литературы

1. *Гирина О.А., Романова И.М., Горбач Н.В., Маневич А.Г., Мельников Д.В.* Эруптивная активность вулканов Камчатки в XXI веке по данным информационных систем KVERT и VOKKIA // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. С. 63-65.
2. *Горбач Н.В., Портнягин М.В., Философова Т.М.* Динамика роста экструзивного купола и вариации химического и минералогического составов андезитов вулкана Молодой Шивелуч в 2001-2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 37-61. DOI: 10.7868/S0203030616060031.
3. *Филей А.А*. Автоматическое обнаружение вулканического пепла по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 4. С. 63-73.
4. *Pavolonis, Michael, Qi, Hongming, and NOAA JPSS Program Office*, 2017: NOAA JPSS Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) Volcanic Ash Detection and Height Environmental Data Record (EDR) from NDE. [indicate subset used]. NOAA National Centers for Environmental Information. doi:10.7289/V5BK19KS.
5. *Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A. et al.* TephraKam. Geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from Kamchatka volcanic arc (NW Pacific), Earth Syst. Sci. Data Discuss, 2019, in review. DOI: 10.5294/essd-2019-202
6. *Prata A.J.* Observation of volcanic ash clouds in the 10-12 micron window using AVHRR/2 Data // Intern. J. Remote Sensing. 1989. V. 10(4-5) P. 751-761.
7. *Shevchenko A.V., Zorn E.U., Walter T.R., Vasilieva M.S.* Morphological changes from the 2018-2019 eruption at Shiveluch volcano, Kamchatka, observed with radar and optical satellite data // TerraSAR-X/TanDEM-X Science Team Meeting. 2019: abstracts. Oberpfaffenhofen, Germany.

УДК 551.21

Свидетельства магматического смешения и ассимиляции в голоценовой тефре вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка).

Толстых М.Л.[1], Певзнер М.М.[2], Бабанский А.Д.[3]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, 119991; e-mail: mashtol@mail.ru

[2]Геологический институт РАН, Москва

[3]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Хангар (54°45’ с.ш. 157°24’ в.д., высота 2000 м) – самый южный вулкан Срединного хребта – расположен в крупной кальдере в пределах северной части Срединно-метаморфического массива (СММ) Камчатки, сложенного кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранито-гнейсами и др. Согласно [8], пик метаморфизма и последующая гранитизация метаморфитов СММ датируются ранним эоценом (около 50 млн л.н.), однако формирование гранитных интрузий продолжалось вплоть до позднего миоцена [3]. Согласно [4], вулканическая структура Хангар была заложена в границах гранито-гнейсового купола в процессе формирования активного вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. К настоящему времени установлено, что самые ранние вулканиты Хангара, представленные лавами андезибазальтового состава, имеют возраст около 7 млн лет [6]. После длительного перерыва (более 6 млн лет) вулканическая активность района возобновилась: около 0.4 млн л.н. начался рост серии рио-дацитовых экструзивных куполов, а формирование ныне существующего стратовулкана, сложенного породами преимущественно андезито-дацитового состава, началось только около 0.2 млн л.н. [7].

Около 6900 ^{14}C л.н. произошло мощное (14-15 км^3 материала) «субкальдерное» извержение стратовулкана Хангар [2, 5], в результате которого был образован крупный вершинный кратер, впоследствии заполненный озером. Тефра этого извержения (индекс ХГ) встречается в большинстве почвенно-пирокластических чехлов Центральной и Северной Камчатки. Извержение ХГ характеризуется кислым – дацит-риодацитовым – составом продуктов [2, 5]. Согласно [4], процесс генезиса этих магм связан с частичным плавлением гранито-гнейсового материала купола. О взаимодействии расплава с породами фундамента свидетельствует и смещение изотопных отношений в породах: 87Sr/86Sr составляет 0.703-0.704 в дацитах Хангара, <0.702 и >0.706 в вулканитах прочих районов Камчатки и в гранито-гнейсах фундамента Хангара, соответственно. Сходным образом соотносятся и величины ƐNd: 4-7, 7-10, <3 в дацитах Хангара, вулканитах Камчатки и породах фундамента, соответственно [1]. Нами были изучены образцы крупных лапилли тефры извержения ХГ, отобранные на расстоянии шести километров от центра извержения, а также образцы гранитоидов, выходы которых расположены в кальдере Хангар.

Пемзовые лапилли, по составу отвечающие дацитам (SiO_2 65-67 мас.%, FeO 3%, MgO 1%, K_2O 2%), представляют собой вспененную стекловатую массу с вкрапленниками, составляющими около 30% объема породы; среди вкрапленников преобладает плагиоклаз An 35-22 (изредка встречаются отдельные зоны роста An 50-60, см. рис. 1 а, б, таблица), кварц в виде округлых крупных зерен и биотит #Mg 49-51 (рис. 1в, таблица). Крайне редко встречаются кристаллы амфибола с шаровидными включениями клинопироксена. В качестве акцессорных минералов распространены обычные для вулканитов титаномагнетит, апатит, а также редкие циркон и монацит в виде кристаллических включений в биотите, кварце, плагиоклазе (рис. 1 г-е).

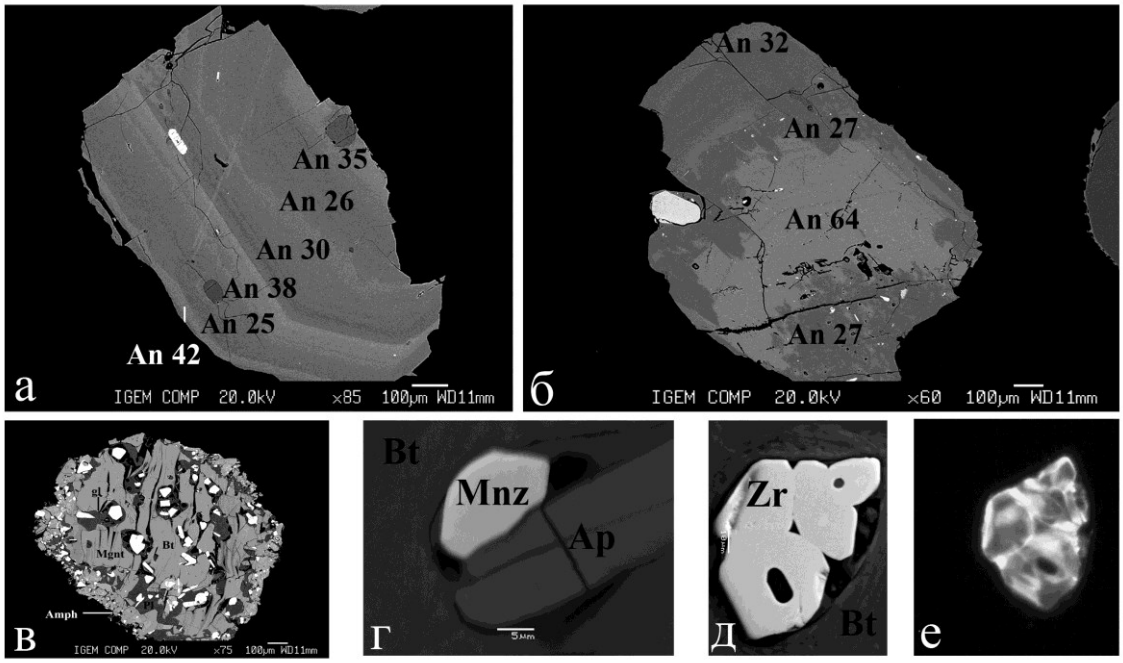


Рис. 1. Минералы вкрапленников и кристаллических включений в дацитовой тефре вулкана Хангар. а, б – зональные вкрапленники плагиоклаза; в – зерно биотита в реакционной кайме, г – кристаллическое включение монацита в биотите, д – сросток зерен циркона в биотите, е – его же CL-изображение.
Изображения получены при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, СЭМ JSM-5610LV и катодолюминисцентного анализатора КЛАВИ-1, ИГЕМ РАН.

Таблица. Представительные составы минералов тефры вулкана Хангар и гранитоидов, опробованных в кальдере.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	36.89	48.60	53.36	58.37	61.72	50.08	35.76	61.39	65.15
TiO_2	3.97	0.97	0.07	-	-	-	3.43	-	-
Al_2O_3	13.41	5.99	0.58	25.36	23.32	30.59	15.46	22.84	17.98
FeO	14.19	12.38	18.98	0.22	0.25	0.73	24.98	0.02	0.08
MnO	0.46	1.22	1.79	-	-	-	0.5	-	-
MgO	15.06	15.45	24.03	-	-	-	9.63	-	-
CaO	0.05	10.77	0.94	7.01	4.51	14.33	0.03	5.34	0.01
Na_2O	0.54	1.21	0.02	7.41	8.61	3.56	0.17	8.56	1.2
K_2O	8.19	0.31	0.00	0.45	0.64	0.10	9.18	0.29	15.29
Cl	0.26	0.03	0.01	-	-	-	0.02	-	-
Сумма	93.02	96.93	99.78	98.82	98.95	99.39	99.14	98.44	99.71
#Mg/An	0.51	0.56	0.56	33	22	69	0.25	25	89*

Примечание: 1-6 – минералы дацитов: 1-3 – вкрапленники биотита, амфибола и шаровидные включения пироксена в амфиболе соответственно, 4, 5 – центральная и краевая зоны вкрапленника плагиоклаза, 6 – промежуточная зона некоторых вкрапленников плагиоклаза, 7-9 – минералы гранитоидов: биотит, плагиоклаз и ортоклаз, соответственно. * – доля ортоклазового минала.

В состав гранитоидов (SiO_2 – 65 мас.%, FeO – 4%, MgO – 4%, K_2O – 2%) входит кварц, плагиоклаз An 23-30, ортоклаз Ort 89, биотит #Mg 25-26 (таблица), иногда хлоритизированный, а также магнетит, апатит и циркон.

Минералогические характеристики тефры и гранитоидов имеют ряд отличий. В гранитоидах отсутствуют амфибол-пироксеновая ассоциация, слюды гораздо менее магнезиальны, чем слюды тефры (таблица). Плагиоклазы являются главной породообразующей фазой в породах обоих типов, причем везде преобладают разности

An 22-32, однако плагиоклазы тефры содержат более высокую примесь железа, чем плагиоклазы гранитоидов (таблица). Многие вкрапленники кислого плагиоклаза вулканитов содержат отдельные зоны гораздо более основного состава (до An 69, рис. 1б). Таким образом, специфика породообразующих минералов свидетельствует о значительном сходстве в составах исходных магм, однако минералы тефры фиксируют несколько более примитивный состав расплава и более высокотемпературный режим на некоторых этапах кристаллизации. Эти свидетельства неравновесности минеральных ассоциаций тефры (реакционные каймы по вкрапленникам биотита, шаровидные выделения пироксена), резорбированные зоны основного плагиоклаза во вкрапленниках говорят о достаточно резком изменении параметров в ходе кристаллизации. Возможно, это может трактоваться как свидетельства процессов магматического смешения, в частности, инъекции основного расплава в кислый очаг. Источником этого кислого расплава могли быть результаты частичного плавления гранитоидов фундамента вулканической постройки.

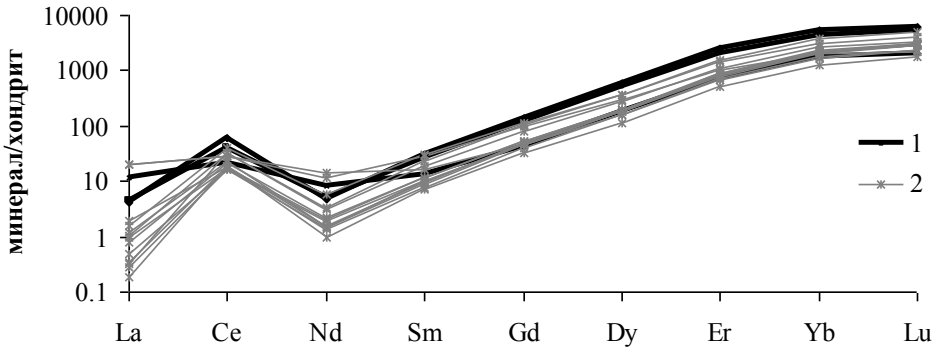


Рис. 2. Спайдер-диаграмма для цирконов тефры (1) и гранитоидов (2). Состав хондрита – по [11].

Сходство составов акцессорных минералов, главным образом, циркона, обнаруженного как в интрузивных, так и в вулканических породах, позволяют предполагать общий генезис этих минералов (рис. 2). В области легких РЗЭ заметны некоторые расхождения (рис. 2), однако на спайдер-диаграмме сходство спектров РЗЭ цирконов из тефры и гранитов очевидно. По составам цирконы тефры также хорошо соотносятся с корпусом данных по цирконам из гранитоидов [9]. Косвенным подтверждением ксеногенного для вулканитов происхождения циркона является морфология зерен (рис. 1) с незначительной степенью удлинения (максимум 1:3) и сложным лоскутным характером зональности на CL-фото [10], причем лоскутная зональность характеризует и цирконы гранитоидов. Таким образом, можно рассматривать цирконы как элементы рестита. Присутствие в вулканических породах монацита (рис. 1г), характерного, главным образом, для метаморфитов, также может предполагать процесс частичного плавления соответствующего субстрата, которым являются гранито-гнейсы купола вулкано-тектонической структуры Хангар.

В результате исследований установлено, что:

1) голоценовая тефра вулкана Хангар сформирована в результате комплекса петрогенных процессов, одним из которых являлось магматическое смешение.

2) некоторые акцессорные минералы в тефре ХГ (циркон, монацит) могут быть расценены как ксенофазы, источником которых являются магмы, образовавшиеся при частичном плавлении гранито-гнейсового купола.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием ГЕОХИ РАН № 0137-2019-0014 при финансовой поддержке из средств гранта РФФИ (18-05-00224).

Список литературы

1. *Асафов Е.В., Костицын Ю.А., Певзнер М.М. и др.* Изотопные признаки взаимодействия расплавов с фундаментом в четвертичных вулканитах Камчатки // XI Международная школа наук о Земле. 2013. Тезисы докладов. С. 12-15.
2. *Базанова Л.И., Певзнер М.М.* Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // Доклады РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 800-802.
3. *Колосков А.В., Коваленко Д.В.* Новые возрастные датировки проявления кайнозойского магматизма на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. № 13. С. 231-236.
4. *Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А.* О природе вулкано-тектонической структуры Хангар // Известия Вузов. Геология и разведка. 1976. № 7. С. 35-46.
5. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И. и др.* Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский «маар», Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3-24.
6. *Певзнер М.М., Волынец А.О., Лебедев В.А. и др.* Начало вулканической деятельности в пределах Срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка) // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 546-550.
7. *Певзнер М.М., Лебедев В.А., Волынец А.О. и др.* Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. №. 6. С. 82-86. DOI: 10.31857/S08659-56524896
8. *Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б. и др.* Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 1-23.
9. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reily S.Y. et al.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Cont. Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 602-622.
10. *Hanchar J., Hoskin Y.* Zircone. Reviews in Minerals and Geochemistry. V. 53. Washington, DC. 2003. 500 p.
11. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. // Geol. Soc. London, Special Publ. (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). 1989. V. 42. P. 313-345.

УДК 550.34+550.348

Наблюдение наклонов земной поверхности, сопровождавших извержения Ключевской группы вулканов в 2012-2016 гг.

П.П. Фирстов[1], В.Е. Глухов[1], Е.О. Макаров[1], Н.Н. Титков[1], Н.А. Жаринов[2]

[1]Камчатский филиал ФИЦ «Единая Геофизическая служба РАН», Петропавловск-Камчатский, 683006; firstov@emsd.ru

[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Введение

На полуострове Камчатка наклономерные работы на вулканах Ключевской группы вулканов (КГВ) начали проводиться в конце 70-х годов прошлого века. Комплекс деформационных измерений, проведенных с использованием наклономеров во время Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) в 1975 г., по праву можно назвать началом изучения деформаций земной поверхности на активных вулканах России с помощью наклономеров [2]. Несовершенство аппаратуры, сложные климатические условия, а также трудности развития науки в РФ затормозили развитие этих работ. Новый этап наблюдений наклонов на Камчатке начался в 2010 году, когда при поддержке фонда KAKENHI (Japan Society for Promotion of Since) была развернута сеть из четырех стационарных и двух автономных пунктов [4]. Наклономеры устанавливались на сейсмических станциях Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН).

Наиболее удачными пунктами в районе КГВ оказались стационарный пункт «Ключи» (KLYT) и автономный пункт «Апахончич» (APHT) (рис. 1). В пункте APHT, расположенном в 14.5 км юго-восточнее вершины вулкана Ключевской, наклономер был установлен в двухуровневом бункере глубиной ~5 метров. Этот пункт функционировал с января 2012 г. по ноябрь 2016 г.

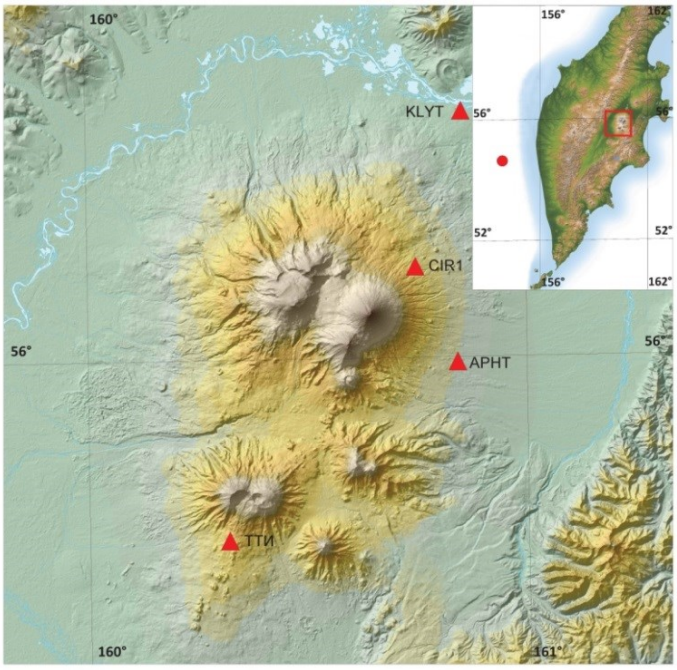


Рис. 1. Расположение наклономерных пунктов (KLYT, APHN) и РТСС (CIR) в районе КГВ на полуострове Камчатка. На врезке показан эпицентр Охотоморского землетрясения.

В качестве датчика использовался платформенный двухосевой пузырьковый наклономер Applied Geomechanics 701-2A, изготовляемый фирмой (Applied Geomechanics Inc, USA), с угловым диапазоном ±800 (KLYT) и ±8000 (APHT) мкрад. Регистрация и накопление данных происходило с помощью 24 битного регистратора KGS HKS-9550 с дискретизацией сигнала 100 Гц. Проверка работоспособности наклономерных станций осуществлялась с помощью сопоставления записей сильных землетрясений на наклономерах и акселерометрах.

Наиболее сильные геодинамические события в районе КГВ в период 2012-2016 гг.

За все годы детальных сейсмологических наблюдений на полуострове Камчатка, начиная с

1961 г., 24 мая 2013 года в Охотском море в 05:44:47[1] (врезка рис. 1) произошло сильнейшее землетрясение с магнитудой M_W=8.3. Охотоморское землетрясение (ОЗ, φ=54.75°N, λ=153.78°E) имело глубину 630 км, что соответствует предельному диапазону глубин для сейсмических событий [7].

Перед ОЗ в пункте KLYT на записях наклонометра была выделена аномалия [6], а само землетрясение хорошо прописалось наклонометрами в обоих пунктах (рис. 2а). Хорошая фазовая корреляция горизонтальных компонент акселерометра и обоих составляющих на наклонометрах в пункте KLY, а также близость по амплитуде сигналов на обоих пунктах свидетельствуют о нормальной работе наклонометров в этот период.

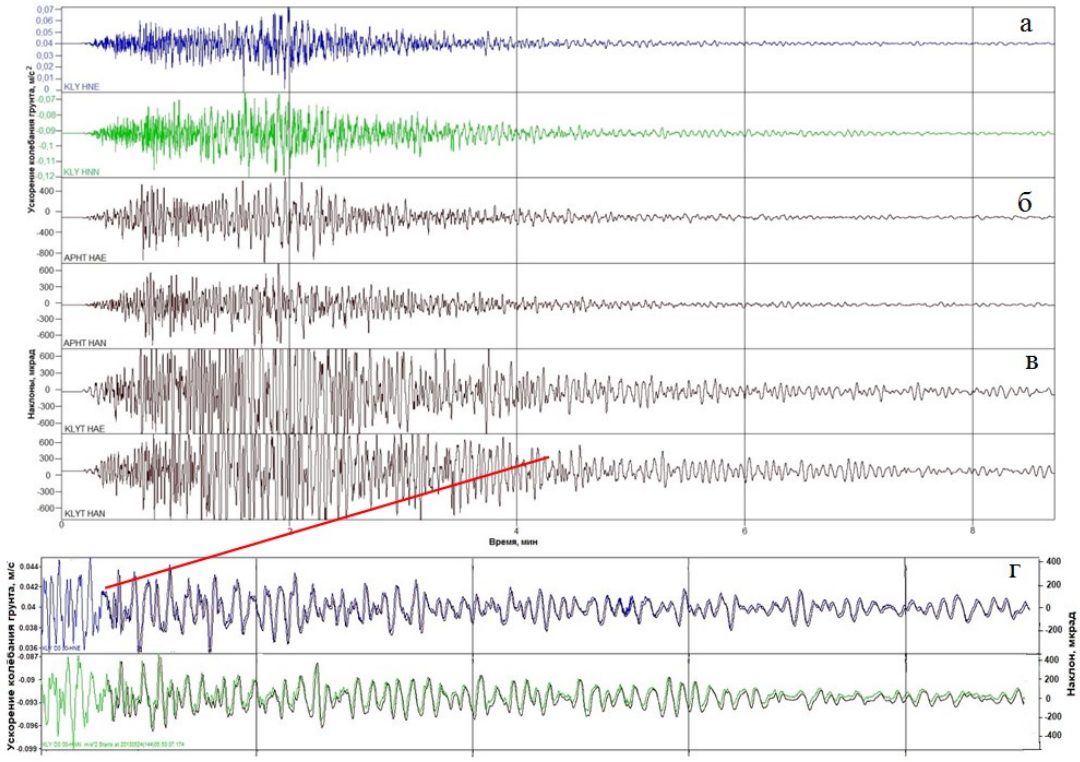


Рис. 2. Запись акселерометром глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 с M_W=8.3 в пункте KLY (а) и наклонометрами в пунктах APHT (б) и KLYT (в), сопоставление записи кода волн акселерометром и наклонометром в пункте KLY (г). Начало отсчета времени соответствует 24 мая 2013 г. 05:46:07 (б) и 05:50:07 (в).

С 27 ноября 2012 г. до начала сентября 2013 г. в течение девяти месяцев на юго-западном склоне в. Плоский Толбачик происходило Трещинное Толбачинское извержение (рис. 1), которое в основном было эффузивным. Наибольший расход продуктов извержений был отмечен на начальном этапе (до 440 м^3/с) [1]. За шесть месяцев на дневную поверхность излилось 0.52 км^3 лавы, которой было покрыта площадь в 35 км^2. Трещинное Толбачинское извержение (ТТИ-50) 2012-2013 гг. является наиболее крупным извержением магмы основного состава, произошедшим в зоне субдукции за последний вековой интервал. Также в рассматриваемый период произошло четыре умеренных вершинных извержения вулкана Ключевской. Характерно, что вершинное извержение в 2016 г. сопровождалось обвалом объёмом 0.024 км^3. В историческое время обвалы наблюдались во время вершинных извержений 1944-1945 гг. и в 1985 г. Эруптивные события, произошедшие в районе КГВ, указывают на высокую интенсивность вулканической активности в рассматриваемый период.

Как правило, вулканические извержения сопровождаются квазисинусоидальными колебаниями почвы – вулканическим дрожанием (ВД), которое

[1] Здесь и далее время UTC (чч:мм:сс).

регистрируется радиотелеметрическими станциями (РТСС) КФ ФИЦ ЕГС РАН, расположенными в КГВ. Амплитуда ВД является объективной оценкой интенсивности и продолжительности извержений [5]. На основании базы данных КФ ФИЦ ЕГС РАН «Извержения вулканов Камчатки и Курильских островов» построена кривая изменения среднесуточной амплитуды ВД на РТСС «Цирк» (CIR), расположенной в 45 км от ТТИ-50 и в 10 км от кратера вулкана Ключевской. На ней четко выделяется продолжительность ТТИ-50 и четырех вершинных извержений вулкана Ключевской (рис. 3а).

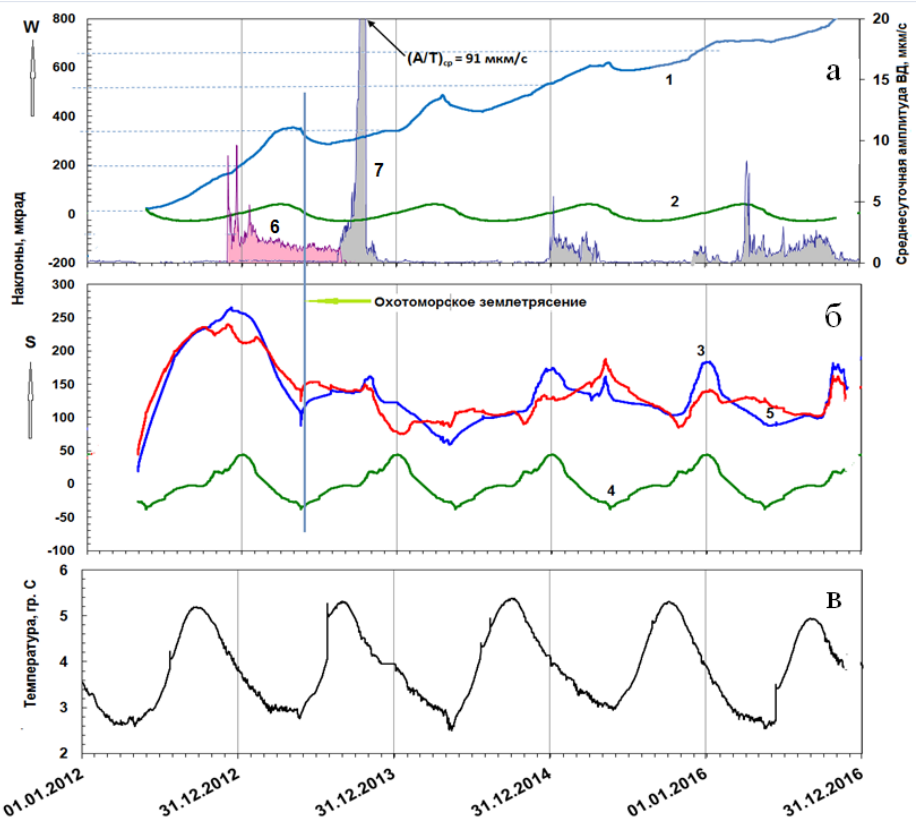


Рис. 3. Изменения амплитуды ВД и наклонов в пункте АРНТ по двум составляющим (*а*, *б*) и температуры в бункере (*в*) за период 2012-2016 гг.
1, 2 – наклон и его сезонная составляющая направления W-E; 3, 4 – среднесуточная амплитуда ВД, сопровождавшего ТТИ-50 и извержения вулкана Ключевской на РТСС CIR; 5 – наклон направления S-N без сезонной составляющей; 6, 7 – среднесуточная амплитуда ВД, сопровождавшего ТТИ-50 и извержения вулкана Ключевской на РТСС CIR.

Отражение сильных геодинамических событий района КГВ в наклонах земной поверхности

Данные наклономера в пункте АРНТ охватывают период март 2012 г. – ноябрь 2016 г. На обоих составляющих наклономера четко выделяется сезонный ход, так же как в кривой температуры в бункере, для которой двойная амплитуда была не более ~2.5°С (рис. 3). Осредненный сезонный ход за пятилетний интервал был выделен с помощью математических средств, двойная амплитуда которого составила ~75 мкрад и ~68 мкрад на каналах W-E и S-N, соответственно. Рассчитывался максимальный коэффициент корреляции (r_{max}) для осредненных сезонных ходов и температуры в бункере со сдвигом до ±6 месяцев. Разнобой в r_{max} (W-E – r_1=-0.94 при сдвиге -34.3 сут; r_2=0.89 при сдвиге 161.3 сут; S-N – r_1=0.82 при сдвиге -69.7 сут; r_2=-0.93 при сдвиге 128.9 сут) для обоих составляющих говорит о незначительном влиянии вариаций температуры в самом бункере. Однако, из-за небольшой глубины бункера, вырытого в рыхлых породах, деформационные процессы, связанные с промерзанием и оттаиванием верхнего слоя, могут играть значительную роль в сезонных вариациях наклонов, причем на обеих составляющих они выражены по-разному.

Обращает на себя внимание значительный тренд на канале W-E, который составил за рассматриваемый период 800 мкрад. Так как для этого канала направление близко к азимуту на вулкан Ключевской, то, на взгляд авторов, данный факт может быть объяснен его высокой активностью в 2012-2016 гг.

На канале S-N, с учетом сезонной вариации с середины 2012 г. до ноября 2012 г., наблюдается рост наклона в направлении S. После чего наблюдалось уменьшение наклона до мая 2013 г., амплитуда которого составила ~70 мкрад Амплитуда этой длительной аномалии, по-видимому, связана с извержением ТТИ-50, что согласуется с данными о вертикальных смещениях, полученными на локальной сети пунктов GPS [3].

Заключение

На ближайшем пункте к извержению ТТИ-50 АРНТ на составляющей S-N наклономера наблюдается аномалия со временем упреждения не менее 5 месяцев, которая указывает положительный наклон не менее 70 мкрад перед извержением. Это указывает на сложные геодинамические процессы, происходящие перед извержением ТТИ-50.

Как показали многолетние наблюдения за движениями земной поверхности с помощью наклономеров в районе КГВ, полученные данные могут быть весьма существенным дополнением к современным методам наблюдений за движениями земной поверхности с помощью GPS технологий.

Авторы выражают благодарность С.Л. Сенюкову за предоставление графика вулканического дрожания.

Работа выполнялась в рамках государственного задания № АААА-А19-119031590060 и при частичной поддержке гранта РФФИ 20-05-00493.

Список литературы

1. *Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В.* Первые количественные оценки параметров Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 гг. по данным аэрофотограмметрических наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С 3-11.
2. *Жаринов Н.А., Доброхотов Ю.С., Энман В.Б.* Наблюдения наклонов земной поверхности уровенными наклономерами на Камчатке // Изв. АН СССР Физика Земли. 1978. № 1. С. 54-62.
3. *Кугаенко Ю.А., Титков Н.Н., Салтыков В.А. и др.* Анализ подготовки Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 гг. в параметрах сейсмического режима и деформаций земной коры по данным системы комплексного мониторинга активности вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2015. № 4. С. 40-58.
4. *Сероветников С.С.* Сеть наклономерных станций, регистрации поверхностных деформационных процессов, обусловленных сейсмической и вулканической активностью Камчатского региона // Четвертая научно-техническая конференция. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 30 сентября – 4 октября 2013 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 108-112.
5. *Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. и др.* Сейсмичность района Плоский Толбачик в 2000-2013 гг. // Четвертая научно-техническая конференция. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 30 сентября – 4 октября 2013 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 103-108.
6. *Фирстов П.П., Глухов В.Е., Макаров Е.О. и др.* Геодинамические процессы, предшествующие глубокому Охотоморскому землетрясению 24 мая 2013 г. с магнитудой Mw = 8.3 // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. № 3. С. 83-86.
7. *Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А., и др.* Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой M_W=8.3 – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 17-24.

УДК 624.131.4

Сравнительная петрофизическая характеристика вулканогенных пород мелового и миоценового возраста Авачинской губы

Ю.В. Фролова, М.Е. Блюмкина, И.Е. Большаков, А.Б. Ермолинский
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, 119234; e-mail: ju_frolova@mail.ru

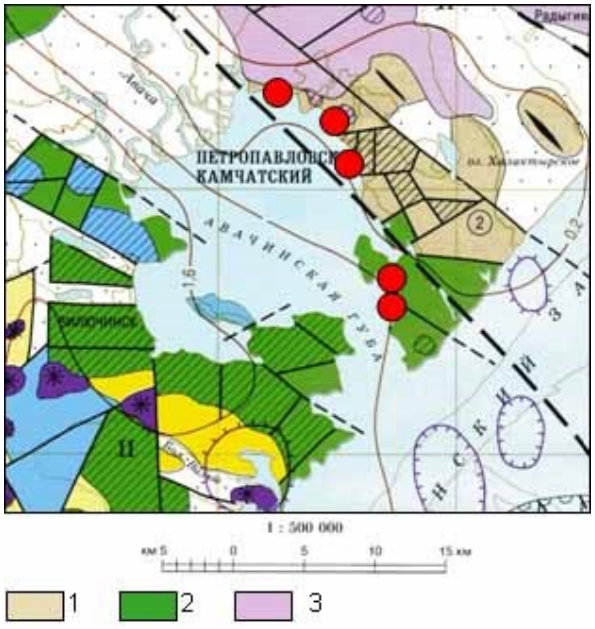
Введение

В районе г. Петропавловска-Камчатского широко распространены разновозрастные (от мела до голоцена) эффузивно-пирокластические отложения. Они являются основанием различных инженерных сооружений (жилых и промышленных зданий, портовых сооружений, автодорог, аэропорта и пр.), в связи с чем необходимы знания об их петрофизических и геомеханических свойствах, характере деформирования и разрушения. Помимо практических задач, петрофизические свойства могут помочь в решении ряда геологических вопросов, поскольку они представляют собой количественные показатели, характеризующие состояние горных пород. Цель работы – сравнить петрофизические свойства вулканогенных пород мелового и миоценового возраста, распространенных в районе Авачинской губы; выявить их различия, обусловленные как первичным составом пород, образовавшихся в разное время и в различных обстановках, так и вторичными преобразованиями под действием регионального метаморфизма. Авторами изучен разрез меловых и миоценовых вулканитов по побережью Авачинской губы (бухта Моховая – бухта Сероглазка – Никольская сопка – бухты Малые и Средние Лагерные) (рис. 1).

Геологическое строение

В тектоническом отношении район исследований относится к Малкинско-Петропавловской складчато-глыбовой зоне [4]. В районе г. Петропавловска-Камчатского меловые породы протягиваются полосой от бухты Моховой в Авачинской губе до Халактырского пляжа на побережье Тихого океана [2, 4]. В береговых уступах бухты Моховой обнажается кремнисто-вулканогенная толща. В ее составе преобладают базальты, образующие мощные потоки, с редкими прослоями кремнистых пород. В базальтах местами наблюдается подушечная отдельность [2]. В ЮВ направлении вдоль побережья Авачинской губы среди базальтов появляются пачки переслаивающихся туфов (от алевропсаммитовых до агломератовых). В береговом уступе бухты Сероглазка базальтовый массив перекрыт метаморфизованной толщей, состоящей из кремнистых пород, рассланцованных туфов и туфоалевролитов. Двигаясь далее на ЮВ, в район Никольской сопки, базальты исчезают, их сменяет дислоцированная кремнисто-туфогенная толща, представленная переслаиванием зеленых кремнистых сланцев, окремнелых туфов, туфоалевролитов. В целом, толща меловых пород имеет зеленокаменный облик. На севере района меловые породы перекрыты туфами ранней фазы авачинского вулканического комплекса плейстоцен-голоценового возраста. На юге они граничат с миоценовым завойковским вулканическим комплексом [4], исследованным нами в бухтах Малые и Средние Лагерные. В бухте Малые Лагерные отчетливо наблюдается лавовый поток, вдающийся в море и образующий небольшой мыс (размеры потока: длина 30-40 м, ширина 10 м, мощность 2-3 м). Расположенная южнее бухта Средние Лагерные ограничена обрывистыми берегами, сложенными вулканогенными породами миоцена. В СЗ части бухты клиф высотой 15-25 м сложен слабо дислоцированной толщей эффузивно-пирокластических пород. На отдельных участках породы имеют краснокаменный или зеленокаменный облик, что свидетельствует об их измененности. Южную часть бухты также ограничивает обрывистый берег, высота которого возрастает от 4-5 до 25-30 м. В береговом уступе обнажается сложно построенная толща эффузивных (местами брекчированных) и

вулканогенно-обломочных пород, по-видимому, разного состава и степени измененности.



Условные обозначения:

1. Второй структурный ярус (островодужные образования на коре океанического типа). Верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения и вулканические тела.
2. Третий структурный ярус (островодужные образования на коре переходного типа). Миоценовые эффузивно-пирокластические покровы.
3. Плейстоцен-голоценовая андезибазальтовая формация – лавовые потоки, пирокластические отложения стратовулканов.

Красными кружками показаны точки отбора образцов.

Рис. 1. Тектоническая схема района Авачинской губы (по [4]) с точками отбора образцов.

Петрографическая характеристика

Меловые вулканиты. Породы, исследованные по побережью бухт Моховая и Сероглазка, представлены метабазальтами с афировой или порфировой структурой и миндалекаменной текстурой. Структура основной массы интерсертальная, местами метельчатая (базальты Моховой бухты), с расщепленными кристаллами плагиоклазов и пироксенов, являющаяся характерным признаком океанических базальтов. Порфировые вкрапленники представлены моноклинными пироксенами и плагиоклазами, сильно разбитыми трещинами. Возможно, что изначально присутствовали оливины и ромбические пироксены, однако они полностью замещены вторичными минералами. По данным [2], петрогеохимические характеристики базальтов отвечают типу N-MORB и свидетельствуют о формировании в океанической или задуговой обстановке. Вулканиты интенсивно изменены, хотя исходные структуры сохраняются. По первичным минералам развиваются хлорит, пренит, пумпеллиит, эпидот, актинолит, кварц, альбит, сфен. Миндалины выполнены кварцем, халцедоном, хлоритом, эпидотом.

Образцы, отобранные в районе Никольской сопки, представляют собой зеленые кремнистые сланцы и окремнелые тонкообломочные туфы. Породы однородные тонкозернистые, местами слабо выражена ориентированная текстура и сланцеватость. Основные породообразующие минералы – кварц, эпидот, хлорит, серицит. Породы рассечены многочисленными тонкими кварцевыми прожилками.

Ассоциация вторичных минералов свидетельствует об изменении вулканогенной толщи мелового возраста в условиях пренит-пумпеллиитовой фации (ППФ) низкоградного метаморфизма, для которой характерны следующие условия: Т 270-340 °С, Р 2-6 кб, т.е. глубины от 5 до ~ 20 км [3].

Миоценовые вулканиты. Лавовые потоки, исследованные в бухтах Малые и Средние Лагерные, сложены порфировыми андезибазальтами. Вкрапленники представлены пироксенами и плагиоклазами; основная масса интерсертально-гиалопилитовая. Судя по ассоциации вторичных минералов, толща миоценовых вулканитов была изменена в условиях цеолитовой фации (ЦФ) низкоградного метаморфизма, для которого характерна избирательность и неравномерность в переработке пород. В андезибазальтах бухты Малые Лагерные авгит свежий, плагиоклазы альбитизированы и цеолитизированы (ломонтит). Основная масса

замещена ломонтитом, образующим бесформенные пойкилобласты, реже радиально-лучистые кристаллические агрегаты, и корренситом. Цеолиты и корренсит также выполняют прожилки. На отдельных участках лавы брекчированы, обломки прочно сцементированы цеолитами. Вулканиты, слагающие береговые уступы в бухте Средние Лагерные, сильно различаются по степени вторичной измененности – от слабо- до сильно измененных. Среди вторичных минералов преобладают цеолиты, селадонит (по ромбопироксенам), окрашивающий породу в ярко зеленый цвет, гематит, гетит, кальцит, корренсит. Кристаллы плагиоклаза сильно выщелочены, частично цеолитизированы и альбитизированы. Параметры ЦФ: Т 90-290 °С, Р 1-5 кб, т.е. глубины от ~ 3 до 10-15 км [3].

Петрофизические свойства

Вулканиты мелового и миоценового возраста заметно различаются по свойствам (таблица). Меловые вулканиты характеризуются существенно более высокими значениями упруго-плотностных свойств (ρ=2.88 г/см^3, Vp=5.8-6.1 км/с, Ey=73-74 ГПа) [1], по сравнению с миоценовыми эффузивами (ρ=2.48-2.56 г/см^3, Vp=3.6-4.6 км/с, Ey=26-38 ГПа). На графике зависимости скорости продольных волн от плотности (рис. 2а) отчетливо выделяются две группы пород, соответствующие меловым и миоценовым вулканитам. Это обусловлено, во-первых, различным первичным минеральным составом (более плотное сложение, повышенное содержание темноцветных минералов и, по-видимому, более основной состав меловых эффузивов), во-вторых, различной стадией метаморфизма и степенью измененности пород. Прочность пород в меньшей мере зависит от их плотности; здесь главным фактором является трещиноватость. Между тем, на графике зависимости прочности от плотности четко выделяются два тренда, соответствующие меловым и миоценовым вулканитам (рис. 2б). Наиболее “слабыми” среди всех пород являются кремнистые сланцы и туфы, что обусловлено их сильной трещиноватостью. Именно эта особенность приводит к непрерывному формированию на западном склоне Никольской сопки осыпей и обвалов, представляющих опасность для расположенной внизу зоны отдыха.

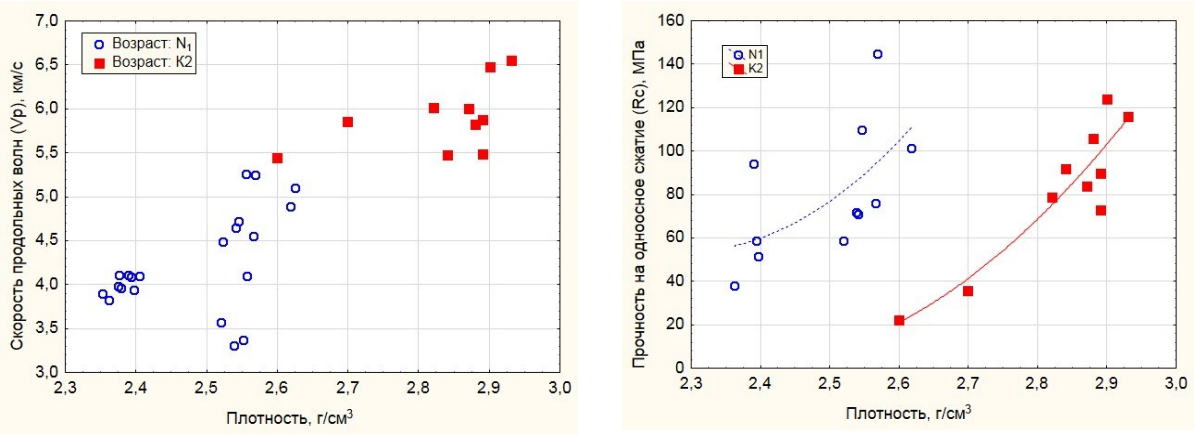
Таблица. Петрофизические и геомеханические свойства вулканитов Авачинской губы

Возраст	Место отбора	Порода, вторичные минералы	ρ, г/см^3	$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ	Vp, км/с	Ey, ГПа	Rc, МПа	Кол-во обр./ проб
K_2	Бухта Сероглазка	Метабазальты (пренит, эпидот, пумпеллиит, хлорит, актинолит, кварц)	2.82-2.93 2.88	0.63-0.88 0.73	5.8-6.6 6.1	67-90 74	84-116 95	5/20
	Бухта Моховая	Метабазальты (эпидот, хлорит, актинолит, кварц)	2.84-2.90 2.88	0.72-8.33 3.26	5.5-6.5 5.8	66-86 73	73-124 96	3/6
	Никольская сопка	Кремнистые породы (кварц, серицит, эпидот)	2.60-2.70 2.65	0.17-0.20 0.19	5.5-5.9 5.7	51-80 66	22-36 29	2/4
N_1	Малые Лагерные	Андезибазальты (ломонтит, корренсит, альбит)	2.38-2.57 2.48	15.1-21.3 18.7	4.0-5.3 4.5	28-56 39	52-145 91	3/8
	Средние Лагерные (СЗ часть)	Андезибазальты слабоизмененные	2.51-2.62 2.56	33.8-37.8 35.9	4.1-5.1 4.6	33-43 38	71-101 83	2/7
	Средние Лагерные (ЮВ часть)	Андезибазальты (цеолиты, селадонит, карбонаты, корренсит)	2.36-2.51 2.48	0.59-3.54 1.86	3.3-4.0 3.6	22-29 26	38-72 56	2/6

Примечание: ρ – плотность, χ – магнитная восприимчивость, Vp – скорость продольных волн, Ey – модуль упругости, Rc – прочность на одноосное сжатие.

Исследование магнитной восприимчивости (χ) показало, что большая часть миоценовых пород, измененных в условиях ЦФ, обладает относительно высокими

значениями χ, причем наблюдается четкая зависимость от степени измененности. Для слабо измененных андезибазальтов с сохранным титаномагнетитом характерны наиболее высокие значения (χ=34-38·10^{-3}СИ). С увеличением измененности пород разложение титаномагнетита и образование вторичных минералов с Fe^{3+} (эпидот, селадонит, гётит, гематит и пр.) приводят к снижению χ до 0.6-3.5·10^{-3}СИ. Большинство меловых вулканитов, измененных в условиях ППФ метаморфизма, не магнитны.



а б

Рис. 2. Сравнительная характеристика свойств меловых и миоценовых вулканитов.
а – зависимость скорости упругих волн от плотности, б – зависимость прочности от плотности.

Заключение

Вулканиты мелового и миоценового возраста, слагающие береговую зону вдоль Авачинской губы, существенно различаются по составу, характеру и степени вторичных изменений и петрофизическим свойствам. Меловые вулканиты характеризуются более высокими значениями упруго-плотностных свойств по сравнению с миоценовыми породами. Напротив, магнитная восприимчивость максимальна у слабо измененных миоценовых андезибазальтов и снижается на порядок у меловых пород, что связано с разложением титаномагнетита и темноцветных минералов при метаморфизме. Обнаруженная разница в свойствах пород обусловлена, во-первых, особенностями первичного состава, во-вторых, различной стадией метаморфизма (ЦФ у миоценовых и ППФ у меловых пород) и степенью измененности.

Список литературы

1. *Блюмкина М.Е., Жукова Е.А.* Петрофизические свойства меловых вулканогенных пород Авачинской бухты (Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню Вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 44-46.
2. *Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В.* Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте восточного камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. №2. С. 46-54.
3. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д.Я. и др.* Агаты в метавулканитах. Спец. выпуск журнала “Вестник РФФИ”. 2014. 71 с.
4. *Шеймович В.С.* Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57–XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (Сопка Мутновская): Объясн. зап. М. 2000. 302 с.

УДК 551.21- 552.3

К вопросу о малоглубинном «коровом» магматическом очаге вулкана Ключевской (Камчатка)

С.А. Хубуная, Л.И. Гонтовая, В.С. Хубуная, А.П. Максимов, В.В. Пантилеева
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; email: hubsa@kscnet.ru

Многочисленные вершинные и побочные извержения умереннокалиевых магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов, их минералогические и геохимические особенности, состав природнозакаленных расплавных включений в оливинах шлаковых лапилли вулкана Ключевской свидетельствуют о наличии магматических очагов под вулканом. Большинством исследователей признается оценка глубины первоисточника магм в верхней мантии и магматического очага в нижней части земной коры под вулканом Ключевской [3, 11 и др.]. В то же время существование малоглубинной магматической камеры под конусом вулкана не столь однозначно. Это сообщение посвящено аргументации наличия малоглубинного магматического очага под постройкой вулкана Ключевской.

Впервые наличие малоглубинного расслоенного очага и выводных каналов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской обосновал А.А. Меняйлов при изучении извержения 1937-1938 гг. [5]. Вершинное извержение андезибазальтов вулкана Ключевской (высота 4750 м) в 1937 г перешло в побочное извержение на западном склоне его постройки с образованием высокоглиноземистых прорывов: Камули (высота 4000 м), Радист (высота 3600 м), Перевальный (2400 м). Позднее в 1938 г на его восточном склоне образовались высокоглиноземистые и магнезиальные прорывы (сверху вниз) Козей (высота 1800 м), Невидимка (высота 1260 м), Тиранус (высота 1000 м) и Билюкай (высота 900 м). А.А. Меняйлов предполагал, что магма поднялась из расслоенного малоглубинного очага по дайке северо-восточного простирания. Верхняя часть дайки состояла из «плюма» высокоглиноземистой андезибазальтовой магмы, а нижняя часть состояла из магнезиальных магм (но не расплавов), уже насыщенных вышеописанными крупными магнезиальными кристаллами оливинов и пироксенов.

Позднее, на основании изучения ксенолитов третичных пород из лав побочных прорывов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской, на это же указывал Б.И. Пийп. Он предполагал, что магматический очаг располагается до глубин 5-6 км ниже уровня моря [7].

Наши данные о возможности существования малоглубинного магматического очага под вулканом Ключевской основывались на изучении петрографии, минералогии и геохимии его магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов большинства доисторических, исторических и современных извержений и детальном анализе результатов комплексных геолого-геофизических исследований в районе вулкана Ключевской, выполненных за 30-летний период [8-10]. В последнее время получены новые высокоточные данные о составах природнозакаленных расплавных включений в фенокристаллах оливинов, из шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. и сопоставления результатов этих исследований с сейсмоплотностной структурой под конусом вулкана.

После годового перерыва вершинного извержения 1993 г. вулкана Ключевской и слабой фумарольной активности с 8 сентября по 2 октября 1994 г. происходило сильное вершинное извержение этого вулкана [6]. Наиболее значимыми особенностями этого извержения, необходимыми для дальнейшей аргументации присутствия малоглубинного магматического очага, являются составы шлаковых лапилли, которые выбрасывались в течение всего извержения. Следует отметить отсутствие

сейсмической подготовки перед его началом и сильную субплинианскую стадию в его финале с извержением лавовых и очень редких для базальтовых вулканов пирокластических потоков высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов и андезибазальтов в Крестовском, Апохончичском и Козыревском желобах [10]. Химические и минеральные составы шлаковых лапилли полностью повторяют составы лавовых потоков. Они состоят из плагиоклазов, клинопироксенов, оливинов и магнетитов, а по химическому составу относятся к андезибазальтам. Из раздробленных проб шлаковых лапилли было отобрано 470 кристаллов оливинов. Практически все кристаллы оливинов содержат закаленные первичные расплавные включения. Следует подчеркнуть, это – уникальные магматические образования. Химический состав стекла отражает реальный *состав расплава*, который был захвачен во время кристаллизации оливина. Это обусловлено тем обстоятельством, что произошла закалка расплавных включений в оливинах шлаковых лапилли во время вершинного извержения. Природнозакаленные расплавные включения не содержат усадочных пузырьков. Они представляют собой чистое стекло. Стекла закаленных расплавных включений были изучены во всем интервале магнезиальности присутствующих оливинов Fo_{80-65}. Было исследовано 470 кристаллов оливинов и в них 40 закаленных стекол расплавных микровключений, размеры которых позволяли провести анализ без захвата материала минерала-хозяина, оливина. Составы расплавных включений представлены на рисунке.

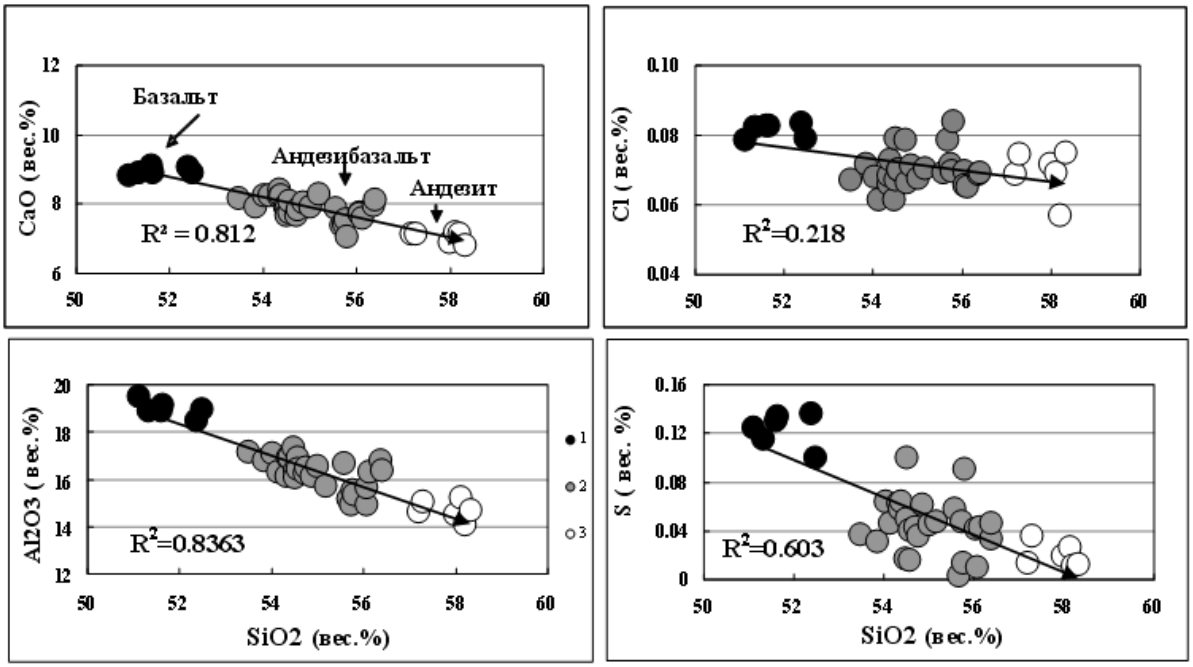


Рисунок. Составы первичных, природнозакаленных стекол расплавных включений в фенокристаллах оливинов шлаковых лапилли андезибазальтового состава вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской, вес.%.
Примечание: R^2 – величина достоверности аппроксимации. Стрелка указывает направление изменения составов природнозакаленных расплавных включений.

Хорошо видно, что составы расплавных включений дифференцированы. Они соответствуют базальтам, андезибазальтам и андезитам. Очевидно, оливины из шлаковых лапилли были образованы из серии расплавов базальтового, андезибазальтового и андезитового составов. Чтобы это произошло, необходима камера, где мог бы размещаться расплав в равновесных условиях [1]. И эта камера должна быть расслоена. На приповерхностное положение камеры указывает резкая дегазация S и Cl, связанная с подъёмом магматического расплава и, вероятно, с дегазацией H_2O.

На присутствие малоглубинной камеры под конусом вулкана Ключевской указывают результаты геофизических исследований. В 1998-2000 гг. на основании анализа экспериментальных данных по сейсмическому просвечиванию (1970-1971 гг. и 1986-1987 гг.) Ключевской группы вулканов, сопоставлению ее структурных особенностей с сейсмической активностью вулкано-тектонических землетрясений и результатов петрографического и петрохимического изучения вершинных извержений 1993 и 1994 гг. было показано, что в верхней части земной коры (на глубинах 3-5 км ниже уровня моря) могут существовать условия для формирования периферического магматического очага [10] . Более детально верхняя часть земной коры (до глубины примерно 7-8 км) под вулканом Ключевской изучена методами КМПВ (корреляционный метод преломленных волн) и гравиметрии [2, 4]. Сейсмические исследования выполнялись с использованием продольных волн (*P*-волн) от взрывов. На основании интерпретации кинематических параметров и данных гравитационного моделирования присутствие разуплотненной области под постройкой вулкана устанавливалось надежно. Она располагалась в интервале глубин 0-5 км, и ее ширина достигала не менее 14 км. В привершинной части конуса вулкана и его северо-восточной периферии на основании сейсмотомографических исследований выделены интенсивные аномалии скорости *Vp* и *Vs*. В пределах этой зоны значение аномалии *Vs* составляет 6-15% отрицательного знака, что может быть связано с включениями флюид/расплавов. Максимальная мощность аномальной зоны около 3 км, протяженность 12-14 км. Аномальная зона имеет форму силла. К нему приурочена основная масса побочных конусов на северо-восточном склоне вулкана. В привершинном основании конуса вулкана отмечена интенсивная отрицательная аномалия продольных и поперечных волн (*Vp* и *Vs*). Выделенная область не находится в противоречии с данными гравиметрии и КМПВ [2, 4] и добавляет аргументов в пользу существования малоглубинного очага или отдельных магматических камер в пределах аномалии. По данным КМПВ, очаг может быть расположен между складчатым комплексом и поверхностью консолидированного фундамента [9]. В целом, выделенная область отвечает характеристикам, которые прогнозировались Б.И. Пийпом по геологическим данным. Они учитывали мощность и характер осадочных образований, составы ксенолитов, которые захватывались магмой при извержениях вулкана Ключевской [7]. По данным [11] под конусом Ключевского вулкана оконтурена изометричная аномалия повышенных значений параметра *Vp*/*Vs* на глубине около 10 км. Эта аномалия может быть связана с *малоглубинны*м магматическим очагом в основании прогиба кристаллического фундамента под КГВ.

Заключение

В результате проведенных исследований были изучены составы оливинов шлаковых лапилли и природнозакаленных расплавных включений в этих оливинах вершинного извержения 1994 г. Впервые за столетнюю историю изучения вулкана Ключевской на этом природном объекте была показана возможность получения реальных андезитовых расплавов из высокоглиноземистых базальтов. Этот вывод, полученный на основе минералогических данных, позволил обосновать существование малоглубинного очага. Важность этого заключения лежит в плоскости дальнейшего изучения происхождения андезитов вулкана Безымянный, соседа вулкана Ключевской. О присутствии малоглубинной магматической камеры под постройкой вулкана Ключевской свидетельствуют и другие параметры его извержений: значительные объемы (до 0.4 км^3) лавового потока Билюкай извержения 1938 г, последовательность изверженных продуктов вулканической деятельности извержения 1937-1938 гг. продолжительностью до 2 лет [5]. Во время вершинного извержения 1993 г. вулкана Ключевской были образованы два лавовых потока высокоглиноземистых андезибазальтов весом 10 млн тонн (Устное сообщение В.Н. Двигало). Результаты вулканологических и петрологических исследований хорошо согласуются с

результатами геофизических работ. Анализ результатов сейсмологических исследований (ГСЗ-КМПВ), сейсмической томографии, особенностей (частотно-магнитудного распределения землетрясений) структуры и свойств земной коры позволяют выделить периферический магматический очаг под конусом Ключевского вулкана в интервале глубин 0-6 км. Малоглубинная камера, наиболее вероятно, расположена между складчатым комплексом и поверхностью консолидированного фундамента. Диаметр малоглубинной камеры, ориентировочно, составляет около 12-14 км, а его мощность может достигать 3 км.

Авторы выражают искреннюю благодарность академику А.В. Соболеву за возможность проведения аналитических исследований в Институте химии им. Макса Планка (г. Мейнц, Германия) и в Институте наук о Земле университета им. Дж. Фурье (г. Гренобль, Франция). Авторы приносят благодарность старшему научному сотруднику ИГМ СО РАН к. г.-м. н. Д.А. Кузьмину, старшему научному сотруднику ГЕОХИ РАН к. г.-м. н. В.Г. Батановой за помощь в выполнении рентгеноспектральных анализов минералов и пород.

Список литературы

1. *Аносов Г.И.* Геологическое строение и геодинамика вулканов // В кн. Природные опасности России, сейсмические опасности. Москва, 2000. С. 200-205.
2. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев В.А. и др.* Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3-18.
3. *Гонтовая Л.И., Степанова М.А., Хренов А.П., Сенюков С.Л.* Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3-11.
4. *Зубин М.И., Козырев А.И., Лучицкий А.И.* Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 76-93.
5. *Меняйлов А.А.* Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937-1938 гг. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. М.-Л. Изд-во Академии наук СССР. 1947. Выпуск 4. С. 3-91.
6. *Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дрознин В.А. и др.* Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября-2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С. 3-16.
7. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Труды Лаб. вулканологии. М.: Наука. 1956. № 11. 310 с.
8. *Хубуная С.А., Аносов Г.И.* Малоглубинный магматический очаг под Ключевским вулканом (Камчатка) // Тезисы докладов международной конференции по вопросам сейсмологии, вулканологии и процессам Алеутского региона. Петропавловск-Камчатский. 1998. С. 12-13.
9. *Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Хубуная В.С.* К вопросу о магматических очагах под вулканом Ключевской // Вулканология и сейсмология. 2018. № 2. С. 14-29.
10. *Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Москалева С.В.* Малоглубинный очаг вулкана Ключевской (по данным петрологии и геофизики) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 291-304.
11. *Koulakov I., Gordeev E., Dobretsov N. et al*. Feeding paths of the Kluchevskoy volcano group (Kamchatka) from the results of local earthquake tomography // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol 38. LXXXXX. DOI: 10.1029/2011GL046957

УДК 551.21

О природе слабой сейсмичности Авачинского вулкана

Р.И. Черкашин, И.К. Дубровская, Т.М. Маневич
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: romache@kscnet.ru

Авачинский вулкан – один из действующих вулканов Камчатки. Его извержения представляют опасность для расположенных недалеко (~25 км) гг. Петропавловск-Камчатский и Елизово. Вулкан относится к типу Сомма-Везувий, пространство между соммой и действующим конусом занято фирном и ледниками, стекающими в северном, северо-западном направлениях и в истоки двух южных сухих речек [1]. На склоны вулкана ежегодно выпадает в среднем до 2000 мм атмосферных осадков, часть из них просачивается в постройку и способствует усилению фумарольной деятельности на вершине вулкана. В данной работе рассматривается наличие взаимосвязи между экзогенными факторами, такими как деятельность ледников и атмосферные осадки, и формированием слабой сейсмичности постройки вулкана Авачинский.

Введение

Ранее в работе [6] поднимался вопрос о природе слабой сейсмичности Авачинского вулкана. Было установлено существование суточной, сезонной и 11-летней цикличности землетрясений, связанных с циклом солнечной активности и неравномерностью вращения Земли. Помимо космических факторов, на деятельность вулкана влияют и метеорологические факторы, которые выражаются в усилении фумарольной деятельности после выпадения осадков. Для Авачинского вулкана к настоящему времени накоплен многолетний ряд сейсмических, климатических и гляциологических данных. Со времени последнего извержения в 2001 г. по сей день сейсмичность Авачинского вулкана находится на фоновом уровне, т.е. не превышает порогового числа событий по разным энергетическим классам за сутки [5]. Среднегодовое число землетрясений вулкана за период с 2000 по 2019 гг. составляет 170 событий. Около 85 % землетрясений вулкана происходят в его постройке (выше уровня моря). В то же время суммарная энергия, выделившаяся в результате этих землетрясений, составляет лишь 50 % от общей для всех землетрясений вулкана. Это означает, что большая часть землетрясений в постройке имеет малый энергетический класс ($K_s \leq 5$) и относится к слабой сейсмичности. Отсутствие связи между сейсмичностью и активизациями вулкана приводит к предположению об экзогенной, невулканической природе слабых землетрясений в его постройке.

Увеличение мощности ледников в зимнее время и ее уменьшение в летний период влияют на напряжения в породах склонов вулкана, занятых ледниками, что может отражаться на количестве землетрясений в этих частях вулканической постройки. Годовые изменения температур и высокая норма зимних осадков влияют на динамику ледников, приводя к их механическим подвижкам и трещинообразованию, что сопровождается слабыми сейсмическими событиями. Метеорная вода, выпадающая на вершину Авачинского вулкана в виде дождя и снега, из-за прогрева кратера инфильтруется в породы постройки как в летний, так и в зимний периоды. Накапливаясь в породах постройки и прогреваясь, вода образует геотермальный резервуар [2], в пределах которого среда более восприимчива к сдвиговым деформациям, в результате чего, предположительно, в ней могут возникать слабые землетрясения.

Методика исследований

Землетрясения Авачинского вулкана были взяты из каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН [4] за период 2000-2019 гг. Рассматривались землетрясения с глубиной $h > 0$ м и энергетическим классом $K_s \leq 5$. Данные количества атмосферных осадков в первом приближении были получены с сайта pogodaiklimat.ru для метеостанции Петропавловск. В качестве исходных данных построены два временных ряда: для уровня осадков и числа землетрясений с шагом в 1 месяц за 2000-2019 гг. (рис. 1).



Рис. 1. Исходные данные – графики помесячного количества атмосферных осадков и числа землетрясений с $K_s \leq 5$ с 2000 по 2019 гг.

При помощи программы ArcGIS 10.1 были выбраны две группы землетрясений, эпицентры которых: *а)* пространственно расположены на ледниках, *б)* расположены вне ледников (рис. 2). Число землетрясений сопоставлялось с изменением сезонных температур воздуха.

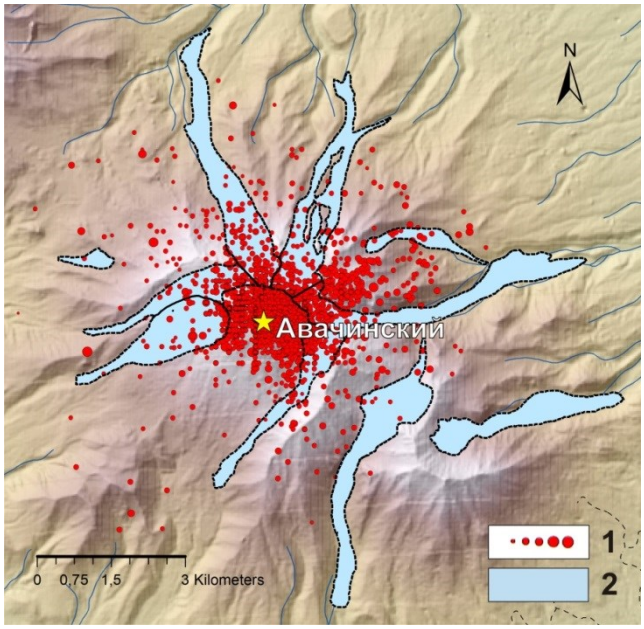


Рис. 2. Схема района вулкана Авачинский с эпицентрами землетрясений 2000-2019 гг. (1) и контурами ледников (2).

Для двух рядов исходных данных (осадки и число землетрясений) был применен взаимный корреляционный анализ для выявления взаимосвязи этих двух величин.

Коэффициенты корреляции рассчитывались в Excel для последовательно смещенных относительно друг друга массивов данных.

Результаты и обсуждение

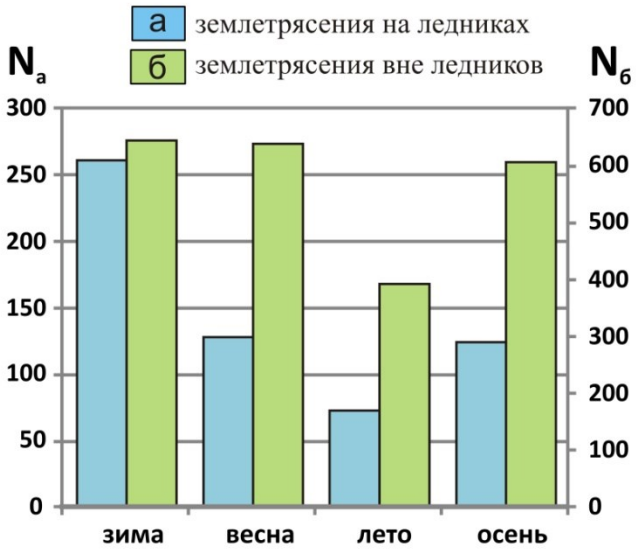


Рис. 3. Гистограммы числа землетрясений Авачинского вулкана с $K_s \leq 5$ для групп *а)* и *б)* (см. текст)

Рассмотрим зависимость каждой группы землетрясений *а)* и *б)* от изменения температур в течение года. Для каждой группы построены гистограммы сейсмичности по сезонам (рис. 3). На них видно, что сезонная зависимость землетрясений на ледниках (рис. 3а) выражена ярко. Это связано как с ростом числа ледниковых землетрясений при низких температурах воздуха, так и с более высокой нагрузкой ледников на склоны в зимние месяцы. Внеледниковая же часть землетрясений (рис. 3б) менее зависит от смены времен года, их количество в целом равномерно распределено между зимой, весной и осенью и заметно ниже только летом. Это говорит о связи этих землетрясений с другими факторами.

Теперь рассмотрим взаимосвязь между среднемесячным количеством атмосферных осадков и количеством землетрясений с $K_s \leq 5$ в постройке Авачинского вулкана. На рис. 4 показана взаимная корреляционная функция для этих двух величин.

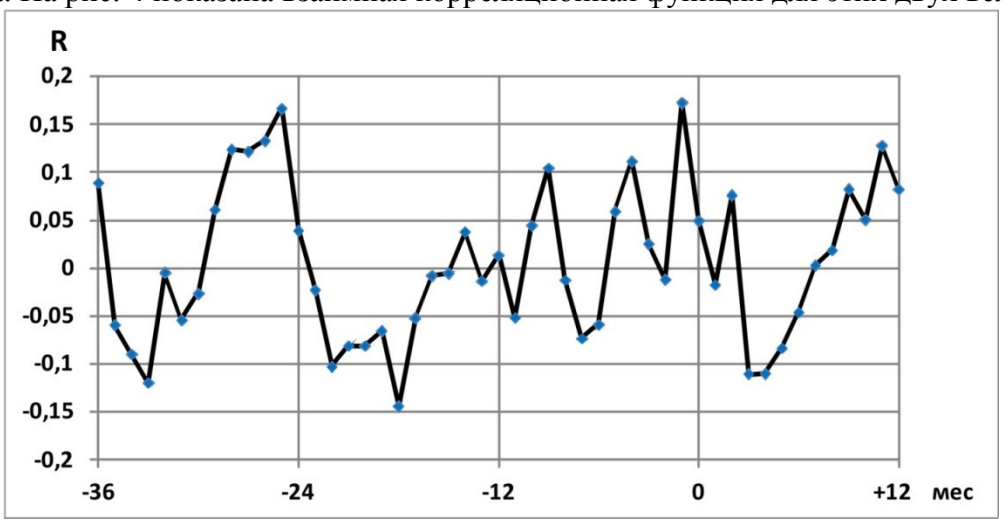


Рис. 4. Функция взаимной корреляции для исходных данных помесячного уровня атмосферных осадков и суммарного месячного количества землетрясений с $K_s \leq 5$ Авачинского вулкана за 2000-2019 гг.

Массив данных месячных значений числа землетрясений смещался на 3 года назад (-36 мес.) и на 1 год вперед (+12 мес.) относительно массива данных месячных осадков. Как видно из графика взаимной корреляционной функции, коэффициенты корреляции R для разных смещений двух массивов величин не отклоняются от нуля более чем на 0.2. Это однозначно говорит об отсутствии прямой корреляции между уровнем атмосферных осадков и частотой землетрясений в постройке Авачинского вулкана.

В заключении сравним количество осадков, поступающих в постройку через кратер Авачинского вулкана, и расход водного флюида шлейфами его фумарол, оценка

которого выполнялась ранее для 2008 г. [3]. Площадь кратера равна ~ 110 тыс. $м^2$, среднегодовой уровень осадков здесь составляет 2000 мм. Если принять, что все осадки, выпавшие в кратере за год, проникли в постройку, то объем воды, поступивший внутрь вулкана, составил 2.0 м × 110000 $м^2$ = 220000 $м^3$ или 220 тыс. т. Расход водного флюида в 2008 г. по [3] составлял ~ 4.5 кг/с или ~ 142 тыс. т за весь год. Таким образом, отношение количества воды, выносимой фумаролами, к количеству метеорной воды, поступившей в систему вулкана за год, равно ≈ 142 тыс. т / 220 тыс. т = 64 %. Следует отметить, что метод оценки расхода водного флюида фумаролами даёт точность в полпорядка, но и по этим приблизительным подсчетам порядки величин поступления и выноса воды через кратер Авачинского вулкана хорошо соотносимы.

Выводы

Для Авачинского вулкана рассмотрена взаимосвязь между слабой сейсмичностью в вулканической постройке и внешними факторами воздействия на ее формирование. Показано, что для областей развития ледников слабые землетрясения в постройке вулкана в основном связаны с внутригодовой динамикой нагрузки на его поверхность. Для этих землетрясений характерно возрастание числа с сезонным понижением температуры воздуха в зимние периоды. Дополнительно, также, сейсмические события могут сопровождать сход снежных лавин.

Взаимный корреляционный анализ для всех землетрясений с $K_S \leq 5$ в пределах постройки Авачинского вулкана со средним уровнем атмосферных осадков показал отсутствие прямой связи между этими двумя рядами данных. Таким образом, предположение о том, что увеличение количества осадков влечёт возрастание числа слабых землетрясений экзогенной природы на Авачинском вулкане по представленным данным не подтверждено, хотя фактор обводненности пород постройки вулкана, вероятно, и сказывается на возникновении в нем слабой сейсмичности, не связанной с извержениями. Возможно, ввиду незначительного вклада фактора атмосферных осадков наряду с другими факторами, влияющими на сейсмичность, выявить связь между осадками и землетрясениями довольно сложно.

Оценка среднегодового количества осадков, выпадающих в область кратера вулкана, и расхода водного флюида шлейфами фумарол (для 2008 г.) показала, что порядок этих двух величин хорошо соотносим, однако точность может отличаться на полпорядка в соответствии с методом оценки фумарольного выноса воды.

Список литературы

1. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб: Гидрометеоиздат, 1992. 119 с.
2. *Дрознин В.А., Дубровская И.К., Кирюхин А.В. и др.* О возможности использования энергии геотермального резервуара Авачинского вулкана // Материалы XVIII Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 19-23 июня, 2006 г. С. 252-255.
3. *Иванов В.В.* Активизация вулкана Корякский (Камчатка) в конце 2008-начале 2009 г.: оценки выноса тепла и водного флюида, концептуальная модель подъема магмы и прогноз развития активизации // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 24-38.
4. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов (1962 г. – наст. вр.). Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН. Единая информационная система сейсмологических данных, http://sdis.emsd.ru/main.php
5. *Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., Кожевникова Т.Ю.* Сейсмичность Авачинского вулкана в 1994-2005 гг. // Геофизический мониторинг Камчатки: Материалы научно-технической конференции 17-18 января 2006. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН. 2006. С. 101-105.
6. *Токарев П.И., Широков В.А.* Состояние и сейсмический режим Авачинского вулкана в 1971-1975 гг. // Бюлл. вулканол. станций. 1977. № 53. С. 46-52.

УДК 550.34+551.21

Слабая сейсмическая активизация вулкана Авачинский в октябре-декабре 2019 г.

А.А. Шакирова[1], Е.В. Черных[2], П.П. Фирстов[1], А.В. Кирюхин[2]

[1]Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: shaki@emsd.ru

[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Введение

В октябре-декабре 2019 г. наблюдалось усиление сейсмической активности вулкана Авачинский. С 27 октября на инфракрасной камере Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленной на радиотелеметрической сейсмической станции (РТСС) «Авача» (AVH) в 5 км от кратера вулкана, был зафиксирован интенсивный прогрев и свечение в западной кромке кратера (http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm). Визуально в этот период наблюдалась повышенная фумарольная активность и сильная загазованность кратера. Эта сейсмическая активизация вызвала большой интерес у научной общественности, т.к. последнее эффузивное извержение вулкана Авачинский произошло 29 лет назад в январе 1991 г., в результате которого кратер вулкана заполнился лавой (~$8 \cdot 10^6$ м^3) и образовался лавовый поток объемом ~$4 \cdot 10^6$ м^3 [4]. Следующая активизация произошла 5 октября 2001 г., когда наблюдался единственный слабый парогазовый выброс [5]. Следует заметить, что в обоих случаях перед событиями регистрировались слабые землетрясения, происходящие вблизи конуса вулкана или непосредственно в нем.

Сейсмичность района вулкана Авачинский в конце 2019 г.

Исследование сейсмичности вулкана Авачинский в конце 2019 г. проводилось с использованием каталогов землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН. Землетрясения обрабатывались с помощью интерактивной программы DIMAS [1].

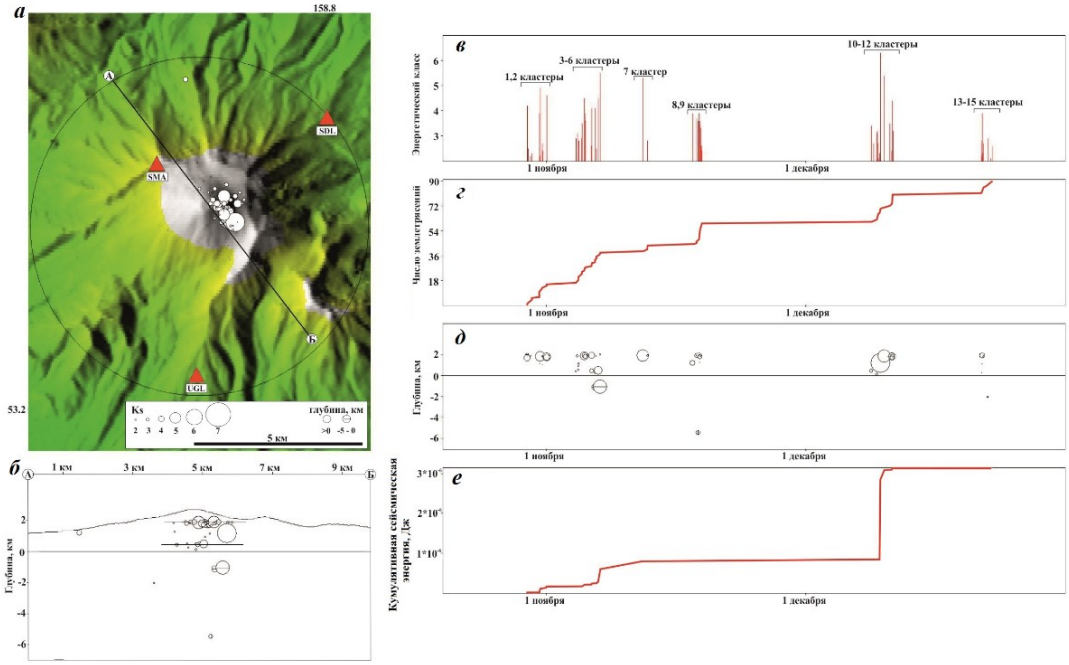


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений, произошедших в постройке вулкана Авачинский в октябре-декабре 2019 г. (а), проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии А–Б (б), распределение во времени энергетического класса (*K*), кумулятивная кривая числа землетрясений (г), глубины гипоцентров землетрясений (д) и кумулятивная кривая сейсмической энергии землетрясений (е). Название РТСС: SMA – Сомма, SDL – Седловина, UGL – Угловая.

Сейсмичность вулкана Авачинский в конце 2019 г. была представлена шестью роевыми последовательностями вулканических землетрясений (ВЗ), которые хорошо выделяются на кумулятивной кривой числа землетрясений (рис. 1г). Глубина основной массы очагов располагалась выше уровня моря ($0<h<2$ км) и тяготела к двум горизонтам ~0.5 и ~1.8 км н.у.м., а эпицентры были сосредоточены в северо-северо-восточном секторе конуса вулкана (рис. 1а,б). Энергетический класс ВЗ по S-волне (K_S=lg$E$, Дж) был заключен в пределах $1.4<K_S<6.6$. Наибольшая энергия выделилась во время 5 роя, когда произошло самое сильное землетрясения с K_S=6.6 (рис. 1е).

Плоско-ориентированные кластеры гипоцентров вулканических землетрясений, сопровождавших активизацию вулкана Авачинский

В работах [2, 3] показано, что в потоке землетрясений в районах действующих вулканов, к которым относятся ВЗ различных типов [7], выделяются плоско-ориентированные кластеры. В некоторых случаях их можно интерпретировать как зоны формирования силлов и даек.

В связи с активизацией сейсмичности вулкана Авачинский выделялись плоско-ориентированные кластеры вулканических землетрясений и оценивались характеристики соответствующих сейсмогенных площадок в интерактивной программе FracDigger (№ 2016616880). Критериями выделения кластеров являлись: 1 – временное ограничение событий менее суток; 2 – разброс гипоцентров землетрясений в горизонтальной плоскости ≤ 6 км; 3 – их удаление от плоскости сейсмогенной площадки ≤ 200 м; 4 – количество землетрясений в кластере ≥ 6.

В период сейсмической активности вулкана Авачинский с октября по декабрь 2019 г. было выделено 15 плоско-ориентированных кластеров, центры которых располагались в диапазоне глубин от 302 до 1842 м в.у.м. (таблица, рис. 2). В начале активизации в роевых последовательностях выделялось по два кластера, на заключительной стадии – по три кластера. Кластеры, в основном, располагались квазивертикально с углом падения от 59° до 84°, но кластеры №№ 1, 8, 12 имели квазигоризонтальное расположение.

Таблица. Геометрия плоско-ориентированных кластеров вулканических землетрясений вулкана Авачинский в период с 29.10.2019 г. по 22.12.2019 г.

№№	Дата	Угол падения	Азимут падения	X, м	Y, м	Z, м	Ks_{max}	n	S, км^2	λ,%
1	29.10.19	1.6	110.5	489188	5900238	1842	4.2	6	2.0	67
2	31.10.19	66.6	262.0	489265	5900604	1512	4.6	14	1.7	79
3	04.11.19	81.4	72.9	489515	5900534	1647	3.5	6	0.7	50
4	04.11.19	57.9	288.2	489328	5900775	1292	4.5	7	0.9	57
5	06.11.19	82.7	242.5	489291	5900574	1407	4.1	6	0.5	100
6	06.11.19	81.7	69.3	489262	5900434	811	5.5	7	2.9	86
7	12.11.19	73.6	257.9	489179	5900771	1635	5.3	6	1.2	100
8	17.11.19	10.9	20.0	489197	5901039	1814	3.9	14	2.9	50
9	18.11.19	83.9	104.9	488982	5900870	774	3.6	10	2.7	67
10	08.12.19	65.6	246.1	489146	5900960	997	3.4	8	2.1	50
11	09.12.19	81.6	251.8	489154	5900904	302	6.6	6	2.0	80
12	10.12.09	6.0	221.8	489353	5900585	1813	4.4	11	0.6	27
13	21.12.19	71.9	239.3	488828	5901139	1332	3.9	7	2.6	29
14	22.12.19	59.4	348.1	489092	5900708	503	2.9	6	5.2	17
15	22.12.19	59.9	203.5	489338	5900679	1039	3.1	6	3.8	0

Примечание. X, Y, Z – координаты центров кластеров (система координат UTM WGC-84); Ks_{max} – максимальный энергетический класс в кластере; n, S – число землетрясений в кластере и его площадь; λ – процентное содержание ВТЗ в кластере. Выделены горизонтальные кластеры.

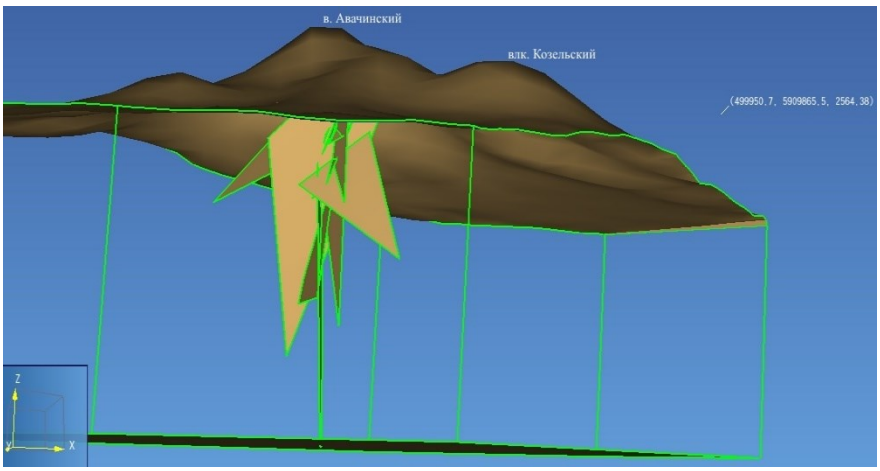


Рис. 2. 3D визуализация плоско-ориентированных кластеров ВЗ, выделенных в период октябрь – декабрь 2019 г. Верхний срез модели соответствует абс. отметкам в диапазоне 450-1300 м.

Особенности землетрясений и их спектральные характеристики

В последние четверть века применение в сейсмологии цифровой регистрации ВЗ дало возможность детального исследования их волновых форм, что привело к возникновению современной их типизации. На основании волновых форм ВЗ, зарегистрированных вблизи (≤10 км) некоторых извергающихся вулканов мира описание такой типизации дано в работе [7]: 1) вулкано-тектонические землетрясения (ВТЗ) с четкими вступлениями Р и S-волн и преобладающей частотой $f \approx 10$ Гц, механизм которых объясняется хрупким разрушением геосреды; 2) гибридные землетрясения (ГЗ) характеризуются тем, что после четких вступлений с $f \approx 3$-10 Гц наблюдается запись явно выраженных кода-волн. Такая форма записи обусловлена разрушением геосреды под воздействием давления магмы или флюида с образованием трещины и дальнейшего ее заполнения; 3) для длиннопериодных землетрясений (ДЗ), с очагами в непосредственной близости от дневной поверхности, характерны нечеткие вступления Р и S-волн и более низкая частота $f \approx$ 1-5 Гц.

Волновые формы ВЗ изучались по сейсмограммам PTCC SMA, располагающейся в 1.8 км от кратера. Все три типа ВЗ регистрировались во время активизации вулкана, но преобладали ВТЗ. Наибольшее процентное содержание ВТЗ в кластерах (№ 5, 7 – 100%) пришлось на начальный период активизации (таблица). В четырех последних кластерах процент ВТЗ резко снизился.

Кроме того, выделился еще один тип ВЗ, который характеризовался резким вступлением Р-волны (рис. 3а) и преобладанием более низкой частоты (8 Гц) в начальной части записи, по сравнению с частотой кода-волн (рис. 3б). Причем первое вступление Р-волны имело как положительную полярность, так и отрицательную. Возможно, такие землетрясения связаны с «взрывными» процессами, происходящими в конусе вулкана. В пользу этого предположения говорит то, что при взрывах на выброс или вблизи границы с резким изменением свойств среды в ближней зоне возникает волновая картина, подобная рис. 3а [6]. Взрывоподобные процессы формируют ВЗ с положительной поляризацией Р-волны, а процессы, связанные с резкой разгрузкой, – с отрицательной поляризацией.

Заключение

По мнению авторов, сейсмическая активизация вулкана Авачинский в конце 2019 г. подтверждает вывод, сделанный в работе [4]. В связи с геометрией Молодого конуса вулкана и высокой проницаемостью его пород, значительная часть метеорной воды проникает вглубь и формирует обводненную толщу пород на глубинах от 0.5 до 1.5 км н.у.м. На этих двух уровнях и происходила основная масса ВЗ. При нарушении гидрологического режима может возникнуть ситуация, когда метеорные воды попадают на разогретый материал магматической колонны, что приводит к

возникновению паровых «взрывов» и дальнейшей активизации процесса с формированием плоско ориентированных кластеров ВЗ.

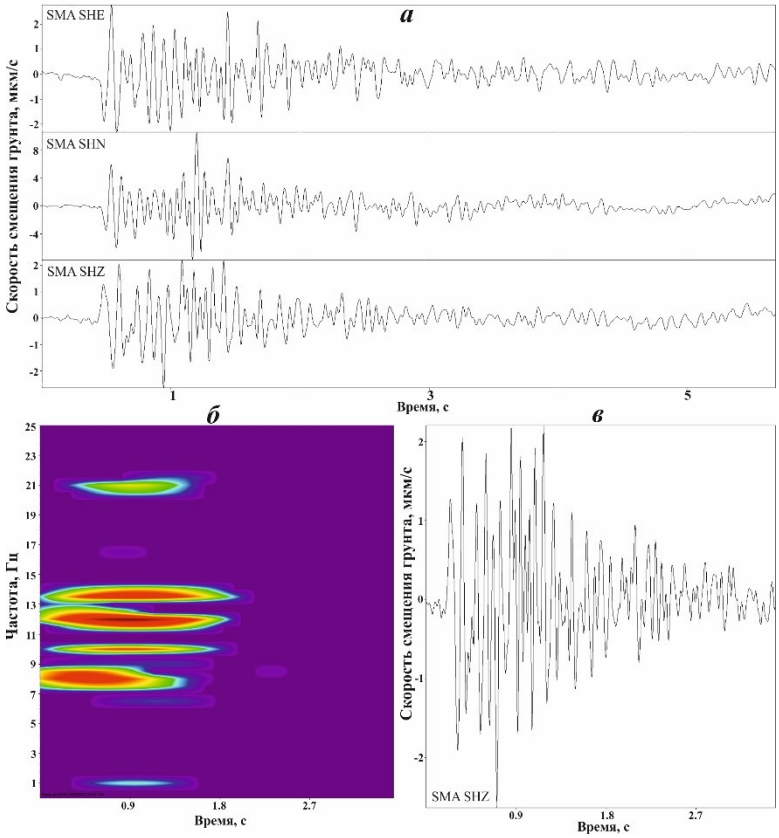


Рис. 3. Волновые формы «взрывного» землетрясения (*а*), спектрограмма (*б*) канала SHZ (*в*). Начало отсчета времени соответствует 5 ноября 2019 г. 02:39:52.

В заключении авторы выражают благодарность А.П. Максимову за обсуждения и конструктивные замечания.

Работа выполнялась в рамках государственного задания по проекту № АААА-А19-119031590060-3 и при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00052.

Список литературы

1. *Дрознин Д.В., Дрознина С.Я.* Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22-34.
2. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Геохимическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка, в 2008-2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 3-20.
3. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А. и др.* Магматические питающие системы Корякско-Авачинской группы вулканов по данным локальной сейсмичности и режима прилегающих термальных источников // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 3-17.
4. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н. и др.* Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа параметров будущих извержений) Ч.II (1926-1991 гг.). // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3-23.
5. *Мелекесцев И.В., Селиверстов Н.И., Сенюков С.Л.* Информационное сообщение об активизации в октябре 2001 г. вулкана Авачинский на Камчатке и проведенных исследованиях // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 78-80.
6. *Ромашев А.Н.* Особенности действия крупных подземных взрывов. М.: Недра, 1980. 213 с.
7. *Power J.A., Lahr J.C., Page R.A. et al.* Seismic evolution of the 1989-1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1994. V. 62. P. 69-94.

УДК 550.2:521.937 +550.340.6

Долгосрочный прогноз времени возникновения сильных эксплозивных извержений вулканов Камчатки с объемом тефры от 0.1 до 3 куб. км по историческим данным с 1776 г. на основе использования целочисленных резонансных ритмов: методический подход и обсуждение результатов

В.А. Широков
Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: shirokov@emsd.ru

Методический подход к решению задачи прогноза событий

В работе А.А. Гусева с коллегами [6] приводятся сведения для 10 сильнейших исторических эксплозивных извержений вулканов Камчатки с 1776 г. и 9 крупных извержений за последние 10 тысяч лет по радиоуглеродному датированию. Выявлена автомодельная и фрактальная нерегулярность вулканической продуктивности, объясняющаяся связью извержений с внешними и внутриземными возмущающими воздействиями. В системе Солнце-Земля-Луна к возмущающим можно отнести лунный ритм 18.613 г. и солнечный 1.0 г. обращения центра масс Земли и Луны вокруг Солнца. Эти ритмы, их доли и кратные практически не меняются со временем. Выбор ритмов будет более полным, если использовать целочисленные резонансные ритмы (ЦРР), впервые выявленные Лапласом [7] для объяснения устойчивого обращения вокруг Юпитера трех его спутников. Поясним термин ЦРР. Если в системе двух и более тел отношения периодов их вращений или обращений кратны отношению целых чисел, считается, что они находятся в целочисленном резонансе [1]. В астрономии оперируют миллионами лет. Поэтому ЦРР *Tx* (далее – резонансный ритм или просто ритм) связан с возмущающим ритмом *Ty* приближенной формулой:

$$n \cdot Tx \approx m \cdot Ty \approx Tцикл \qquad (1)$$

где n и m – целые числа.

Новизна предлагаемого методического подхода для решения задач прогноза землетрясений и вулканических извержений состоит в использовании формулы (1) в точном виде [4, 5]. Эта возможность основана на практической неизменности длительности возмущающих ритмов на интервале, например, в тысячу лет, т.к. за это время год увеличится на полторы минуты, что при прогнозе на такой срок можно пренебречь. Тогда получим два равенства:

$$Ty = Tцикл / m \text{ и } Tx = Tцикл / n \qquad (2)$$

Из (2) следует, что если найдем значение *Тцикл*, в этом случае можно находить новые значимые ритмы. Из астрономии известно, что если выявлены 2 ритма, значение *Тцикл* будет равно их произведению, поделенному на модуль разницы ритмов [1]. Приведем пример оценки *Тцикл* для семи мировых землетрясений с магнитудой $Mw \geq 9.0$ с 1700 г. Семь событий значимо откликаются на 2 ритма: $T_1 = 6 \cdot 18.613$ *г.* = 111.678 г. и $T_2 = 7 \cdot 18.613$ *г.* = 130.291 г. В результате получим, что $Tцикл = T_1 \cdot T_2 / (T_2 - T_1) = 781.746$ *г.* Таким образом, при делении 781.746 г. на целые числа можно находить новые значимые ритмы. При их выявлении примем условие приуроченности всех событий каталога к активной фазе значимого ритма. Фазы ритмов меняются от 0 до 1.0, причем 0 и 1.0 тождественно равны. При делении 781.746 г. на 14 и 15 получим 2 новых значимых ритма $T_3 = 55.839$ г. и $T_4 = 52.1164$ г. Для них ширина активных фазовых коридоров $\Delta Ф = Фкон - Фнач$ равна 0.27 и 0.357. Значимость ритмов оценивается вероятностью P по формуле Бернулли. $P(T_3) = (0.27)^7 = 0.0001$, а $P(T_4) = (0.357)^7 = 0.0007$. Для схем прогноза примем, что P должно быть менее 0.01.

За нулевую фазу ритмов выбран момент времени 1700.0 г. Для ритма T_X число закончившихся циклов к моменту времени t равно целому значению равенства:

$$D = (t - 1700.0 \text{ г.}) / T_X \quad (3)$$

Остаток от целого определяет фазу события *Ф:*

$$\Phi = D - \text{Entier}(D) \quad (4)$$

Entier – это целая часть. Время t следующих друг за другом начальных фаз ритмов рассчитывается по рекуррентной формуле:

$$t(Фнач) = 1700.0 + n \cdot T_X \text{, где } n = 1, 2, 3, 4 \text{ и т.д.} \quad (5)$$

По такой же формуле находим моменты $t(Фкон)$.

Этот подход использовался ранее [4] для прогноза сильнейших мировых эксплозивных извержений за последние 300 лет с объемом 4 куб. км и более (на интервалах до полугодия). С 1815 г. в мире произошло 8 извержений (исключены извержения Исландии из зоны Атлантического рифта). Для пяти событий объем продуктов был от 18 до 150 куб. км. Из них 3 события произошли в XIX веке и два в следующем [3]. Для извержений выявлен высокозначимый отклик на ритм 781.746 г./80 = 9.771825 г. Восемь событий приурочены к фазовому коридору ΔF шириной 0.103 от длительности ритма [4], т.е. активная фаза в пределах ритма длится всего один год. Значение вероятности $P = (0.103)^8 = 10^{-8}$. Прогноз является вероятностным, т.к. из 22-х прошедших циклов по 9.771825 г. события отмечены лишь в семи. $P = 7/22 = 0.3$.

Предложенная методика прогноза по резонансным ритмам достаточно проста. Извержения должны быть приурочены только к активным фазам резонансных ритмов. Вне активных фаз события не происходили и поэтому не ожидаются. Этот подход используется и в настоящей работе.

Анализ и характеристика исходных данных для камчатских извержений

В табл. 1 приведены сведения о времени возникновения 10 камчатских эксплозивных извержений с 1776 г. Они приведены в работе [6], а описание извержений можно найти в [3]. Для трех извержений объем продуктов превысил 1 км^3 (28.03.1907 г., Ксудач, 3 км^3; 12.11.1964 г., Шивелуч, 1.5 км^3; 06.07.1975 г., Большое трещинное Толбачинское извержение, 2 км^3). Список дополнен двумя извержениями влк. Алаид, т.к. он находится всего в 20 км по широте относительно мыса Лопатка, южной оконечности Камчатки.

В качестве примера рассчитаем отклик вулкана Опала на ритм 9.771825 г. (23.10.1776 г. соответствует 1776.81 г.). Согласно формуле (3) вычтем 1700.0 г. из 1776.81 г. Получим 76.81 г. При делении этого значения на 9.771825 г. получим 7.8603. Вычитая, согласно формуле (4), из этого значения целую часть, получим фазу отклика на ритм T_1, равную 0.86. В предпоследнем столбце табл. 1 максимальное и минимальное значения фаз для 12 событий взяты в скобки. Вычитая из максимального значения 0.7732 минимальное 0.2228, получим, что ширина активного коридора $\Delta\Phi$ для ритма T_1 составит 0.4496. Возведя это значение в степень 12, получим $P = 0.00007$. *Вероятность случайного возникновения извержений пренебрежимо мала. Это один из главных выводов работы.* Для ритма 9.771825 г./3 = 3/257275 г. $P = 0.0005$.

Используя формулу (5), по стандартной программе Excel рассчитываются временные интервалы, к которым приурочены 12 событий каталога. Они приведены в табл. 2, второй столбец, для трех циклов длительностью по 9.771825 г. В третьем столбце табл. 2 приведены прогнозируемые интервалы для мировых извержений вулканов с $V \geq 4$ км^3 с 1800 г. Для ритма 9.771825 г. они ранее рассчитаны в [4]. Чтобы получить прогнозируемые интервалы для циклов 2 и 3, необходимо к каждому из пяти значений прогнозируемого времени начала и конца опасных интервалов, приведенных

для первого цикла, прибавить 9.771825 г., т.к. этот ритм является полным циклом резонанса для мировых и камчатских событий. Из табл. 2 видно, что начало времени прогноза для камчатских извержений наступает в каждом цикле позже на 0.33 года, т.е. на 4 месяца, по сравнению с мировыми извержениями. Временные интервалы прогноза для мировых и камчатских событий пересекаются на интервале длительностью 0.66 г., т.е. в течение 8 месяцев.

Таблица 1. Основные параметры отклика эксплозивных извержений вулканов Камчатки и влк. Алаид на резонансные ритмы $T_1 = 9.771825$ г. и $T_2 = 9.771825$ г./3 = 3.257275 г.

№, i	Вулкан	Начало извержения, г.	$\Phi_i(T_1)$	$\Phi_i(T_2)$
1	Опала	23.10.1776	0.86	0.581
2	Авачинский	27.06.1827	0.046	(0.1389)
3	Шивелуч	18.02.1854	(0.7739)	0.319
4	Ксудач	28.03.1907	0.207	0.622
5	Желтовский	11.02.1923	0.832	0.497
6	Авачинский	28.03.1926	0.152	0.455
7	Авачинский	25.02.1945	0.087	0.262
8	Безымянный	30.03.1956	(0.2228)	(0.6685)
9	Шивелуч	12.11.1964	0.105	0.314
10	Алаид	18.06.1972	0.8825	0.647
11	Плоский Толбачик	06.07.1975	0.194	0.583
12	Алаид	15.04.1981	0.784	0.354

Таблица 2. Расчетные временные интервалы для извержений вулканов Камчатки и влк. Алаид и их сопоставление с мировыми извержениями до 2049 г.

№ цикла	Камчатка и влк. Алаид, годы	Мировые извержения, годы
1	2020.25 – 2021.39 2022.92 – 2024.64	2019.92–2020.91
2	2030.02 – 2031.16 2032.69 – 2034.41	2029.69–2030.68
3	2039.79 – 2040.93 2042.46 – 2044.19	2039.46–2040.46

На наш взгляд, 4-месячное опережение активной фазы сильных мировых эксплозивных извержений относительно активной фазы камчатских извержений фактически указывает на отчетливо выраженную синхронизацию начала активных фаз мировых и камчатских событий, так как 0.33 г. относительно 9.771825 г. составляет всего 3.4 %. Этим, вероятно, можно объяснить высокий уровень вулканической продуктивности извержений вулканов Камчатки за последние 10 тысяч лет. В эти годы активность мировых эксплозивных извержений также была аномально высокой. За последние 10 тысяч лет на Камчатке произошло 9 крупных эксплозивных извержений с объемом продуктов от 5 до 180 куб. км. С использованием трех резонансных ритмов долгосрочный прогноз таких событий сделан в [5]. По прогнозу, ближайшее событие такого масштаба может произойти не ранее 3000 г.

Можно обратить внимание на значимое внутригодовое распределение 12 извержений вулканов Камчатки и влк. Алаид (табл. 1), так как события внутри года распределены неслучайно. Они приурочены к интервалам с 10 февраля по 15 апреля, с 10 июня по 15 августа, с 10 октября по 15 декабря. Ширина активного коридора составляет 0.54. Значимость ритма $P = (0.54)^{12} = 0.0006$. Поэтому сильные эксплозивные вулканические извержения на Камчатке наиболее вероятны в указанные выше внутригодовые интервалы. При использовании трех ритмов, включая 4-месячный, эффективность прогноза, по определению А.А. Гусева [2], составляет 3.6. Во столько раз прогноз лучше случайного.

Представляют интерес долгосрочные прогнозы и для отдельных вулканов. Достаточно полная надежная статистика имеется для вулкана Безымянный. Анализ событий показал, что 12 эксплозивных извержений вулкана с высотой выбросов пепла в атмосферу на высоту 12-15 км значимо откликаются на возмущающий ритм 1.0 года. Из 12 событий такого масштаба лишь одно произошло в високосном году. Наоборот, именно в високосные годы произошли 4 сильнейших мировых землетрясения с $Mw \geq 9.0$ с середины прошлого века: 17.11.1952 г. (Камчатка, Россия), 22.05.1960 г. (Чили), 28.03.1964 г. (Аляска, США), 26.12.2004 г. (Индонезия). Лишь одно отмечено в невисокосный год (11.03.2011 г., Япония). Но вулкан отреагировал в противофазе на последнее землетрясение, так как единственное извержение влк. Безымянный произошло именно в високосном 2012 г. Противофазный эффект (5 землетрясений и одно извержение) выражен на значимом уровне, т.к. $P = (0.5)^6 = 0.01$.

По предварительной оценке в ближайшие 6 лет наиболее сильные извержения вулкана Безымянный наиболее вероятны в 2021 г. и первой половине 2022 г. События маловероятны в текущем високосном году. С августа 2022 г. до 2026 г. события указанного масштаба не ожидаются. Более эффективными являются краткосрочные, менее чем за неделю, прогнозы влк. Безымянный на основе использования спутниковых и сейсмологических данных. Успешные краткосрочные прогнозы извержений вулкана Безымянный достаточно часто делались учеными ИВиС ДВО РАН и КФ ФИЦ ЕГС РАН. Долгосрочные оценки, на наш взгляд, важны для понимания механизма возникновения вулканических извержений.

В заключение можно отметить, что рассмотренные нами сильные мировые и региональные вулканические извержения со второй половины XVIII века не являются случайными, что и предопределяет возможность их долгосрочного прогноза. Можно также сделать вывод, что в системе Солнце-Земля-Луна наша планета является устойчивым резонатором, благодаря чему события значимо откликаются на резонансные ритмы, связанные с устойчивыми возмущающими ритмами 18.613 г. и 1.0 г. Предположительный механизм этого явления описан в [4 и др.].

Список литературы

1. *Бялко А.В.* Наша планета–Земля. Библиотечка Квант. Вып. 29. М.: Наука, 1989. 240 с.
2. *Гусев А.А.*, *Петухин А.Г.* О возможной синхронизации сильных землетрясений лунным 18,6-летним циклом, его долями и кратными // Вулканология и сейсмология, 1997. № 3. С. 64-79.
3. *Гущенко И.И.* Извержения вулканов мира (каталог). М. Наука, 1979. 475 с.
4. *Широков В.А.* О резонансной природе наиболее сильных извержений вулканов Земли и их прогноз на ближайшие десятилетия по данным наблюдений с 1700 г. // Материалы Пятой научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России». Петропавловск-Камчатский. КФ ГС РАН, 2015. С. 306-310.
5. *Широков В.А., Мелекесцев И.В.* Сильные эксплозивные извержения на Камчатке по данным радиоуглеродного датирования за последние 10 тысяч лет с объемом продуктов $V \geq 5$ км^3 и их прогноз с использованием резонансных ритмов на ближайшие 12 тысяч лет // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню Вулканолога 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 128-131.
6. *Gusev A.A., Ponomareva V.V., Braitseva O.A. et al.* Great explosive eruptions on Kamchatka during the last 10,000 years: Self-similar irregularity of the output of volcanic products // Journal of Geoph. Research, Vol. 108. № B2. 2126. 2003. P. 1-18. DOI: 10.1029/2001JB000312
7. *Laplase P.S.* Theorie des satellites de Jupiters (suite) // Memories de Academic Royale des Sciences de Paris. France. Berlin. 1789. P. 237-296.

УДК 550.394

Исследования истории формирования побережья Авачинской бухты в голоцене: полуостров Завойко

Ф.И. Батанов
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: tiocithree@gmail.com

Получены первые данные о возрасте и этапах формирования береговых валов, образующих перемычку между полуостровом Завойко и материковой частью г. Петропавловска-Камчатского на побережье Авачинской бухты.

Введение

Целью данного исследования является определение возраста береговых валов и восстановление истории формирования побережья Авачинской бухты в голоцене – на фоне изменения уровня моря и тектонических движений. Осенью 2019 г. были проведены полевые работы на побережье бухты Завойко.

Методы исследований

В предполевой период автор провел дешифрирование космических и аэрофотоснимков с целью картирования серий морских береговых валов и наметил перспективные участки для полевых исследований. Критериями для выбора участков исследований являлись: наличие хорошо сохранившегося берегового вала в рельефе, следы срезания древних береговых валов более молодыми, отсутствие антропогенного изменения геологического строения разреза (в виде насыпей, разрушенных строений и т.д.). На основе проведенного анализа были выбраны участки на берегу бухты Завойко в её северной и восточной части для проведения шурфовочных работ (рис. 1).

Для района работ была составлена предварительная тефрохронологическая шкала, где использовались данные о направлениях осей изопахит голоценовых пеплопадов. В ходе работ тефрохронологическая шкала использовалась для корреляции и датирования отложений.



Рис. 1. Схемы района исследований: А – положение участка полевых работ на побережье бухты Завойко; Б – площадь исследований (показаны положение и номера шурфов).

Полученные результаты и выводы

На основе данных, полученных в результате проведенных шурфовочных работ, были построены разрезы почвенно-пирокластических чехлов, покрывающих морские отложения аккумулятивной террасы, выполнена корреляция тефры и установлено

время формирования разновозрастных береговых валов (рис. 2). Это время примерно соответствует наиболее древней тефре, сохранившейся между почвой и морским песком. Были выявлены три маркирующих горизонта тефры в исследуемом районе: $КШт_3$ (1907 г.н.э.) – от извержения конуса Штюбеля в вулканическом массиве Ксудач; ОП (около 600 г.н.э.) – от извержения кратера Бараний Амфитеатр в районе вулкана Опала; KS_1 (около 250 г.н.э.) – от извержения вулкана Ксудач [1].

Тефра $КШт_3$ представлена песком от мелко- до крупнозернистой размерности с темными и светлыми зернами пемзы. Горизонт тефры ОП представлен мелко-среднезернистым песком с белыми и светло-желтыми зернами пемз, с примесью зерен биотита. Тефра KS_1 также состоит преимущественно из зерен пемзы, диаметр зерен достигает 2 мм, цвет горизонта – светло-коричневый. По данным тефрохронологии можно считать, что восточная серия береговых валов значительно древнее северной.

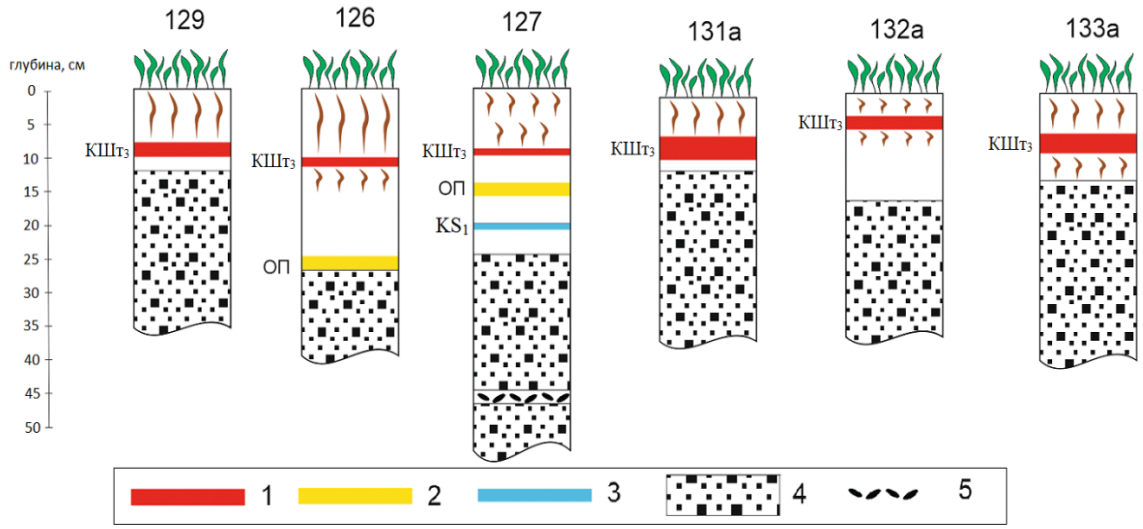


Рис. 2. Разрезы почвенно-пирокластического чехла (номера разрезов соответствуют точкам на карте): 1-3 – горизонты тефры и их индексы; 4 – морской песок; 5 – галька.

Материал извержения кратера Бараний Амфитеатр (ОП) наблюдается только в почвенных разрезах № 126 и № 127, береговые валы с остальными точками наблюдений на момент этого извержения еще не сформировались, либо находились в зоне активного пляжа. Отложения извержения кратера Бараний Амфитеатр на разрезе № 126 стратиграфически маркируют переход от активного пляжа к зоне пионерной растительности. Северная серия береговых валов отличается небольшой мощностью почвы (до 20 см), и имеет лишь один маркирующий горизонт отложений извержения конуса Штюбеля 1907 года. Выяснилось, что первые аккумулятивные береговые валы в исследуемом районе начали формироваться около 2000 лет назад. Примерно 1500 лет назад в результате морской аккумуляции между островом Завойко и побережьем Авачинской бухты начала образовываться песчаная коса и сложная система постепенно причленяющихся друг к другу береговых валов, имеющих в плане азимутальные несогласия (рис. 3). Таким образом, о. Завойко стал полуостровом не ранее 1000-1500 лет назад.

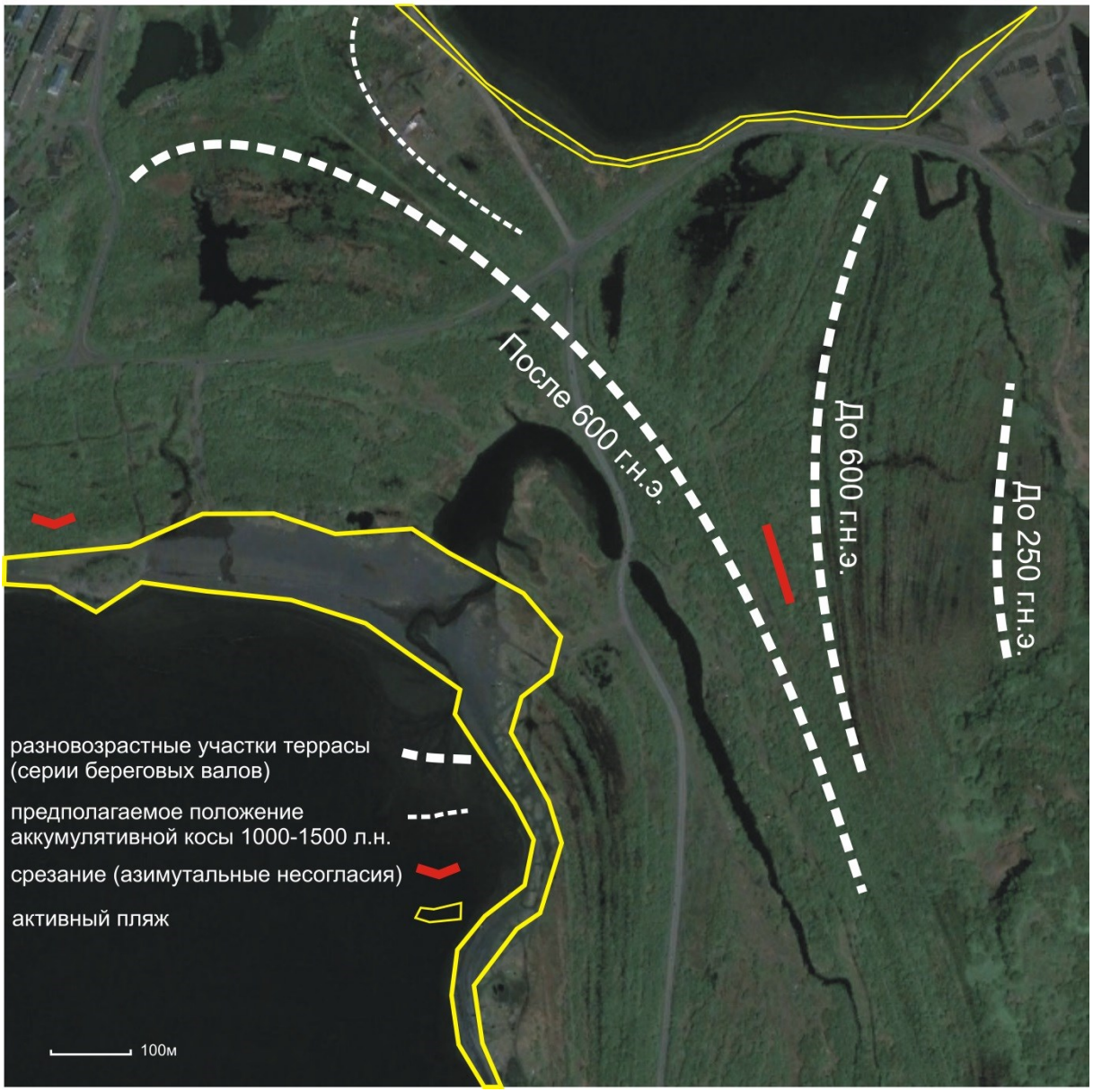


Рис. 3. Предварительная схема этапов формирования систем разновозрастных береговых валов между о. Завойко и побережьем Авачинской бухты.

Полевые исследования проведены на средства гранта РФФИ-№18-05-00407 (рук. Пинегина Т.К.). Подготовка публикации выполнена при финансовой поддержке по государственной теме № 0282-2018-0019 (ИВиС ДВО РАН).

Список литературы

1. *Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al.* Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. 47(2). P. 125-139.

УДК 550.834:550.838.2:551.214

Комплексные исследования подводного вулкана Лисянского (Курильская островная дуга)

Ю.И. Блох[1], В.И. Бондаренко[2], А.С. Долгаль[3], П.Н. Новикова[3], В.В. Петрова[4], О.В. Пилипенко[5], В.А. Рашидов[6, 7], А.А. Трусов[8]

[1]Москва, 105215; e-mail: yuri_blokh@mail.ru

[2]Костромской ГУ, Кострома

[3]Горный институт УрО РАН, Пермь

[4]Геологический институт РАН, Москва

[5]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

[6]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

[7]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

[8]АО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва

К северо-западу от пролива Дианы, в центральной части Курильской островной дуги (КОД), расположена сложно построенная долгоживущая Симуширская вулканическая зона, протягивающаяся на 20-25 км в пределы Курильской глубоководной котловины (рис. 1).

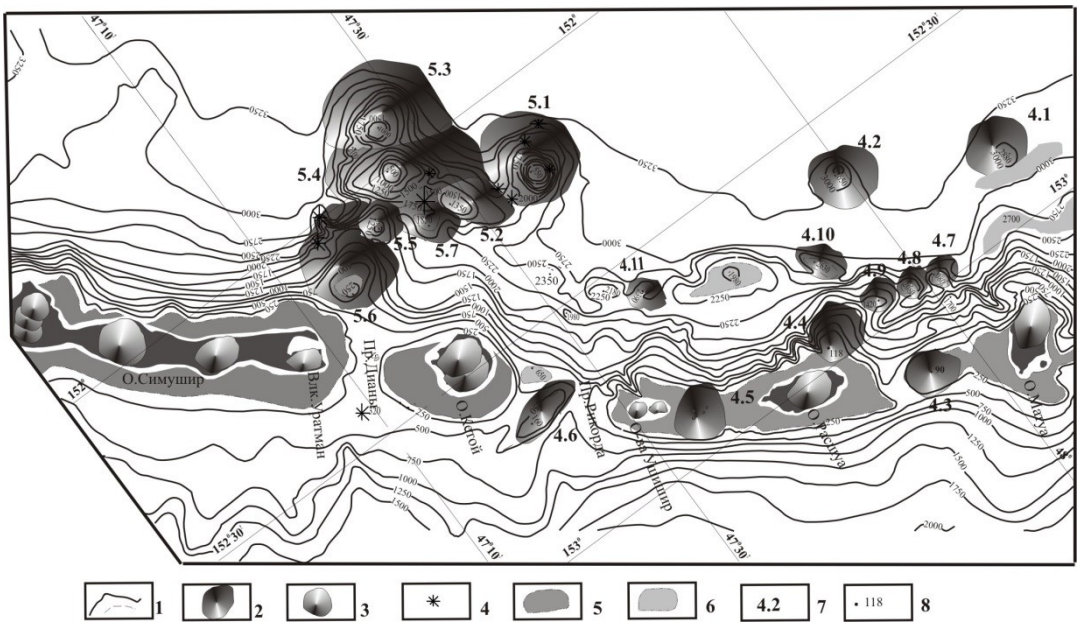


Рис. 1. Карта подводных вулканов Расшуа-Симуширского звена КОД: 1 – изобаты; 2 – подводные вулканы; 3 – наземные вулканы; 4 – предполагаемые небольшие побочные вулканические постройки; 5 – шельф и плоские вершины подводных вулканов на глубинах, соответствующих предголоценовому положению уровня моря (120-160 м); 6 – уплощенные участки рельефа дна на глубинах, превышающих величину голоценового повышения уровня моря; 7 – номера подводных вулканов; 8 – отличительные отметки глубин.

Большая крутизна склонов и значительная высота вулканов, развитых в этой зоне, а также высокая сейсмичность региона способствуют развитию здесь обвально-оползневых процессов. В частности, в этих районах обнаружено несколько крупных тел осадочных отложений, занимающих «висячее» положение на крутых склонах вулканических построек. Обрушение подобных тел может приводить к возникновению цунами.

В пределах Симуширской вулканической зоны расположен подводный вулкан Лисянского (5.6), который в разные годы исследовался в рейсах научно-

исследовательских судов сахалинских и камчатских ученых [3-8]. Этот вулкан назван в честь известного отечественного мореплавателя Ю.Ф. Лисянского [1].

В результате работ, выполненных с борта научно-исследовательского судна «Вулканолог», было установлено, что крутизна склонов вулкана изменяется от 15° до 30°, минимальная глубина достигает 151 м, а диаметр основания – 10-12 км. Объем вулканической постройки ~ 30 км^3 [8]. При драгировании вулкана были подняты андезиты, андезибазальты, базальты, относящиеся к известково-щелочным породам умеренно-калиевой серии и железомарганцевые образования [3-8].

Подводный вулкан Лисянского был изучен авторским коллективом с помощью эффективной технологии количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом петромагнитных свойств и химического состава драгированных горных пород.

Установлено, что плоская вершина вулкана наклонена к северо-западу, а угол наклона составляет 3-5°. Северо-западный край вершины погружается до глубины 350-400 м.

Выполненные петромагнитные исследования показали, что остаточная намагниченность драгированных пород изменяется в диапазоне от 1.73 до 18.93 А/м, а ее высокие значения обусловлены содержанием большой концентрации однодоменных кристаллов титаномагнетита. Фактор Кенигсбергера изменяется в диапазоне от 1.49 до 13.61.

Судя по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования, вся постройка вулкана сложена эффузивными породами (рис. 2). Рыхлые осадочные или вулканогенно-осадочные отложения практически отсутствуют. Лишь плоская вершинная поверхность перекрыта маломощным слоем осадочных отложений.

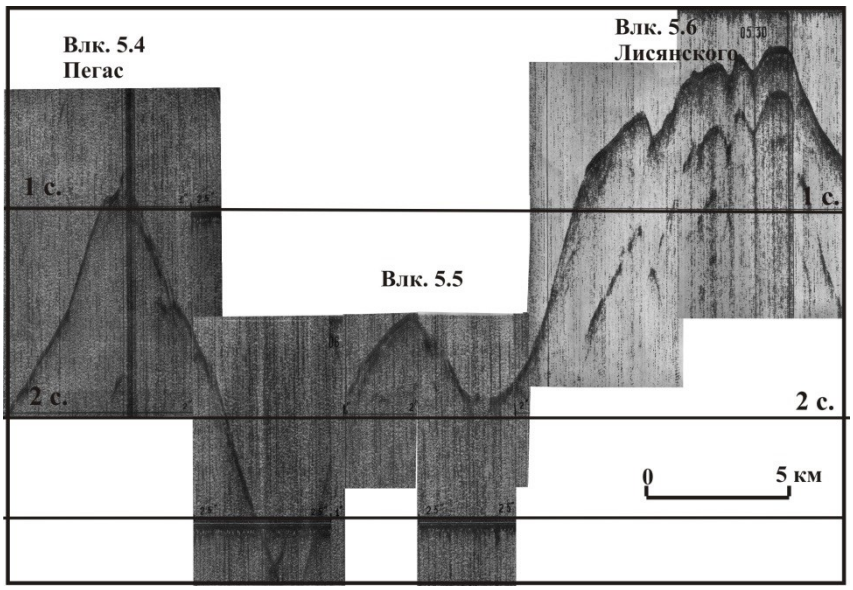


Рис. 2. Фрагмент профиля НСП через подводные вулканы Пегас (5.4), 5.5 и Лисянского.

К подводному вулкану Лисянского приурочена положительная магнитная аномалия ΔTa, интенсивность которой превышает 1000 нТл (рис. 3б).

Анализ особых точек функций с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР (рис. 4) показал приуроченность основных особенностей функций, описывающих аномальные поля, к верхней кромке вулканических пород, а также позволил предположить наличие подводящих каналов субвертикального, северо-восточного и северо-западного направлений и периферических магматических очагов на глубинах 1 км и 2.5-3 км.

С помощью программы ИГЛА установлено, что вектор эффективной намагниченности горных пород $\mathbf{J_{эф}}$ имеет склонение 72.2° и наклонение 43.1° и развернут относительно современного нормального магнитного поля Земли на 49° (рис. 5), что свидетельствуют о том, что подводный вулкан Лисянского, как и другие вулканы КОД [2], образовался во время геомагнитных инверсий.

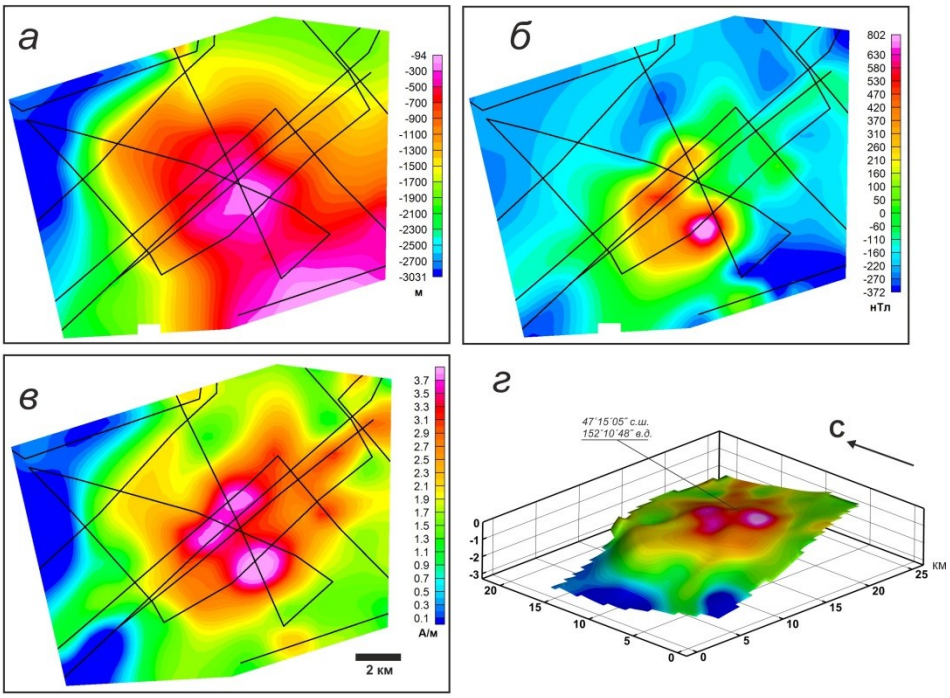


Рис. 3. Подводный вулкан Лисянского: *а* – батиметрия; *б* – аномальное магнитное поле ΔTa; *в* – пространственное распределение эффективной намагниченности Jэф; *г* – распределение эффективной намагниченности Jэф, изображенное на поверхности вулкана.

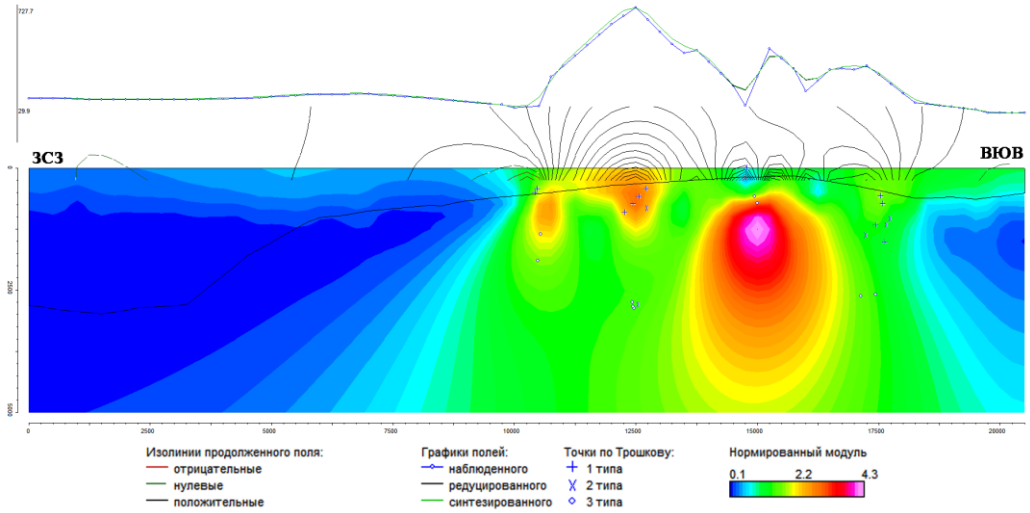


Рис. 4. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающее аномальное магнитное поле ΔTa подводного вулкана Лисянского, наложенное на рельеф дна.

Максимальная эффективная намагниченность подводного вулкана Лисянского, определенная при трехмерном моделировании вулканической постройки с помощью пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D, составила 3.8 А/м (рис. 3*в*, 3*г*), что хорошо согласуется с данными петромагнитных

исследований. При этом среднеквадратическая погрешность подбора аномального магнитного поля после 93 итераций оказалась равной 29 нТл.

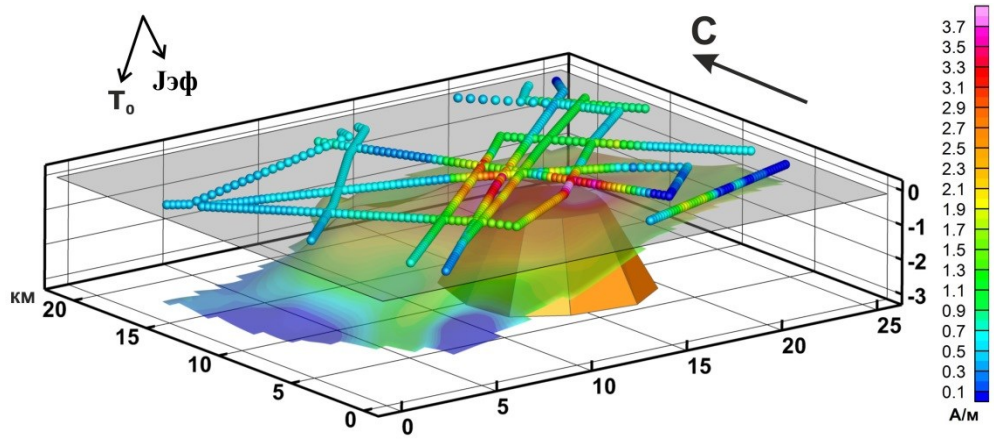


Рис. 5. Определение направления вектора эффективной намагниченности $\mathbf{J}_{эф}$ подводного вулкана Лисянского с помощью программы ИГЛА.

В результате проведенных комплексных геолого-геофизических исследований получены новые сведения о строении подводного вулкана Лисянского, петромагнитных свойствах горных пород, слагающих вулканическую постройку, их химическом и минеральном составах. В пределах вулканической постройки выделены периферические магматические очаги и установлено направление подводящих каналов.

Подводный вулкан Лисянского, как и другие изученные нами вулканы КОД, образовался во время геомагнитных инверсий.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (проекты 18-05-00410 и 19-05-00654).

Список литературы

1. *Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71-88.
2. *Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5-10.
3. *Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф.* Петрохимические особенности лав подводных вулканов Курильских островов // Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975. Вып. 35. С. 21-26.
4. *Кичина Е.Н., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф.* Новые данные о подводных вулканах акватории острова Симушир (Курильские острова) // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: САХКНИИ ДВО АН СССР, 1980. С. 61-66.
5. *Остапенко В.Ф.* Некоторые аспекты новейшей истории прикурильской части Охотского моря в свете изучения подводных вулканов этого региона // Вулканизм Курило-Камчатского региона и о. Сахалин. Южно-Сахалинск: Из-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 34-42.
6. *Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н.* Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги // Геология дна Дальневосточных морей. Владивосток: Из-во ДВНЦ АН СССР. САКНИИ, 1977. С. 24-45.
7. *Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н.* Латеральные вариации петрографического состава лав наземных и подводных вулканов Большой Курильской дуги // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 74-90.
8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Пущаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.

УДК 551.21

Строение среды под Ключевской группой вулканов

Е.И. Гордеев[1,2], И.Ю. Кулаков[1,3], Н.М. Шапиро[2], И.Ф. Абкадыров[1,3]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: gordeev@kscnet.ru

[2]Институт физики Земли РАН, Москва

[3]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

Вулканизм в зонах субдукции имеет сложный механизм питания, включающий многоуровневую систему магматических очагов в коре и в верхней мантии, Для Ключевской группы вулканов получено детальное строение среды до глубин в 30 км [2-5]. Так было определено несколько магматических очагов на разных уровнях в коре для Ключевского вулкана. На границе кора-мантия, на глубине 30-35 км существует значительный объём магматических расплавов, который является основным источником питания для вулканов Ключевской и Безымянный. Если для Ключевского вулкана система питания представляет вертикальный канал, то для Безымянного вулкана определён близповерхностный долгоживущий магматический объём, где, скорее всего, происходит дифференциация магматических расплавов, с последующими извержениями более легких андезитовых магм. Эти результаты были получены по записям землетрясений на локальных сейсмических сетях. Изучение среднеглубинных структур, соответствующих участкам коры и мантии между погружающимся слэбом и поверхностью Земли, было ограничено отсутствием наблюдений на сейсмических сетях с большой апертурой. К настоящему времени в районе Ключевской группы вулканов проведен широкомасштабный эксперимент по регистрации сейсмических событий на временных сетях сейсмических станций общим числом более 100 и размерами сети до 150 км [1] (рис. 1).

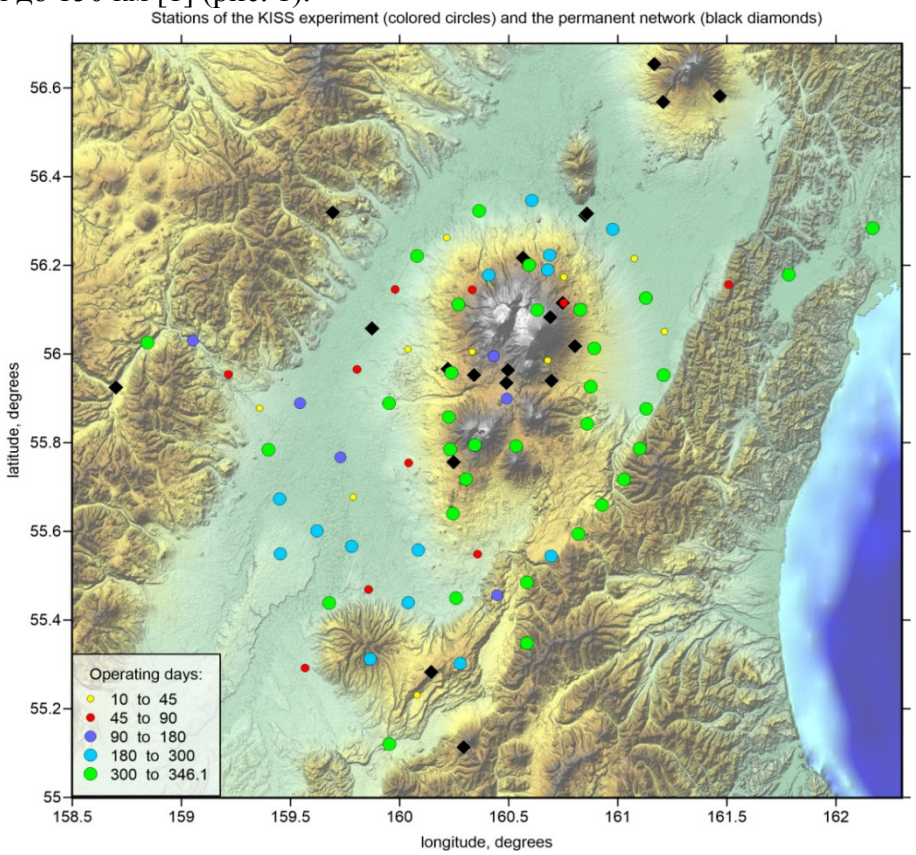


Рис. 1. Сейсмические сети в районе Ключевской группы вулканов в период наблюдений с августа 2015 г. по июль 2016 г.

Кроме данных, полученных в результате этого эксперимента, для построения скоростных моделей использовались данные временных сетей на вулкане Толбачик в 2014-2015 гг. и данные постоянных станций сети Камчатского филиала Единой Геофизической службы РАН. Общее количество сейсмостанций (временные и постоянные) составляло 208, а суммарное количество зарегистрированных землетрясений 6609. Такой объём данных позволил получить сейсмотомографическую модель до глубин в 150 км, то есть до верхних границ погружающейся субдукционной плиты.

На рис. 2 представлена структура аномалий скоростей продольных сейсмических волн (Р-волн) на глубине 50 км под Ключевской группой вулканов. Очевидна ярко выраженная аномалия пониженных скоростей к востоку от Ключевского вулкана. Андезитовые вулканы, в основном, связаны с низкоскоростными аномалиями (высокотемпературная, вязкая среда). Базальтовые вулканы – с высокими скоростями в коре (низкотемпературная среда с зонами разрушения, в которых формируются разрывные трещины).

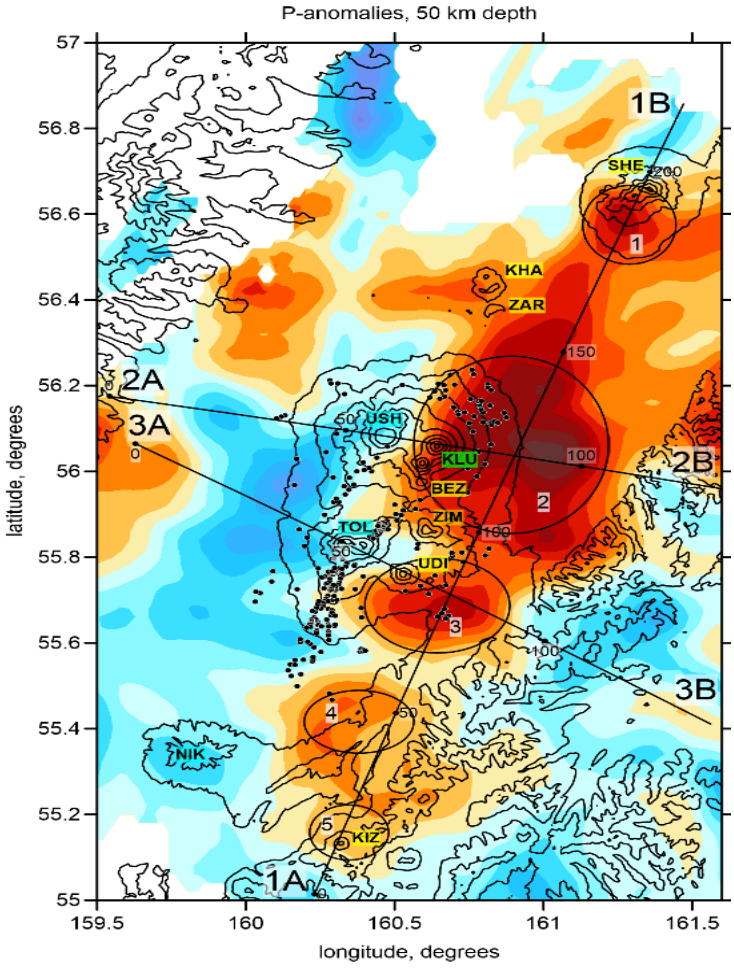


Рис. 2. Аномалии скоростей Р-волн под Ключевской группой вулканов на глубине 50 км.

На поперечных разрезах по профилю 2А – 2В (рис. 3) явно прослеживается система питания Ключевского вулкана с верхней границы субдукционной плиты. На разрезе по профилю 3А – 3В (рис. 3) система питания для вулкана Толбачик также имеет связь с субдукционной плитой.

При рассмотрении аномальных структур по профилю 1А – 1В (Кизимен – Шивелуч) (рис. 4) очевидно существование единого источника питания Ключевской группы вулканов, расположенного в мантии под вулканом Шивелуч.

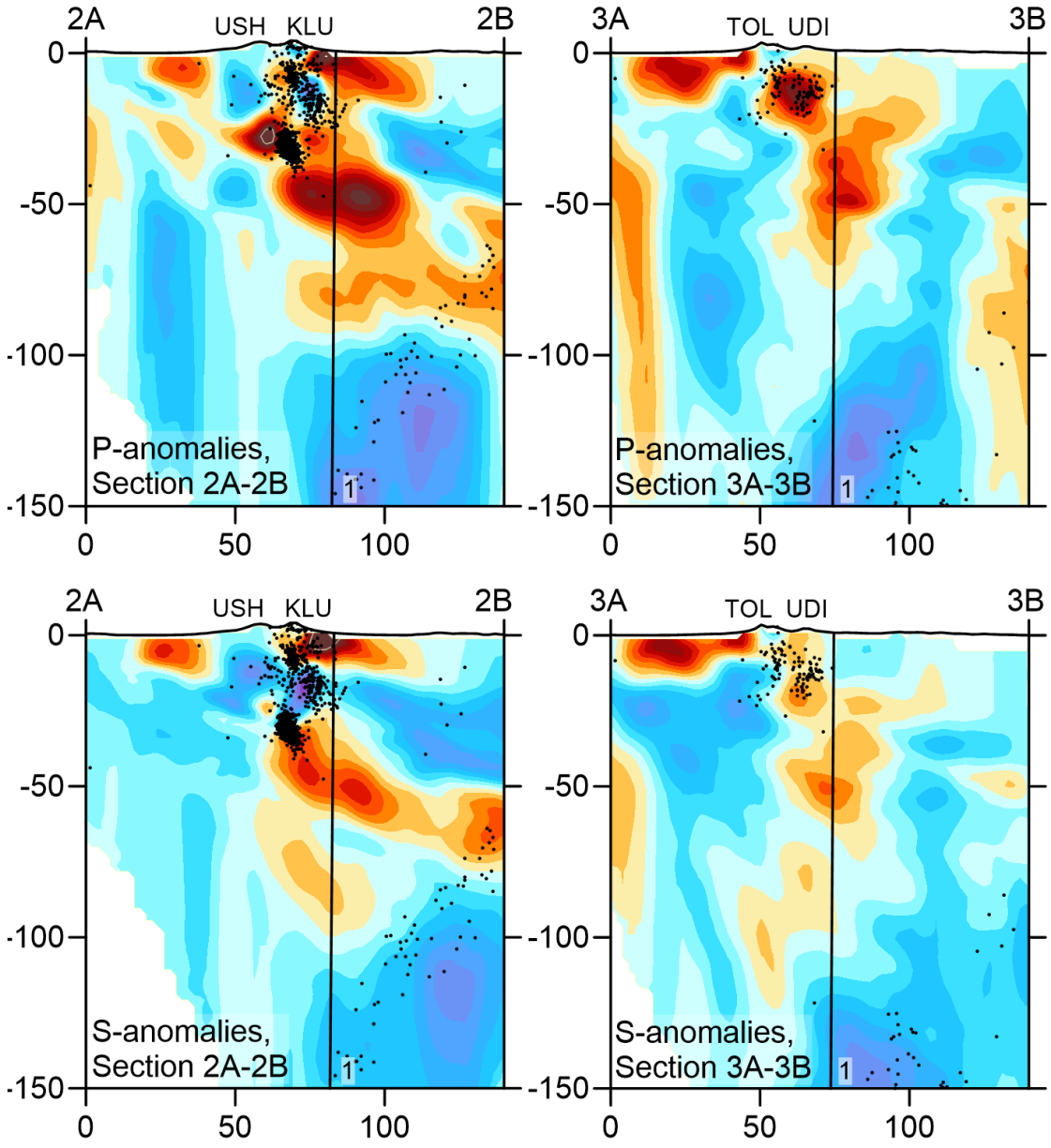


Рис. 3. Аномалии продольных (P) и поперечных (S) волн под Ключевской группой вулканов. Точками отмечены гипоцентры землетрясений под вулканами и в зоне субдукции.

Таким образом, сейсмотомографическая модель скоростной структуры под Ключевской группой вулканов, построенная по широкоапертурной сейсмической сети, представляет систему магматических объёмов и питающих каналов в нижней коре и верхней мантии. Очевидно наличие мантийного источника питания под вулканом Шивелуч. Эта система питания, скорее всего, образовалась из-за исчезновения слэба на северном окончании субдуцирующей океанической плиты. Горячая астеносфера с летучими компонентами поступает вдоль границы субдуцирующей плиты и обеспечивает высокую активность Ключевской группы вулканов.

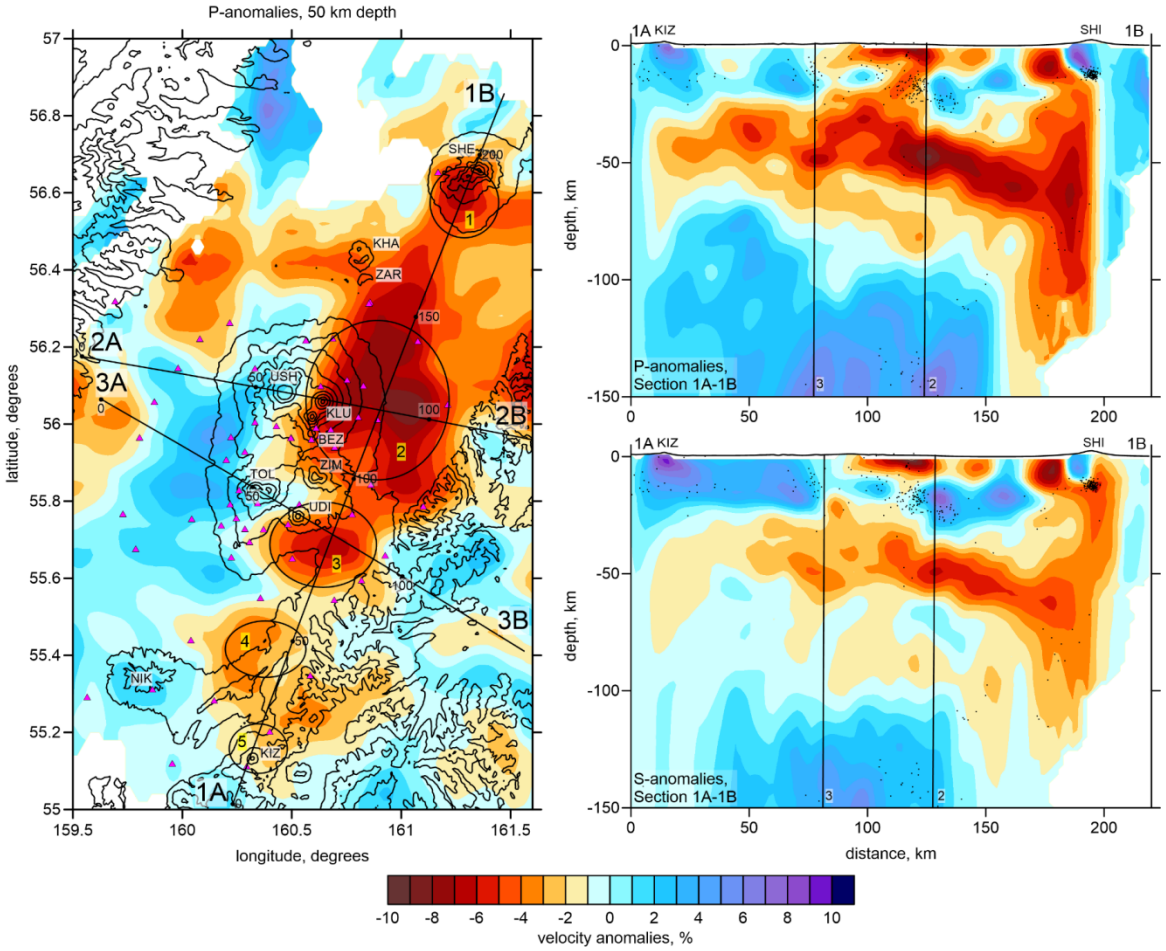


Рис. 4. Аномалии продольных (P) и поперечных (S) волн по профилю влк. Кизимен – влк. Шивелуч (1А – 1 В). Точками отмечены гипоцентры землетрясений под вулканами и в зоне субдукции.

Работа выполнена при поддержке Мегагранта № 14.W03.31.0033 Минобрнауки России.

Список литературы

1. *Шапиро Н.М., Гордеев Е.И., Абкадыров И.Ф. и др.* Широкомасштабный полевой сейсмологический эксперимент для изучения Ключевской группы вулканов // Вестник ДВО РАН. 2017. № 1. С. 75-78.
2. *Ivanov A.I., Koulakov I.Yu., West M. et al*. Magma source beneath the Bezymianny volcano and its interconnection with Klyuchevskoy inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. DOI: 10.1016/j.jvolgeores
3. *Koulakov I., Kukarina E., Gordeev E. et al*. Magma sources in the mantle wedge beneath the volcanoes of the Klyuchevskoy group and Kizimen based on seismic tomography modeling // Geology and Geophysics 2016. 57(1). 82-94. DOI: 10.1016/j.rgg.2016.01.006
4. *Koulakov I., Abkadyrov I., Al Arifi N. et al.* Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // J. Geophys.Res. Solid Earth. 2017. 122. DOI: 10.1002/2017JB014082
5. *Koulakov I., Gordeev E. I., Dobretsov N. L. et al.* Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography // Geophys. Res. Lett. 2011. 38. L09305. DOI: 10.1029/2011GL046957

УДК 550.832.9:556.34.042

Проявление активизаций вулканов Авачинской группы в изменениях уровня воды в скважине Е-1

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина, Е.Г. Чубарова
Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: gala@emsd.ru

Введение

В состав Авачинской группы вулканов (полуостров Камчатка) входят два действующих вулкана – Авачинский и Корякский, расположенные на расстояниях 25 и 35 км к северу от столицы Камчатского края – г. Петропавловска-Камчатского.

Средняя повторяемость пароксизмальных извержений влк. Авачинский составляет примерно 35 лет, последнее такое извержение было в 1945 г., т. е. 75 лет тому назад. 12-26 января 1991 г. произошло эксплозивно-эффузивное извержение вулкана, в результате которого кратер был запечатан лавовой «пробкой» (http://www.kscnet.ru/ivs/volcanoes/avach.html). В последние годы активность влк. Авачинский проявляется в фумарольной деятельности в районе кратера и в слабой приповерхностной сейсмичности. В течение 2012-2016 гг. температура Западной фумаролы повышалась с 370 до 819 °С; при этом температурный режим и химический состав других фумарол в области кратера существенно не изменялись [4].

По данным КФ ФИЦ ЕГС РАН (http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm), в течение ноября 2019 – февраля 2020 гг. происходила активизация влк. Авачинский в форме усиления сейсмичности в районе конуса и свечения в западной части кратера.

Последними активизациями влк. Корякский были эксплозивные извержения 1956-1957 гг. и в конце декабря 2008 – в первой половине 2009 гг. [5]. Последнее извержение предварялось мощным роем землетрясений с K_s = 3.1-8.3, который начался в марте 2008 г. и развивался в пределах субмеридиональной зоны, включающей постройку вулкана.

Расположение двух действующих вулканов вблизи гг. Петропавловск-Камчатский и Елизово, в которых сосредоточена большая часть населения Камчатского края, требует пристального внимания за развитием их активности, включая прогнозирование извержений и других типов активизаций на основе данных комплексного геофизического и геохимического мониторинга, проводимого организациями РАН на Камчатке.

В 12 км к ЮЗ от влк. Корякский и в 20 км к З от влк. Авачинский находится скважина Е-1, в которой КФ ФИЦ ЕГС РАН с 1987 г. проводит наблюдения за уровнем воды в целях поиска гидрогеодинамических предвестников сильных землетрясений. Характеристика скважины, оборудования и данных наблюдений приводится в [1, 2]. В [3] дано описание двух типов гидрогеодинамических предвестников землетрясений – ГП_I и ГП_II, проявляющихся в изменениях уровня воды в этой скважине. Примеры их проявления см. рис.

В настоящей работе рассматриваются выделенные в изменениях уровня тренды повышения давления подземной воды, которые развиваются в течение 3-4 лет и могут предшествовать и сопровождать активизации вулканов Авачинский и Корякский. Такие тренды рассматриваются авторами в качестве показателей образования и развития тектоно-магматических источников увеличения давления подземных вод в недрах Авачинской вулканотектонической депрессии и, соответственно, возможных предвестников вулканических извержений.

В [2] по данным наблюдений в скв. Е-1 дано детальное описание роста давления в период подготовки фреато-магматического извержения влк. Корякский в 2008-

2009 гг. с оценками амплитуды повышения давления и величины объемной деформации сжатия водовмещающих пород во время действия тектоно-магматического источника.

В настоящей работе основное внимание уделяется развитию аномального повышения уровня воды в скв. Е-1 с мая 2018 г. по настоящее время (февраль 2020 г.). 28 ноября 2019 г. на основании диагностики долговременного тренда роста давления подземной воды было сделано заключение о возникновении магматического источника в районе Авачинской группы вулканов и возможном извержении. Соответствующие заключения были переданы в экспертные советы по прогнозу землетрясений и извержений вулканов, в т. ч. в Камчатский филиал Российского экспертного совета (КФ РЭС) и в общий Совет ИВИС ДВО РАН и КФ ФИЦ ЕГС РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов.

Параметры трендов повышения давления подземных вод в районе скважины Е-1 в связи с извержениями вулканов Авачинский и Корякский

В таблице приводятся характеристики трендов роста давления подземной воды и величины объемной деформации сжатия водовмещающих пород в районе скв. Е-1, предшествовавших двум извержениям вулканов Авачинской группы.

Оценка величин объемной деформации водовмещающих пород $\Delta\varepsilon$, проводилась по формуле $\Delta\varepsilon = \Delta h/A_v$, где Δh – амплитуда повышения уровня воды, см; $A_v = 0.015$ см/10^{-9} – величина деформометрической чувствительности уровня воды по отношению к объемной деформации [2].

Таблица. Параметры трендов повышения давления подземной воды по данным наблюдений в скважине Е-1 в связи с извержениями вулканов Авачинской группы

Время развития тренда повышения уровня; годы, месяцы (сутки)	Амплитуда повышения уровня, м / средняя скорость повышения, см/сут	Амплитуда роста давления подземной воды, бар	Объемная деформация сжатия водовмещающих пород $\Delta\varepsilon$, 10^{-6} / скорость, сут$^{-1}$
Эксплозивно-эффузивное извержение влк. Авачинский 12-26 января 1991 г.			
янв. 1987 – янв. 1991 гг., 3 года 1 мес. (≥1125 сут.)	≥0.45 / 0.04	≥0.045	≥3.0 / $2.7\cdot10^{-9}$
Гидротермально-магматическое извержение влк. Корякский в декабре 2008 – 2009 гг.			
июнь 2006 – дек. 2009 гг., 3 года 6 мес. (1260 сут.)	1.22 / 0.10	0.122	8.1 / $6.4\cdot10^{-9}$

Точное начало развития тренда повышения уровня воды в скв. Е-1 перед извержением влк. Авачинский не известно, т. к. данные наблюдений на скважине с дискретизацией 1 сутки имеются с января 1987 г. Поэтому приведенные в таблице параметры времени развития тренда, его амплитуды и амплитуды повышения давления, а также величины объемной деформации сжатия водовмещающих пород, следует рассматривать в качестве минимальных оценок. Кроме этого, в течение 1987-1994 гг. система измерений уровня воды и атмосферного давления не обеспечивала необходимую чувствительность для корректной компенсации бароваций в изменениях уровня воды [1].

В случае извержения влк. Корякский, приведенные в таблице параметры тренда повышения уровня воды, оценки роста давления и объемного сжатия водовмещающих пород являются более надежными благодаря использованию цифрового оборудования для уровнемерных наблюдений, обеспечивающего достаточную чувствительность 10-минутных измерений уровня воды и атмосферного давления [2].

Величина деформации объемного сжатия водовмещающих пород $\Delta\varepsilon = 8.1\cdot10^{-6}$ (табл.) находится в удовлетворительном соответствии с расчетными величинами $\Delta\varepsilon = (4.1\text{-}15)\cdot10^{-6}$ по модели квазистатических изолированных условий возникновения

источника объемного сжатия с использованием данных по упругим свойствам водовмещающих пород, вскрытых скважиной Е-1 [2].

Как показано в [2], дополнительными признаками приближающейся вулканической активизации в виде усиления локальной сейсмичности и извержения также являются: 1 – увеличение скорости восходящего тренда уровня воды до 0.15-0.20 см/сут; 2 – ослабление чувствительности скважины к процессам подготовки сильных ($M_w \geq 5.0$) субдукционных землетрясений в радиусе до 350 км.

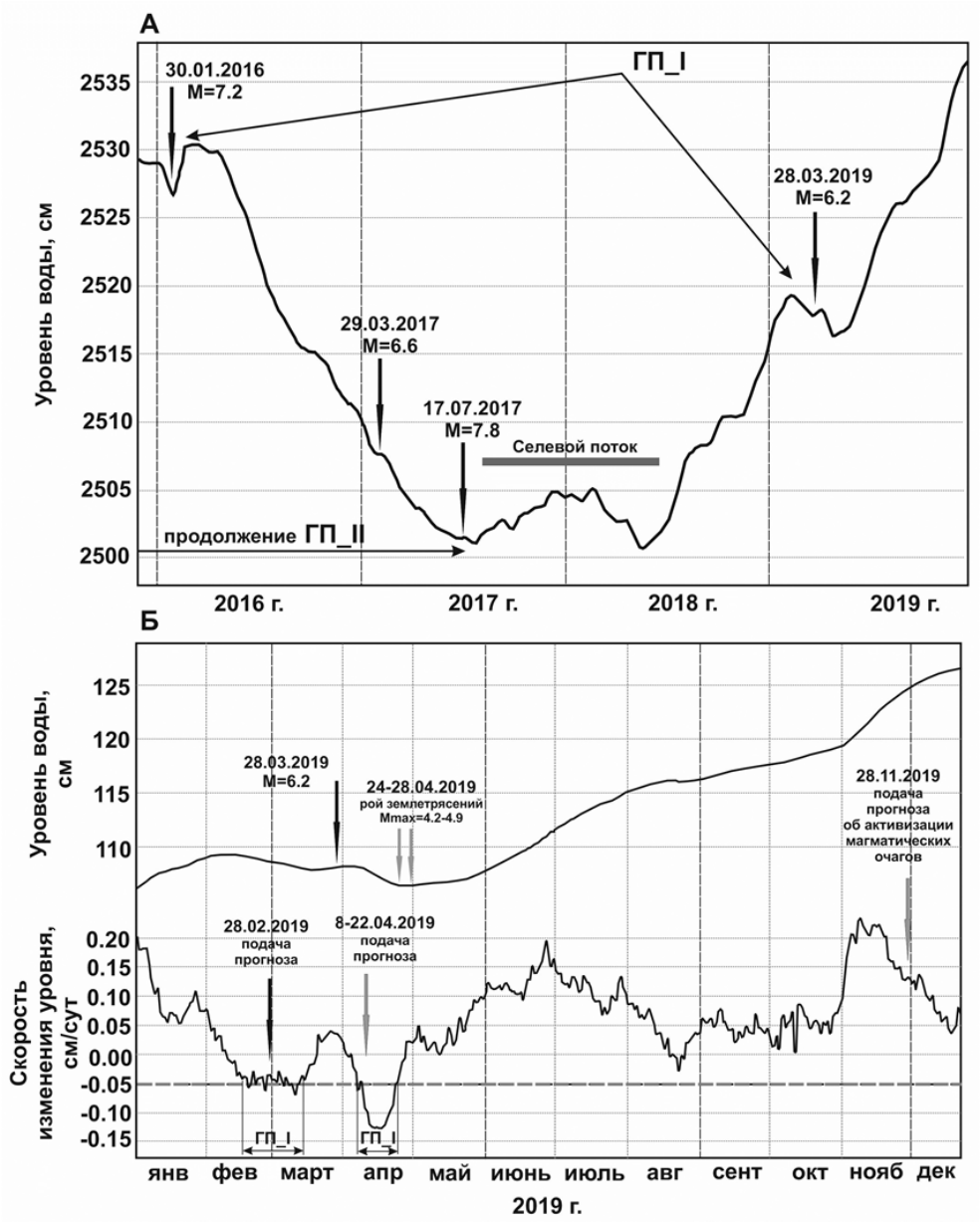


Рис. Изменения уровня воды в скважине Е-1: А – в 2016-2019 гг. с примерами проявления гидрогеодинамических предвестников землетрясений ГП_I и ГП_II [3], повышения уровня при нагрузке от селевого потока 24.07.2018 г. и возможного возникновения магматического источника в районе Авачинской группы вулканов (июнь 2018 – декабрь 2019 гг.); стрелками показаны сильные землетрясения, в т. ч. события 30.01.2016 г. и 28.03.2019 г., которые были успешно спрогнозированы в реальном времени (по оценкам КФ РЭС); Б – изменения уровня и его суточной скорости в 2019 г.: стрелками над верхним графиком показаны землетрясения, стрелками над нижним графиком – даты подачи прогнозов в экспертные советы; горизонтальная пунктирная линия – пороговое значение суточной скорости для выделения ГП_I.

Рост давления подземной воды в скв. Е-1 с июня 2018 по февраль 2020 гг.

На рисунке представлены изменения уровня воды в скв. Е-1 в 2016-2019 г. (А) и в 2019 г. (Б), а также их прогностическая интерпретация, сделанная в режиме реального времени и ретроспективно.

Устойчивое повышение уровня воды в скв. Е-1 началось в июне 2018 г. На начало февраля 2020 г. продолжительность повышения уровня составила 1 год 8 мес. (600 сут.). Амплитуда повышения 42 см водяного столба эквивалентна росту давления 0.042 бар. Средняя скорость повышения уровня составляла 0.06 см/сут. Величина деформации объемного сжатия водовмещающих пород достигла $2.8 \cdot 10^{-6}$ при средней скорости $4.7 \cdot 10^{-9}$ сут$^{-1}$. Повышенные величины скорости восходящего тренда уровня воды (≥0.2 см/сут) наблюдались в ноябре 2019 г. Признаки ослабления чувствительности скважины к процессам подготовки сильных субдукционных землетрясений не обнаружены.

Заключение

На основе многолетних данных уровнемерных наблюдений в скважине Е-1 представлен новый способ слежения за состоянием действующих вулканов Авачинской группы. В качестве признака (предвестника) вулканических активизаций в виде извержений, повышения локальной сейсмичности и фумарольной деятельности рассматривается длительный рост давления подземной воды с повышенной скоростью в течение первых лет.

По данным уровнемерных наблюдений и их интерпретации в рамках модели статически изолированного отклика уровня воды на возникновение источника объемного сжатия водовмещающих пород в ноябре 2019 г. было сделано заключение о вулканической активизации в районе Авачинской группы и возможном извержении.

С учетом текущих данных КФ ФИЦ ЕГС РАН о развитии сейсмичности и фумарольной деятельности, можно предполагать, что наиболее вероятным кандидатом на извержение в течение ближайших месяцев – первых лет является влк. Авачинский.

Продолжение наблюдений за вариациями уровня воды в скважине Е-1 с использованием дополнительных прогностических признаков – увеличения скорости повышения уровня воды и ослабления чувствительности скважины к процессам подготовки сильных землетрясений, возможно, позволит уточнить время извержения влк. Авачинский.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00337).

Список литературы

1. *Копылова Г.Н.* Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39-52.
2. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008-2009 гг. и сильными (M≥5) землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 41-54.
3. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке: 1977-2017 гг. // Вулканология и сейсмология. 2019. № 2. С. 3-20.
4. *Малик Н.*А., *Зеленский М.Е., Округин В.М.* Температура и состав фумарол вулкана Авачинский (Камчатка) в 2013-2016 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 1. Вып. 33. С. 21-33.
5. *Селиверстов Н.И.* Активизация вулкана Корякский на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 7-9.

УДК 550.344.43

Механизмы очагов вулкано-тектонических землетрясений Трещинного Толбачинского извержения в 2012-2013 гг.

М.В. Лемзиков
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: lemzikov@kscnet.ru

В работе определены параметры механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений, произошедших в региональной трещинной зоне, примыкающей с юга к вулканам Плоский и Острый Толбачики, в которой в 2012-2013 году произошло ТрещинноеТолбачинское извержение (ТТИ-50). Использовался метод, основанный на полярностях первых вступлений *P*-волн. Механизмы очагов определялись по волновым формам вулкано-тектонических землетрясений, которые были зарегистрированы сетью радиотелеметрических станций, расположенных преимущественно в районе вулканов Ключевской группы. Для определения параметров механизмов очагов использовались данные максимального количества сейсмических точек наблюдений. Азимуты простираний главных нодальных плоскостей механизмов очагов согласуются с особенностями расположения эпицентров и разломов в этом районе.

Введение

Вулкан Плоский Толбачик с абсолютной высотой 3085 м является действующим. Вместе с потухшим вулканом Острый Толбачик (абс. высота 3682 м) расположен в юго-западной части вулканов Ключевской группы. С юга к вулканам Плоский и Острый Толбачики примыкает региональная трещинная зона, получившая название «Толбачинский дол» [2].

В постройке вулканов Ключевской группы пепловые и шлаковые слои сложно перемежаются с интрузивными телами и погребенными лавовыми потоками. Район Ключевской группы вулканов располагается в восточной части Центрально-Камчатской депрессии и в структурном плане представляет собой сводно-глубовое поднятие плиоцен четвертичного возраста [3].

В течение многих лет региональная трещинная зона, примыкающая с юга к вулканам Плоский и Острый Толбачики и получившая название «Толбачинский дол», находилась в состоянии относительного покоя, хотя слабые вулканические землетрясения в этом районе сейсмологи регистрировали почти постоянно. Трещинные Толбачинские извержения в региональной трещинной зоне происходили несколько раз. Первое началось 7 мая 1941 года и продолжалось почти неделю. Второе, получившее впоследствии название Большое трещинное Толбачинское извержение, началось 6 июля 1975 года и продолжалось 1.5 года. И третье Трещинное Толбачинское извержение им. 50-летия Института Вулканологии и Сейсмологии (ТТИ-50) началось 27 ноября 2012 года и длилось почти год [2].

В данной работе поставлена цель определить, с использованием максимального количества станций, параметры механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений, произошедших в региональной трещинной зоне, примыкающей с юга к вулканам Плоский и Острый Толбачики, в которой произошло ТТИ-50 в 2012-2013 гг., и сопоставить результаты с геологическими данными и особенностями расположения эпицентров землетрясений в этом районе.

Исходные данные

В региональной трещинной зоне вулканов Плоский и Острый Толбачики за период 2012-2013 гг. произошло несколько вулкано-тектонических землетрясений ($M \geq 3.0$). Волновые формы этих землетрясений выбирались из архива хранения цифровых сейсмограмм за период 2012-2013 гг. и использовались для определения

параметров механизмов очагов. Они относятся к I типу вулканических землетрясений по классификации П.И. Токарева [4].

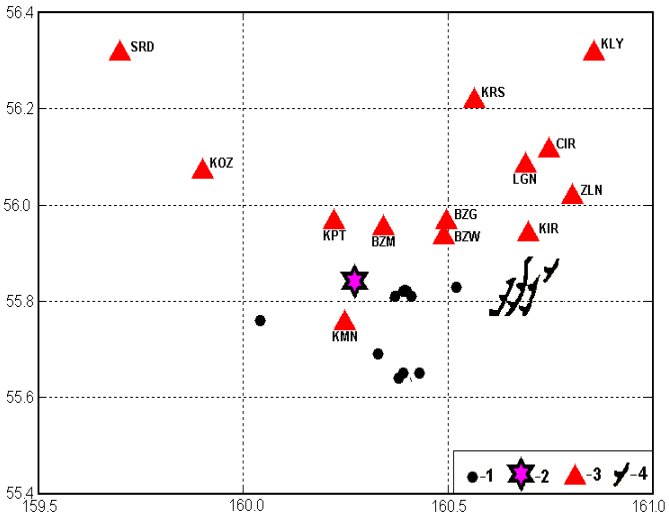


Рис. 1. Карта района исследования.
1 – эпицентры вулкано-тектонических землетрясений, произошедших в региональной трещинной зоне в 2012-2013 гг.;
2 – вершина вулкана Плоский Толбачик;
3 – радиотелеметрические сейсмические станции;
4 – разломы [3].

Регистрация землетрясений выполнена радиотелеметрическими сейсмическими станциями Камчатского филиала Федерального Исследовательского Центра Единой Геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН) (рис. 1) При определении параметров механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений использовались записи всех станций, на которых их волновые формы были зарегистрированы и четко видны. Перечислим кодировки и места их установки на Камчатке: BDR («Байданая» – в. Шивелуч), BZM («Безымянный» – в. Безымянный), BZG («Безымянный-Грива» – в. Безымянный), BZW («Безымянный-Запад» – в. Безымянный), CIR («Цирк» – в. Ключевской), KBT («Крутоберегово» – пос. Усть-Камчатск), KIR («Киришева» – в. Толбачик), KLY («Ключи» – пос. Ключи), KMN («Каменистая» – в. Толбачик), KOZ («Козыревск» – пос. Козыревск), KPT («Копыто» – в. Толбачик), KRS («Крестовский»- в. Ключевской), KRY («Карымский» – в. Карымский), KZV («Кизимен» – в. Кизимен), LGN («Логинов» – в. Ключевской), MKZ («мыс Козлова» – мыс Кроноцкий), TUM («Тумрок» – в. Кизимен), TUMD («Тумрок-источники» – в. Кизимен), SMK («Семкарок» – в. Шивелуч), SRD («Срединный» – хребет Срединный, Камчатка), ZLN («Зеленая» – в. Безымянный).

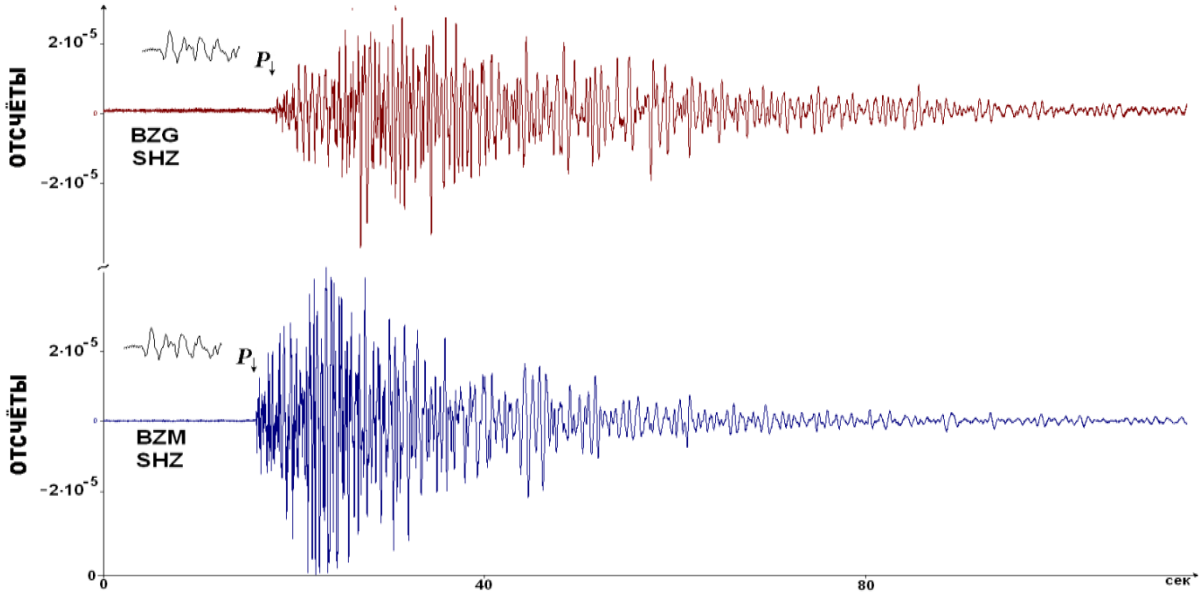


Рис. 2. Примеры волновых форм вулкано-тектонических землетрясений, произошедших на «Толбачинском долу», зарегистрированных на вертикальных (SHZ) сейсмических каналах станций BZW и BZM 9 сентября 2012 г. 10:37:47.1 (UTC).

Метод

Имеются разные методы определения механизмов очагов землетрясений. Широко известен комплекс программ под названием FPFIT, FPPLOT и др. [6], разработанный во второй половине XX века по идеям работы [1]. Алгоритмы, инструкции, описание и тексты этих программ доступны для специалистов на различных сайтах (например: http://www.usgs.gov/).

В работе использован алгоритм программы FPFIT вместе с некоторыми новейшими алгоритмами [6], детализирующими и уточняющими нахождение параметров механизмов очагов землетрясений. На этой основе создан комплекс программ для определения параметров и построения механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений. Для такого рода событий можно применить только метод, основанный на определении знаков первых вступлений *P*-волн (рис. 2).

Для определения механизма очага землетрясения необходимы: 1) знаки первых вступлений *P*-волн; 2) географические координаты станций и очага; 3) эпицентральные расстояния и азимуты из очага на станции; 4) углы выхода сейсмических волн на станциях. Все эти измерения влияют на точность определения механизма очага. Влияние их при количестве станций 15 и более может быть минимизировано. Вычисления углов выхода сейсмических волн на станциях выполнялись с использованием скоростной модели среды, которая применяется на Камчатке для определения географических координат очагов землетрясений и включает слои выше уровня моря. Учет вертикальных и горизонтальных особенностей скоростной модели при конкретном положении очага землетрясения и станции выполнялся за счет разбиения среды на мелкие горизонтальные блоки с конкретными значениями скоростей сейсмических волн.

Результаты

Квадрантное распределение знаков первых вступлений сейсмических волн наблюдается при подавляющем большинстве землетрясений и свидетельствует о том, что разрядка энергии в деформированной среде происходит, главным образом, за счет сдвиговых напряжений.

Удачное расположение сейсмических станций на конусе, вблизи и в окрестностях вулканов Ключевской группы позволило определить параметры механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений в региональной трещинной зоне, в которой произошло ТТИ-50 в 2012-2013 гг. Следует отметить, что не все волновые формы вулкано-тектонических землетрясений подходят для определения параметров и построения механизма очага. На некоторых записях вулкано-тектонических землетрясений волновые формы едва видны на фоне помех. Поэтому использовались только такие записи вулкано-тектонических землетрясений, у которых волновые формы имеют четкие вступления *P*-волн на фоне помех. В результате были получены параметры механизмов очагов нескольких вулкано-тектонических землетрясений, произошедших в региональной трещинной зоне: а) азимут простирания главной нодальной плоскости (strike); б) угол падения плоскости (dip); в) угол скольжения плоскости (rake). Вторую нодальную плоскость, которая получается в результате вычислений, можно тоже принять за главную нодальную плоскость.

Теоретический расчет механизма очага можно проверить сравнением его с геологическими исследованиями разлома на местности. Возможно также сравнение результата с известными картами разломов и с картами расположения эпицентров землетрясений. Такие же контрольные проверки возможны и для вулканических землетрясений.

Особенности пространственного положения эпицентров землетрясений и разломов, так или иначе, характеризуют механизмы их очагов. Этот факт также относится к пространственному положению разломов и эпицентров вулканических землетрясений.

Полученные в данной работе параметры механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений, произошедших в региональной трещинной зоне, сравнивались с особенностями расположения разломов и эпицентров в районе Северной группы вулканов [3]. Характерные примеры параметров механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений, произошедших в региональной трещинной зоне, показаны в таблице.

Землетрясения чаще всего происходят на разломах. Геологический разлом характеризуется тремя основными компонентами: *а*) азимутом простирания плоскости (strike); *б*) углом падения (dip), и *в*) углом скольжения плоскости (rake). Последнее определяется углом относительно простирания. Параметры механизмов очагов землетрясений ассоциируются с соответствующими компонентами разломов.

Таблица. Параметры механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений

№	Дата	Время	Координаты			$K_{S_{1,2}}^{\Phi 68}$ [5]	Механизм очага		
			Широта, гр. N	Долгота, гр. E	Глубина, км		Strike	Dip	Rake
1	2012.09.09	10:37:47.1	55.76	160.04	14.66	8.7	272	61	-144
2	2012.11.10	11:08:56.2	55.81	160.37	3.15	6.7	295	58	126
3	2012.11.27	00:59:46.3	55.81	160.41	0.54	6.6	282	62	-174
4	2012.11.27	02:06:59.3	55.82	160.39	2.91	7.0	267	51	-170
5	2012.11.30	15:06:54.2	55.65	160.43	0.14	7.8	299	51	-138
6	2012.11.30	18:56:13.7	55.64	160.38	0.20	7.0	260	87	-153
7	2012.12.01	00:37:26.6	55.82	160.40	3.06	7.0	249	47	-174
8	2012.12.03	07:40:01.7	55.65	160.39	7.69	7.2	290	62	-155
9	2013.02.15	04:59:32.8	55.83	160.52	19.79	8.5	187	46	-175
10	2013.09.27	16:11:08.9	55.69	160.33	11.94	8.2	243	63	148

Выводы

На примере ТТИ-50 опробован метод определения механизмов очагов с использованием поляризации первых вступлений *P*-волн.

Получены параметры механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений, произошедших в региональной трещинной зоне вулканов Плоский и Острый Толбачики.

Азимут простирания главных нодальных плоскостей очагов вулкано-тектонических землетрясений в пространстве совпадает с расположением эпицентров и разломов в этом районе.

Список литературы

1. *Введенская А.В.* Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1956. № 3. С. 34-47.
2. *Гирина О.А.* Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия ИВиС ДВО РАН в 2012-2013 гг. // Всеобщее богатство человеческих познаний. Материалы XXX Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский: Камчатская краевая научная библиотека им. С.П. Крашенинникова. 2013. С. 84-87.
3. *Иванов Б.В., Балеста С.Т.* Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. 149 с.
4. *Токарев П.И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
5. *Федотов С.А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
6. *Reasenberg P., Oppenheimer D.* FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1985. № 85-739. 109 p.

УДК 550.3

Структура литосферы в районе Авачинско-Корякской группы вулканов по геофизическим данным (Камчатка)

В.А. Логинов, Л.И. Гонтовая

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: lva@kscnet.ru

Авачинско-Корякская группа вулканов (АКВ) является одним из крупнейших вулканических центров Камчатки, который издавна привлекает внимание исследователей. Несмотря на это, остается множество проблем, которые не решены по сей день. К ним, в частности, относятся такие, как особенности глубинного строения литосферы и его взаимосвязи со структурой сейсмофокальной зоны (СФЗ), источники магмопитания вулканов в коре и верхней мантии, модели тепломассопереноса, «судьба» встреченных проявлений щелочного магматизма, предположительно, не островодужного происхождения [5] и многие другие. Здесь мы рассмотрим некоторые результаты изучения глубинного строения земной коры (ЗК) и верхней мантии (ВМ) методами геоэлектрики (МТЗ) в комплексе с результатами региональной инверсной сейсмотомографии.

В предшествующие годы в районе АКВ были выполнены детальные площадные исследования МТЗ и ВЭЗ, на основе которых в верхней части земной коры выявлена зона аномальной электропроводности СЗ простирания протяженностью около 100 км. Она связывалась со структурой грабена, выполненного осадочно-вулканогенными отложениями. Ширина зоны изменяется от 10 км на ЮВ до 30 км на СЗ [3]. Предполагалось, что структура грабена имеет продолжение в акватории Авачинского залива [4]. В целом, исследованная территория районируется на две области, юго-западную и северо-восточную. Первая содержит коровый слой повышенной электропроводности с удельным электрическим сопротивлением (у.э.с) до 30 Ом·м; кровля слоя с глубины ~20 км поднимается до первых км под вулканами; они приурочены к бортовой части грабена. Выявленная структура грабена в районе АКВ хорошо согласуется с данными КМПВ и шумовой томографии, хотя между ними и существуют некоторые расхождения, не имеющие существенного значения; они связаны с особенностями и возможностями каждого метода [2, 6]. Земная кора СВ части площади не содержит коровых проводников.

В результате региональных работ методами МТЗ и ВЭЗ получено представление об обобщенном геоэлектрическом разрезе района исследований [3]. В верхней части разреза залегают четвертичные осадочно-вулканогенные образования с у.э.с. сотни-первые тысячи Ом·м; ниже залегает кайнозойская толща со средним у.э.с. от десятков до первых сотен Ом·м. Консолидированный фундамент охарактеризован значениями у.э.с. в сотни и первые тысячи Ом·м. Глубинная часть разреза содержит коровый и астеносферный проводящие слои.

В последние годы выполнены МТЗ по профилю протяженностью около 50 км, расположенному между конусами Авачинского и Корякского вулканов на расстоянии 9-10 км от вершин вулканов. Возможности аппаратуры, детальность работы и современные подходы к интерпретации полученных данных позволили получить для данного района геоэлектрический разрез верхней части литосферы с высокой степенью разрешения (рис. 1). Согласно полученным результатам, верхняя часть ЗК высокоомна, у.э.с. составляет первые тысячи – сотни Ом·м, мощностью до первых сотен метров; представлена вулканогенными породами. В разрезе хорошо выражен осадочно-вулканогенный слой с пониженным у.э.с. до 4-10 Ом·м на глубинах от первых сотен метров до 2 км. В районе вулканов кровля этого слоя поднимается относительно уровня моря; здесь также проявились локальные аномалии повышенной электропроводности

на глубинах 2-4 км, которые могут быть связаны с внедрениями флюид/расплавов из периферического очага.

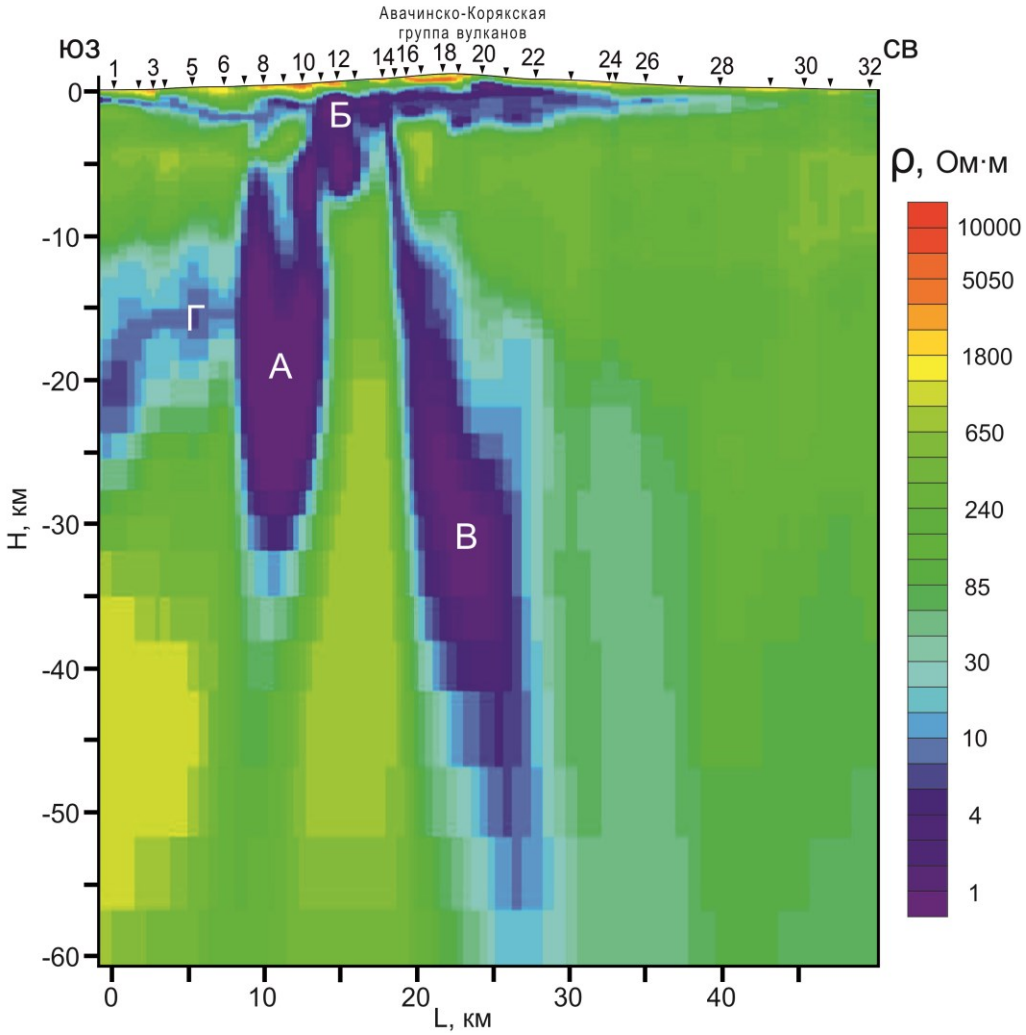


Рис. 1. Геоэлектрический разрез по профилю МТЗ через Авачинско-Корякскую группу вулканов. А, Б, В, Г – аномалии повышенной электрической проводимости.

В ЮВ части профиля хорошо выражен Авачинский грабен, выполненный осадочно-вулканогенными породами мощностью до 6 км; он сопряжен с проводящей зоной, проникающей в нижние части земной коры. Предполагается, согласно полученным по редкой сети точкам МТЗ, разворот структуры грабена на СВ; возможно, имеют продолжение в акваторию более глубокие аномалии, в таком случае, можно будет говорить о совсем другой природе структуры грабена. В настоящее время кривые МТЗ находятся в обработке. Глубинная часть разреза содержит субвертикальные аномалии электропроводности с у.э.с. от 5-10 Ом·м. Не исключено, что данные аномалии повышенной электропроводности с глубиной представляют единую аномальную зону. В верхней части она расположена на глубине около 20 км и, вероятно, имеет продолжение в ВМ. Важно отметить, что в нижней коре получены наиболее аномальные значения электропроводности, которые могут прямо указывать на существование на этой глубине нижнекорового (или в зоне перехода кора-мантия) магматического очага.

Обсуждаемая здесь геоэлектрическая модель ЗК и ВМ сопоставлена со скоростной сейсмотомографической моделью вдоль и в крест электромагнитного профиля. Она разработана по данным регионального каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН в аномалиях скорости P и S волн по отношению к осредненной скоростной модели литосферы Камчатки [2; 7] (рис. 2а, 2б). Согласно модели, АКВ приурочена к

заметному изменению простирания СФЗ (рис. 2б). Этому участку на горизонтальном сечении 100-120 км и выше по глубине соответствует поперечная отрицательная аномалия скорости *Vp*, секущая фокальный слой; она имеет продолжение на суше. На вертикальных сечениях *Vp* и *Vs* нижнекоровая аномалия электропроводности приурочена к прогибу изолинии скорости *Vp*, связываемой с границей Мохо: она выявлена и по данным ГСЗ [1]. Очевидно, на этой глубине расположен магматический очаг АКВ. Он взаимосвязан, как следует из рис. 2 и ранее полученной модели электропроводности [3], с мантийной областью магмопитания этой группы вулканов.

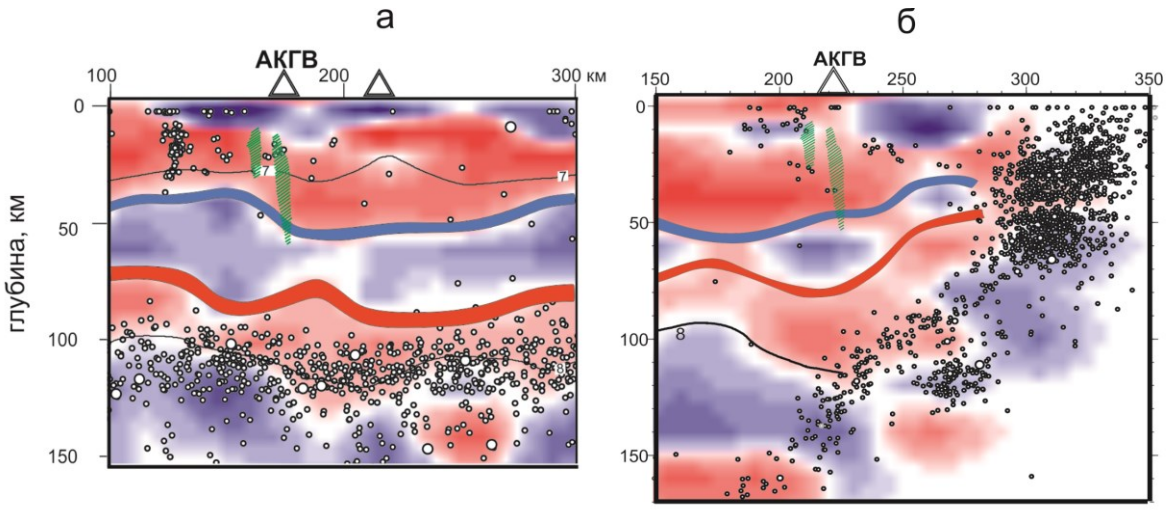


Рис 2. Скоростная сейсмическая модель вдоль (а) и вкрест (б) электромагнитного профиля: зеленой штриховкой показаны аномалии повышенной электропроводности. Синей и красной линиями указаны граница Мохо и астеносферный слои соответственно.

Таким образом, на основе комплексного анализа электромагнитных и сейсмических данных предлагается модель магматического питания АКВ. Здесь речь не идет о приповерхностном периферическом очаге, который, по крайней мере, на сегодняшний день, хорошо изучен различными геолого-геофизическими методами.

Список литературы

1. *Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки // Москва. Издательство «Наука», 1978. 128 с.
2. *Гонтовая Л.И., Ефимова Е.А., Костюкевич С.А., Пийп В.Б.* Сейсмический разрез вулкана Авачинский по данным КМПВ-ГСЗ // Известия АН СССР. Физика Земли. 1990. № 3. С. 73-81.
3. *Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И.* Глубинное строение района Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 3-10.
4. *Попруженко С.В., Зубин М.И.* Тектоника и некоторые особенности сейсмичности шельфовой зоны Авачинского залива и прилегающих районов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 2. С. 74-81.
5. *Шеймович В.С., Пузанков Ю.М., Пузанков М.Ю. и др.* Проявления щелочного магматизма в окрестностях Авачинской губы // Вулканология и Сейсмология. 2005. № 4. С. 36-46.
6. *Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N. et al.* Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // J. Volcan. Geotherm. Res. 2014. V. 28. P. 36-46.
7. *Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L. et al.* Correlation of Kamchatka lithosphere velocity anomalies with subduction processes // Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series. 2007. 172. P. 97-106.

УДК 550.837

Глубинная электропроводность в районе Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка)

В.А. Логинов[1], М.А. Клементьев[1,2], С.О. Феофилактов[1], И.А. Нуждаев[1], Д.К. Денисов[1], Ю.Ю. Букатов[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: naick1609@mail.ru

[2]Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский

Представлены предварительные результаты электроразведочных работ в районе Паужетского геотермального месторождения методами аудио-магнитотеллурического (АМТЗ) и магнитотеллурического (МТЗ) зондирования. Выполнено численное двумерное моделирование результатов. Оценены геоэлектрические свойства разреза до глубины 15 км. Выделены два проводящих горизонта пород (с низкими значениями у.э.с. до 2 Ом·м): приповерхностный и на глубине от 3.5 км, погружающийся в южном направлении.

Введение

К Паужетской гидротермальной системе проявляется большой научный интерес в связи со сложным генезисом, наличием долгоживущего вулканического центра и субкольцевых структур [3]. В 1950-80 гг. в этом районе проведен большой комплекс геологических, геофизических, геохимических и других исследований, выделено и разбурено Паужетское геотермальное месторождение. Керны из скважин были подробно изучены и описаны до глубин 1200 м. Высказано предположение о едином источнике питания Паужетского геотермального месторождения и термопроявлений Камбального хребта [4], однако данных о глубинном строении крайне мало. В последние годы сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН выполнен большой комплекс геофизических работ – магниторазведка, гравиразведка, электроразведка (методы ВЭЗ, ЕП), термометрия и микросейсмические зондирования, которые существенно дополнили информацию о структуре месторождения [2, 3, 6]. Известно, что наличие контрастов электропроводности в области геотермального месторождения создает предпосылки к использованию методов магнитотеллурического зондирования. Полученная информация позволяет выделять зоны флюидонасыщения, питания и циркуляции растворов в структуре месторождения.

Методика наблюдений и обработки данных

В 2019 г. проведены работы методами магнитотеллурики по 8-км профилю. АМТЗ выполнены в 18 пунктах наблюдений, МТЗ в 5 пунктах. Наблюдения проведены с использованием аппаратуры канадской фирмы Phoenix Geophysics. Комплект измерительного оборудования состоял из двух пятиканальных станций MTU-5A, которые регистрируют электрические (Ex, Ey) и магнитные (Hx, Hy, Hz) компоненты естественного электромагнитного поля. Диапазон регистрируемых периодов от 0,0001 до 1000 с и более. Регистрация электрического поля проводилась четырехэлектродной крестообразной установкой с заземленными слабополяризующимися электродами. Длина измерительных линий для АМТЗ составляла 50 м, а для МТЗ – 90 м. Азимуты приемных линий 0° и 90°. Расстояние между пунктами измерений на профиле изменялось от 200 до 700 м (рис. 1). Для уменьшения влияния техногенных и ветровых помех использовалась синхронная запись с удаленной базовой станцией.

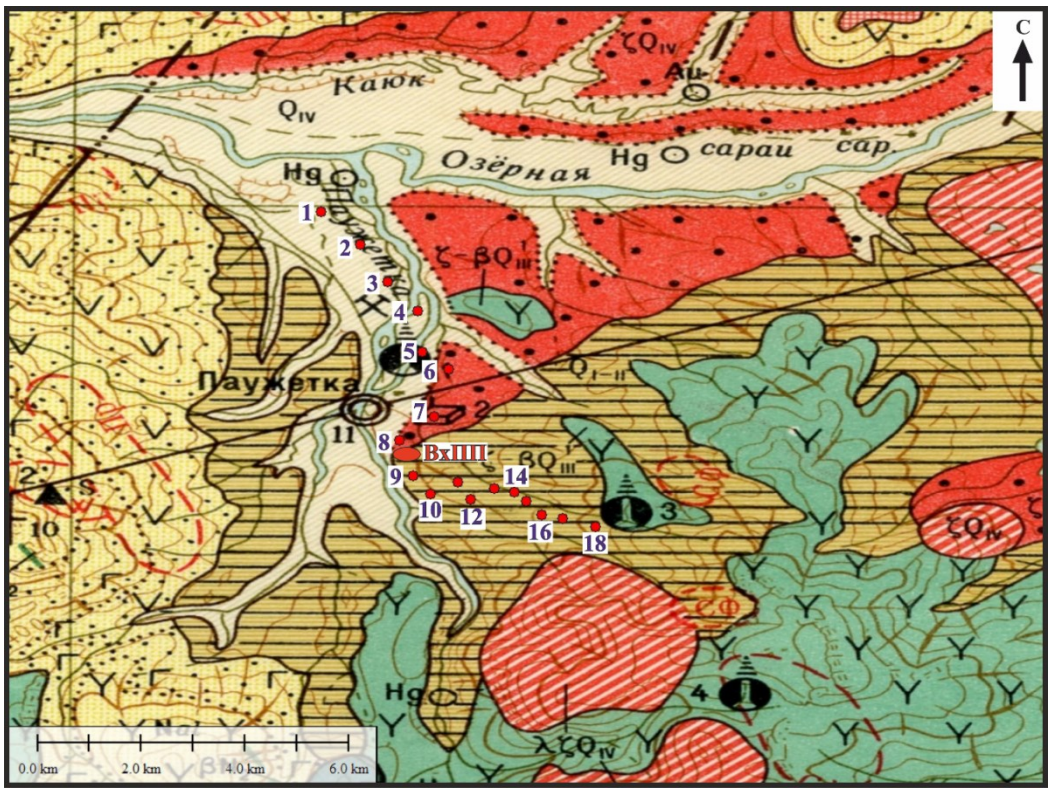


Рис. 1. Схема расположения пунктов зондирований по профилю (Фрагмент государственной геологической карты М: 1:200000)

Обработка полученных данных проводилась с использованием специализированного пакета программ. В результате были получены тензоры импеданса в каждом пункте измерений. Амплитудные кривые АМТЗ имеют преимущественно тип Н. Выполнен анализ тензора импеданса, выбраны главные направления, соответствующие простиранию (продольные кривые) и вкрест простирания (поперечные кривые) основных геологических структур [1]. Анализ тензора показал, что в первом приближении среда может быть аппроксимирована двухмерной неоднородной моделью. Проведена нормализация МТ данных, выполнено численное моделирование [7] по продольным кривым (ТМ мода), которые имеют повышенную разрешающую способность к наличию глубинных проводящих зон, но в меньшей степени подчеркивают наличие субвертикальных зон, которые могут быть связаны с тектоническими нарушениями. Для этой задачи в дальнейшем будет выполнена бимодальная (совместная) инверсия МТ кривых [1].

Предварительные результаты

Полученный геоэлектрический разрез (рис. 2) представлен пятью слоями:

– верхний слой с сопротивлением до 100 Ом·м, мощностью 10-100 м, представлен аллювиально-делювиальными отложениями;

– ярко выражен слой низкого сопротивления 2-20 Ом·м, верхняя кромка которого расположена на глубине от 150 м с выходом к поверхности, мощностью до 600 м. Слой представлен породами вулканогенно-осадочного комплекса (туфы, туффиты);

– слой с сопротивлением 50 Ом·м, мощностью 200-300 м характеризует толщу анавгайских песчаников;

– ниже выделяется слой мощностью 2-2.5 км, с сопротивлением 100-500 Ом·м, связанный с меловым фундаментом;

– на протяжении всего профиля на глубине от 3.5 км выделяется слой с сопротивлением 10-20 Ом·м, мощностью от 2.5 до 5 км. Он интерпретируется как коровый проводник и погружается на глубину в Ю-В части профиля.

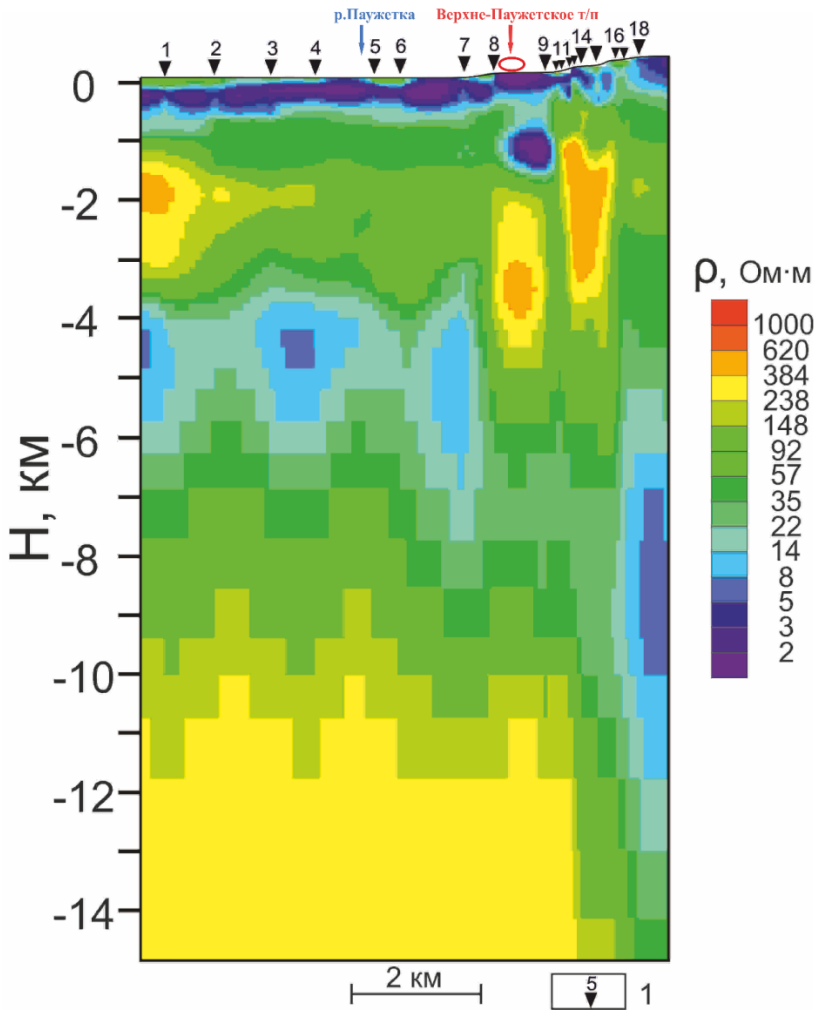


Рис. 2 Геоэлектрический разрез Паужетского геотермального месторождения. 1 – пункт наблюдений и его номер

В районе Верхне-Паужетского термального поля на глубине 800-1400 м выделяется аномалия пониженных сопротивлений, интерпретируемая как субкольцевая структура приподнятого тектонического блока [5]. Полученные структурные особенности по результатам АМТЗ и МТЗ хорошо коррелируют с имеющимися данными гравитационного и магнитного поля [2].

Авторы выражают глубокую признательность всем сотрудникам Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН за содействие в проведении полевых исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 18-35-00138 и 19-05-00102).

Список литературы

1. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. Научный мир. 2009. 677 с.
2. *Букатов Ю.Ю., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А. и др.* Структурные особенности Паужетской гидротермальной системы по гравиметрическим и магнитометрическим данным // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской

научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 140-143.
3. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 172 с.
4. Паужетские горячие воды на Камчатке / Отв. ред. Б.И. Пийп. М.: Наука, 1965. 208 с.
5. Структура гидротермальной системы / Отв. ред. В.И. Белоусов и И.С. Ломоносов. М.: Наука, 1993. 298 с.
6. *Феофилактов С.О., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А. и др.* Характеристика зоны разгрузки парогидротерм в центральной части Паужетского геотермального месторождения по геофизическим данным // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 175-178.
7. *Rodi W., Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. Vol. 66. P. 174-187.

УДК 550.343.3+550.343.6

Отклик в поле подпочвенного радона на землетрясение 23.01.2020 г. с M_L=4.2 в заливе Анива вблизи острова Сахалин

Е.О. Макаров[1,4], Д.В. Костылев[2,3], П.П. Фирстов[1], П.А. Каменев[3], Н.В. Богинская[3]

[1]*«Единая геофизическая служба РАН», Камчатский филиал, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: ice@emsd.ru*

[2]*«Единая геофизическая служба РАН», Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск*

[3]*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск*

[4]*Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский*

Введение

Для краткосрочного прогноза сильных землетрясений широкое применение нашел радоновый мониторинг [7]. Сеть пунктов для регистрации объемной активности радона (ОА Rn) работает на полуострове Камчатка более 20 лет. В результате работы получены достаточно убедительные примеры возникновения краткосрочных аномалий в поле подпочвенного радона перед сильными субдукционными землетрясениями с магнитудой M>5. По сети пунктов для зарегистрированных бухтообразных аномалий вычислялся азимут их прихода и кажущаяся скорость ($v_{каж}$). Азимут с отклонением не более 30° совпадал с направлением на эпицентр, а $v_{каж}$ = 14-144 км/сутки. Исходя из этого, был сделан вывод о возможном формировании медленных «деформационных волн» на последней стадии подготовки сильных субдукционных землетрясений [3].

Южная часть острова Сахалин является регионом высокой сейсмической опасности. Здесь происходят мелкофокусные землетрясения, которые могут представлять опасность как для населения, так и для производственных структур острова. Поэтому, с одной стороны, радоновый метод может быть комплексирован с другими методами для прогноза сильных землетрясений, а с другой – исследования подпочвенного радона (ПР) как индикатора напряженно-деформированного состояния геосреды на острове Сахалин являются перспективными и необходимыми для понимания механизма формирования предвестниковых аномалий для мелкофокусных землетрясений.

Силами Камчатского филиала совместно с Сахалинским филиалом «Единой геофизической службы РАН» (КФ и СФ ФИЦ ЕГС РАН) и Институтом морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН (ИМГиГ ДВО РАН) летом 2018 г. была организована сеть радонового мониторинга на юге острова Сахалин (рис. 1) [1, 7].

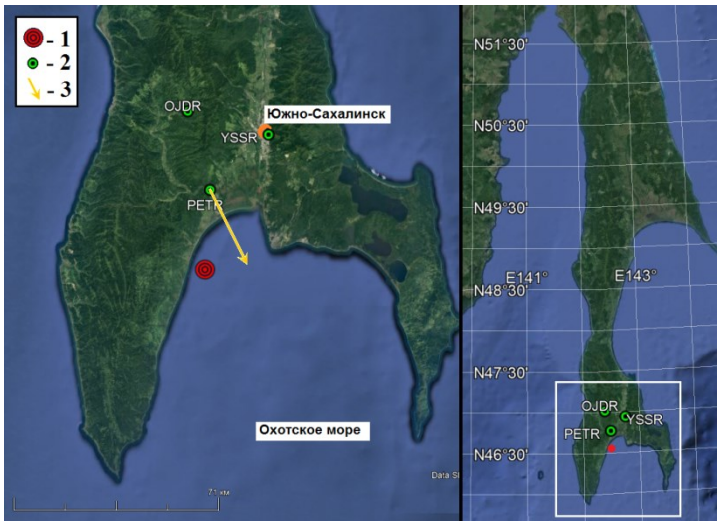


Рис. 1. Схема размещения пунктов регистрации концентрации ПР на юге острова Сахалин и эпицентр землетрясения 23.01.2020 г.
1 – эпицентр землетрясения 23.01.2020 г. с M_L=4.2; 2 – пункты регистрации ПР; 3 – азимут на источник возмущения.
Названия пунктов:
OJDR – Ожидаево;
YSSR – Южно-Сахалинск;
PETR – Петропавловское.

Описание сети пунктов радонового мониторинга

Сеть пунктов регистрации объемной активности радона на юге о. Сахалин организована аналогично созданной на Камчатке и подробно описанной в работе [3], но основу ее составляют современные радиометры RADEX MR107, где регистрация объемной активности радона ведется по α-излучению. Способ пассивной регистрации в объеме накопительной камеры уступил место предложенной в работе [5] методике принудительной конвекции, когда подпочвенный воздух, содержащий радон, с помощью компрессора нагнетается в камеру, где установлен радиометр [7]. Такая методика позволяет снизить уровень метеорологических помех. В настоящее время на о. Сахалин функционирует сеть из трех пунктов мониторинга ОА Rn в воздухе подпочв, которые образуют почти правильный треугольник с апертурой ~30 км, что позволяет считать диаграмму направленности сети почти круговой.

Краткие сведения о сейсмичности

23 января 2020 г. в заливе Анива юго-восточнее с. Таранай Анивского района было зарегистрировано землетрясение с магнитудой M_L=4.2, которое сопровождалось афтершоками. Наибольшие проявления от землетрясения испытали жители населенных пунктов юго-восточного побережья Сахалина. Оперативное определение основных параметров очага землетрясения 23 января 2020 года было выполнено в РИОЦ «Южно-Сахалинск» по данным региональной сети сейсмических станций Дальнего Востока и сейсмических станций университета Хоккайдо. Эпицентр землетрясения находился в заливе Анива на расстоянии 9 км от с. Таранай. Землетрясение ощущалось в с. Таранай с интенсивностью в 4 балла, в г. Анива (20 км) – 3-4 балла, в г. Корсаков (25 км), г. Невельск (49 км) и п. Шебунино (49 км) – 2 балла.

Таблица. Параметры землетрясения 23 января 2020 г. по данным сейсмологических центров

Источник	t_0, чч:мин:сс	Эпицентр		h, км	Магнитуда		
		φ°, N	λ°, E		M_S / M_{LH}	mb / M_{PV}(A)	M_L
РИОЦ «Южно-Сахалинск»	06:22:39.5	46.50	142.50	13	4.0 / –	– / 4.5	4.2
СФ ФИЦ ЕГС РАН (опер-ный каталог)	06:22:39.0	46.54	142.47	13	– / 4.0	– / 4.1	4.2
ССД ФИЦ ЕГС РАН	06:22:39.0	46.54	142.41	10	– / –	4.2 / –	–
EMSC	06:22:39.5	46.54	142.41	10	– / –	4.2 / –	–

Примечание. ССД ФИЦ ЕГС РАН – Служба срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН, Обнинск, Россия; РИОЦ «Южно-Сахалинск» – региональный информационный обрабатывающий центр; EMSC – Европейский сейсмологический центр. M_{PV}(A) – магнитуда по объемной волне *P* (тип аппаратуры А); M_S – магнитуда по поверхностной волне Релея; M_L – локальная магнитуда; mb – магнитуда по объемной волне *P*.

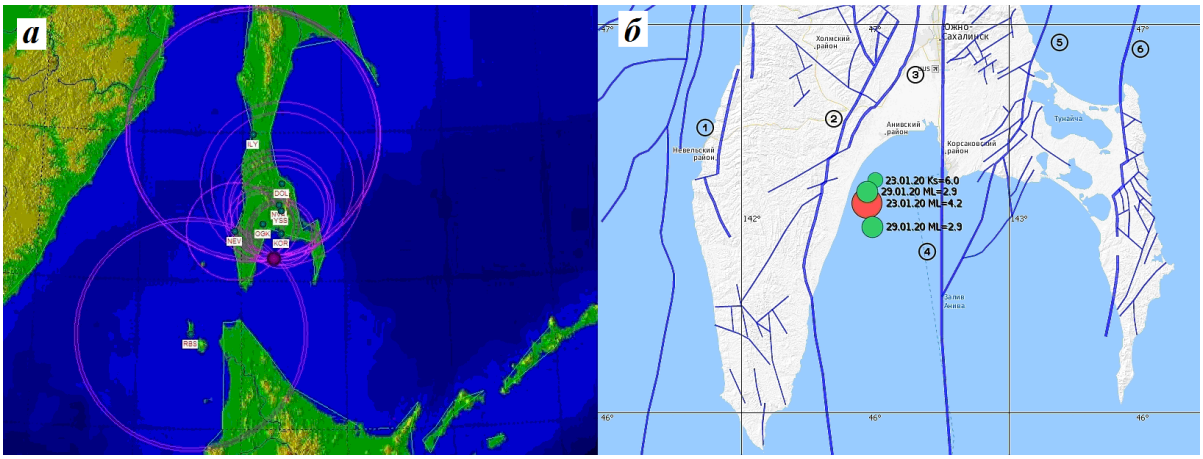


Рис. 2. Эпицентр землетрясения 23 января 2020 года (*а*), тектоника Южной части о. Сахалина по [2], и эпицентры главного события и его наиболее сильных афтершоков (*б*).
1 – Западно-Сахалинский разлом; 2 – Центрально-Сахалинский разлом; 3 – Апреловский разлом; 4 – Сусунайский разлом; 5 – Мерейский разлом; 6 – Тонино-Анивский разлом.

Афтершоковая активность процесса была кратковременной и завершилась на седьмые сутки после основного толчка. За первые сутки произошел один афтершок с *K*s=6.0, оставшиеся два возникли на седьмые сутки, магнитуда каждого из них составила M_L=2.9. Глубины очагов всех произошедших событий локализованы в пределах 10-13 км. Схожие результаты были получены международным сейсмологическим центром EMSC и службой срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН (таблица).

Землетрясение 23 января 2020 г. произошло в пределах структуры Центрально-Сахалинского (Тымь-Поронайского) взбросо-надвига. Наиболее детально разломы и тектонические нарушения южной части Сахалина отражены на схеме из работы [2] (рис. 2б). На ней видно, что для области от 46.0°N до 47.0°N характерно дробление земной коры, с большим количеством локальных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Западной границей этой области может условно служить 142.2°E, а восточной – долгота 142.7°E. На показанной тектонической схеме отчетливо видны оперяющие нарушения, секущие Центрально-Сахалинский разлом. Именно с ним и связаны, в основном, очаги землетрясений в этом районе [2].

Отражение подготовки землетрясения 23.01.2020 г. с M_L=4.2 в поле подпочвенного радона

Перед землетрясением 23.01.2020 г. с M_L=4.2 в поле подпочвенного радона были зафиксированы синфазные бухтообразные аномалии отрицательной полярности длительностью ~2 сут, не связанные с резкими изменениями атмосферного давления (рис. 3*а*). Относительная амплитуда аномалий ($\delta=((A_A-A_Ф)/A_Ф)\cdot 100\%$) была достаточно мала и составила δ_{OJDR} = –21 %, δ_{PETR} = –21 % и δ_{YSSR} = –17 %. Время упреждения, принятое как время между моментом возникновения аномалии и событием, составило 17-19 сут.

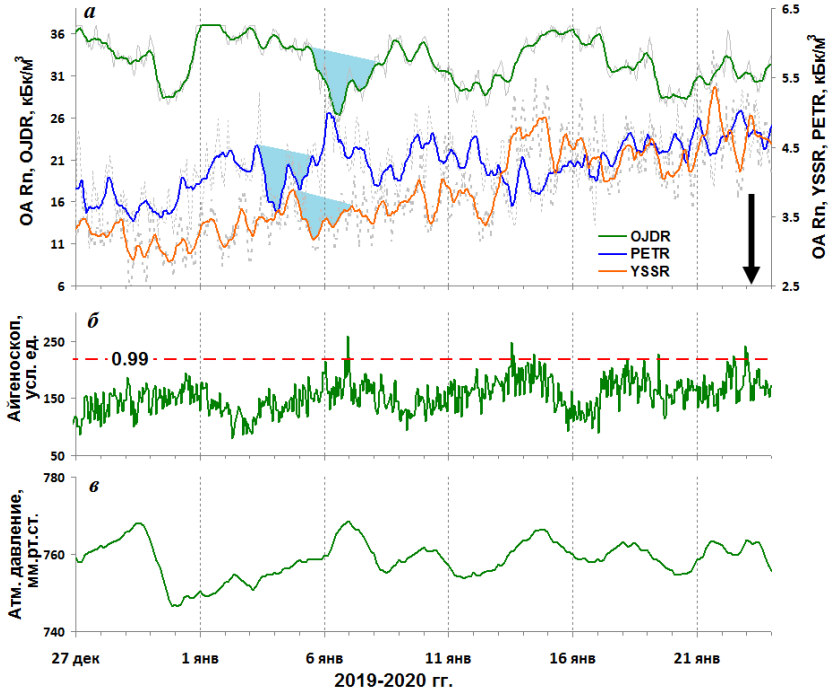


Рис. 3. Динамика OA Rn на пунктах регистрации юга о. Сахалин с 27 декабря 2019 г. по 24 января 2010 г. (*а*), временной ряд, построенный по методу «айгеноскопии» (*б*), атмосферное давление (*в*). Момент землетрясения показан жирной стрелкой, аномалии выделены светло-синим цветом.

Время относительных сдвигов моментов вступлений для выделенных бухтообразных аномалий в OA Rn оценивалось по максимуму коэффициента кросс-корреляции между временными рядами (рис. 3а). При допущении плоского фронта

возмущения, распространявшегося с постоянной скоростью и вызвавшего аномалии в поле подпочвенного радона, по разности моментов прихода выделенных вступлений был оценен сектор, центральная линия которого принята как азимут на источник возмущения. Он составил $\alpha = 154°$, что удовлетворительно совпадает с направлением на эпицентр землетрясения (рис. 1). При этом диапазон кажущейся скорости распространения возмущения составил $v_{каж}$ = 12-14 км/сут.

Следует отметить, что случаи возникновения отрицательных радоновых предвестниковых аномалий перед землетрясениями отмечаются крайне редко [3, 6]. Поэтому зарегистрированные на сети пунктов юга Сахалина радоновые аномалии, предваряющие землетрясение, следует считать уникальными.

Выделить аномалии с такой малой амплитудой на фоне большого числа помех достаточно сложно, и при экспертной оценке временных рядов в первую очередь обращалось внимание на синфазные вариации на всех пунктах регистрации согласно методике, описанной в [3]. Для более достоверного определения момента возникновения синфазных вариаций трех временных рядов ПР, имеющиеся данные были обработаны по методу «айгеноскопии» [4]. Были выделены реперные точки, т.е. моменты коллективного поведения трех рядов данных ПР. Момент максимального превышения сигнального порога, определенного методикой как квантиль, равный 0.99, находится во временной окрестности выделенных экспертной оценкой синфазных аномалий, что подтверждает обоснованность выделения предвестника.

Заключение

Первые результаты выделения предвестниковых аномалий в поле подпочвенного радона для мелкофокусных землетрясений юга о. Сахалин дают обнадеживающие результаты. По-видимому, так же как и субдукционные землетрясения, мелкофокусные землетрясения могут предваряться квазивязким течением геоматериала, формирующим «деформационные волны», которые воздействуют на эманирующий горизонт в пунктах регистрации и изменяют величину ОА Rn в зоне аэрации.

Работа выполнялась в рамках гос. задания № АААА-А19-119031490088-8, и при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00493.

Список литературы

1. *Макаров Е.О., Фирстов П.П., Костылев Д.В. и др.* Первые результаты мониторинга подпочвенного радона сетью пунктов, работающей в тестовом режиме, на юге острова Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2018. № 5. С. 99-114.
2. *Рождественский В.С., Сапрыгин С.М.* Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на Южном Сахалине // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 59.
3. *Фирстов П.П., Макаров Е.О.* Динамика подпочвенного радона на Камчатке и сильные землетрясения. Петропавловск-Камчатский, 2018. 148 с.
4. *Фирстов П.П., Макаров Е.О., Глухова И.П. и др.* Поиск предвестниковых аномалий сильных землетрясений по данным мониторинга подпочвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 1. С. 16-32.
5. *Уткин В.И., Юрков А.К.* Радон как индикатор геодинамических процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 277-286.
6. *Cicerone R.D., Ebel J.E., Beitton J.A.* Systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. V. 476. P. 371-396.
7. *Makarov E., Firstov P., Kostylev D. et al.* Test mode of operation network of monitoring subsoil radon in the south of Sakhalin // E3S Web of Conferences. 2018. 62. DOI: 10.1051/e3sconf/20186203007

УДК. 551.24+528.2/3

Изучение деформаций земной коры в районе вулкана Авачинский по данным GPS измерений в 2015-2019 гг.

И.К. Миронов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: taliks123@mail.ru

С появлением ГНСС технологии, в том числе для точного определения своего местоположения, стало возможным одновременное изучение горизонтальных и вертикальных составляющих деформаций земной поверхности практически непрерывно во времени, то есть вести мониторинг с высокой точностью. При этом горизонтальные подвижки определяются с погрешностью первые миллиметры на базах от первых метров до 100 км, а вертикальные с погрешностью около 1 см. ГНСС технология на порядок улучшает точность определения расстояний, кроме того, «работает» независимо от погодных условий в любое время суток и в автоматическом режиме [2].

Важное место ГНСС наблюдения занимают в изучении процессов современного вулканизма. Обычно, при построении и эксплуатации наблюдательных ГНСС сетей в зонах вулканической активности исследователи предпочитают размещать станции наблюдений по возможности ближе к области извержения, тем самым, в большей мере способствуя изучению последствий, а не причин процесса извержения [1].

С целью мониторинга движений и деформаций земной поверхности в районе вулкана Авачинский была создана сеть спутниковых геодезических пунктов (рис. 1).

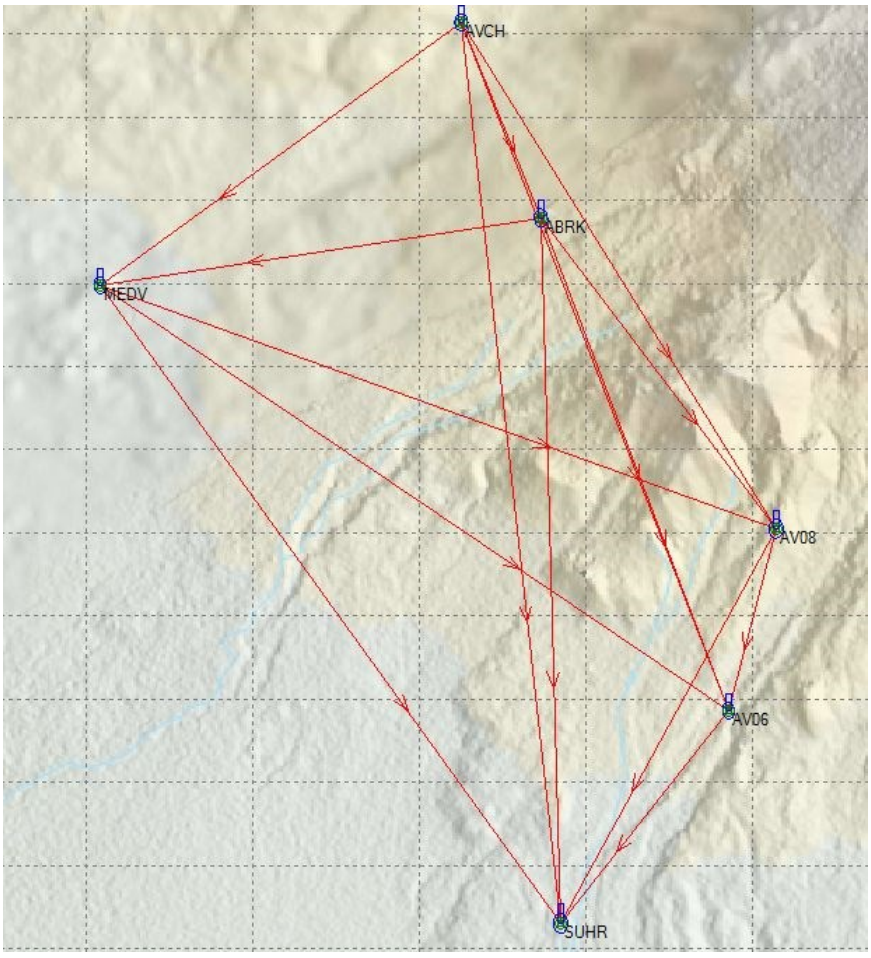


Рис. 1. Схема расположения пунктов GPS в районе вулкана Авачинский

В данной сети пункт AVCH является постоянно действующим, а на остальных пунктах сети осуществляются дискретные наблюдения несколько раз в год.

Для обработки в программных продуктах Leica Geo Office (LGO) и Trimble Business Centrer использовались данные двухсуточных наблюдений на пунктах GPS. В результате были получены геодезические координаты пунктов сети и вычислены наклонные дальности между пунктами. На рис. 2 в качестве примера представлен график наклонных дальностей по линии AVCH – MEDV. Значительных изменений длин линий за период наблюдений не отмечается.

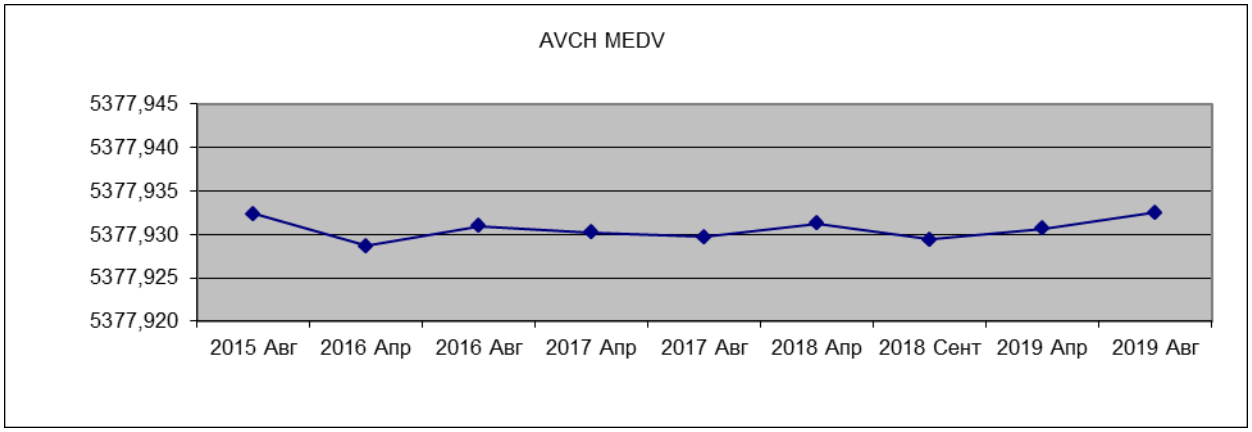


Рис. 2. Наклонные дальности по линии AVCH – MEDV

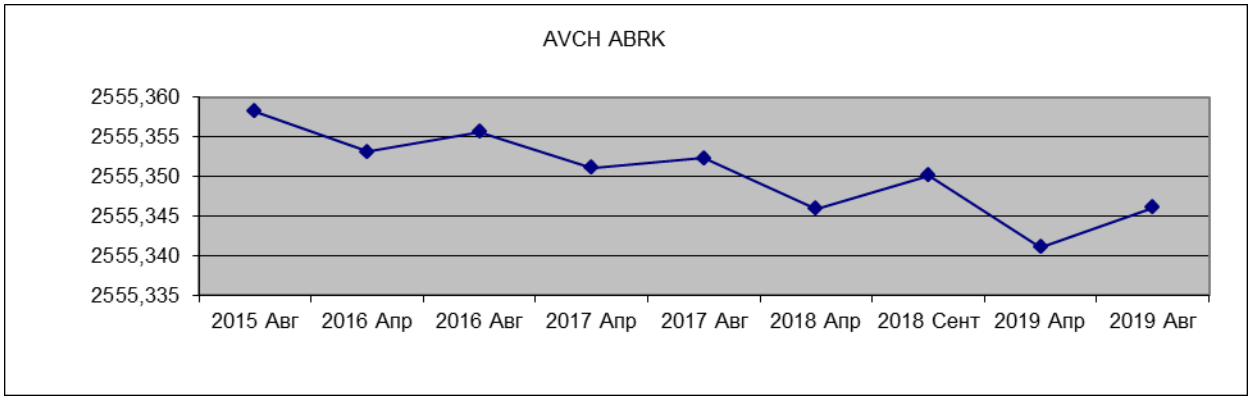


Рис. 3. Наклонные дальности по линии AVCH - ABRK

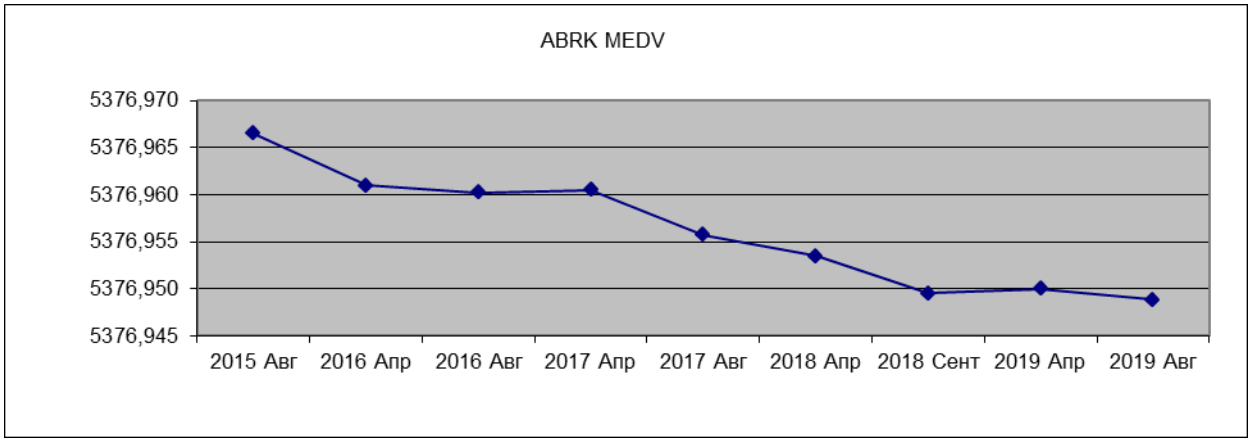


Рис. 4. Наклонные дальности по линии ABRK - MEDV

Все значимые деформации связаны с пунктом ABRK. На рис. 3 и рис. 4 представлены графики наклонных дальностей, связанные с этим пунктом. Из анализа результатов измерений стало понятно, что такие значительные изменения длин линий связаны с неудачно выбранным местом для закладки данного пункта.

В дальнейшем планируется отказаться от его использования и выбрать место для нового пункта. Также запланированы работы по установке еще нескольких постоянно действующих пунктов в районе вулкана Авачинский для развития сети.

Список литературы

1. *Кафтан В.И., Родкин М.В.* Деформации района вулкана Этна по данным GPS измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 14-24.
2. *Магуськин М.А., Миронов И.К., Магуськин К.М.* О вертикальных движениях земной поверхности в окрестностях вулкана Авачинский в период 1964-1995 гг. и перспективы продолжения этих исследований (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 38-49.

УДК 551.26,551.7

Датирование осадочно-вулканогенных отложений Северо-Востока России с помощью радиоляриевого анализа: проблемы и перспективы

Т.Н. Палечек
Геологический институт РАН, Москва, 119017; e-mail: tpalechek@yandex.ru

Одним из достижений радиоляриевого анализа стала возможность датирования мезозойских кремнистых отложений в составе лишённых макрофауны кремнисто-базальтовых толщ офиолитовых ассоциаций, широко развитых на западе Тихоокеанского складчатого пояса. В аккреционных тектонических комплексах, претерпевших неоднократные горизонтальные и вертикальные перемещения, офиолиты обычно подвергнуты деламинации, и кремнисто-вулканогенные толщи часто сорваны со своего основания. В результате деформации и тектонического скучивания коры аккреционных призм, преддужий и задуговых бассейнов в пакеты тектонических пластин и чешуй, слагающие офиолитовые террейны, иногда сгружены фрагменты кремнистых отложений большого возрастного диапазона. Такие пакеты ранее обычно рассматривались как стратиграфические последовательности и датировались зачастую произвольно, на основании экстраполяции возраста литологически сходных образований из смежных районов.

Основанная на современных методах препарирования и изучения кремнистой микрофауны под СЭМ радиоляриевая датировка глубоководных отложений и ассоциирующих с ними подушечных базальтов является одним из важных источников информации для реконструкции тектонических обстановок формирования и деструкции коры океанического типа, перемещения тектонических фрагментов в аккреционные и орогенные призмы.

Проведение стратиграфического расчленения и корреляции отложений до сих пор сталкивается с рядом трудностей. Во-первых, породы практически не содержат определимой макрофауны. Во-вторых, отложения характеризуются весьма значительной фациальной изменчивостью и крайне высокой степенью разобщённости первичной последовательности разрезов. В-третьих, регион остается труднодоступным и неравномерно, а зачастую слабо изученным. Радиолярии являются практически единственной группой микрофауны, встречаемой в вулканогенно-кремнистых отложениях.

Благодаря проведению за последние два десятилетия тематических разномасштабных работ, был изучен ряд ключевых участков в Корякском нагорье и на полуострове Камчатка. На территории Корякского нагорья наиболее детально изучены мезозойские образования в северо-западной части (р-н Усть-Бельских и Алганских гор), юго-западной (Пенжинский хребет, Прибрежный пояс Тайгоноса) и южной частях (Олюторская зона). На полуострове Камчатка, на западе изучены докайнозойские выходы пород в районе устья р. Палана – устье р. Анадырка, хребта Омгон, мыса Хайрюзова; меловые образования на Камчатском перешейке и в Срединном хребте, а также на восточной Камчатке – полуострова: Камчатский Мыс, Кроноцкий, Шипунский и некоторые другие. В результате исследований был выделен ряд тектоностратиграфических комплексов, установлен их возраст, сделаны выводы об условиях осадконакопления, для большинства комплексов проведена реконструкция первичных взаимоотношений.

Так, было установлено, что в кампанское время синхронно проходило формирование как окраинноморских (ватынская серия), так и островодужных образований (ачайваямская свита) в Олюторской зоне на юге Корякского нагорья [2], попутновской и голубовской толщ на Валагинском хребте [1], шипунской толщи и фрагментов ветловского комплекса на Шипунском полуострове (Восточная

Камчатка) [7]. Впервые установлен кампанский возраст для пород бухты Моховой (Восточная Камчатка), ранее возраст определялся как позднемеловой лишь предположительно [6]. Впервые описана и продатирована олистостромовая толща на мысе Витгенштейна (Олюторская зона, Корякское нагорье) [2] и в Паланском разрезе (Западная Камчатка) [3]. Впервые обнаружены и датированы кампаном с помощью радиоляриевого анализа фрагменты тектоностратиграфических разрезов в Усть-Бельских горах Чукотки [4]. Установлено сдваивание тектонических пластин, в ряде случаев выявлено, что кремнистые горизонты различных стратиграфических уровней были образованы в разнообразных палеоклиматических зонах. Кроме этого, при изучении тектоностратиграфических комплексов были установлены неоднократные случаи переотложения.

Анализ радиоляриевой микрофауны из различных структурно-формационных зон, расположенных в южной и северо-западной частях Корякского нагорья, показал существенную разницу в распределении таксонов, морфологии раковин и возможной связи с различными палеобассейнами в кампанское время. Для северо-западной части Корякского нагорья было впервые выделено биостратиграфическое подразделение в ранге слоя с фауной с Prunobrachium articulatum [5]. Для Олюторской зоны намечено несколько уровней: в интервале – граница сантона-кампана – маастрихт. Рассмотрена корреляция выделенных биостратонов в Корякском нагорье и на п-ове Камчатка со смежными территориями в Тихоокеанском регионе.

Установлены новые местонахождения радиолярий, расширены рамки географического распространения для некоторых таксонов, а также установлено биполярное распространение для некоторых форм. Впервые в Усть-Бельских горах Чукотки обнаружен представитель рода Aitaum в бате-оксфорде и Windalia в титоне-берриасе, ранее считавшихся распространенными только в южном полушарии. На Восточной Камчатке (п-ов Камчатский Мыс) впервые встречен в альбе-сеномане Holocryptocanium tuberculatum Dumitrica, до этого описанный из сеноманских отложений Карпат Румынии и Польши. На о-ве Шикотан впервые отмечено в кампан-маастрихтских отложениях малокурильской свиты присутствие многочисленных представителей рода Prunobrachium, относящихся к видам холодноводно-умеренных областей с биполярным распространением. Это самое южное местонахождение пруноидных форм на 43^0 с.ш. в современных координатах в северном полушарии, самое северное на 69^0 с.ш. недавно установлено в р-не Чаунской губы на Чукотке [5]. Как отмечено выше, были впервые установлены новые местонахождения пруноидных форм в Корякском нагорье и на полуострове Камчатка, и выделен уровень с Prunobrachium articulatum для Тихоокеанской окраины России. В настоящее время уровень с Prunobrachium articulatum становится субглобальным и прослежен на всей территории России: на Русской плите, Урале, Западной Сибири и Тихоокеанской окраине [5].

Таким образом, радиоляриевый анализ является одним из ведущих методов датирования мезозойских осадочно-вулканогенных образований на Северо-Востоке России, благодаря которому можно не только устанавливать возраст тектоно-стратиграфических комплексов, но и проводить палеореконструкции.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН (№ гос. регистрации АААА-А18-118021690155-7) и частично за счет средств гранта РФФИ мол_а_вед № 18-35-20037.

Список литературы

1. *Бахтеев М.К., Палечек Т.Н., Тихомирова С.Р.* Кампанские радиолярии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 52-61.

2. *Палечек Т.Н.* Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа). Автореферат канд. дисс. Москва, 1997. 25 с.
3. *Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 57-74.
4. *Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В.* Тектоностратиграфия северо-западной части Корякского нагорья (р-н Усть-Бельских гор) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55-81.
5. *Палечек Т.Н.* Распространение и стратиграфический потенциал мезозойских радиолярий семейства Prunobrachidae // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 116-129.
6. *Савельев Д.П., Палечек Т.Н.* Новые данные о возрасте кремнисто-вулканогенных отложений бухты Моховой // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 4. С. 59-63.
7. *Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П.* Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. Vol. 33. № 4. С. 3-17.

УДК 551.21

Природные катастрофы позднего плейстоцена Центральной Камчатки

М.М. Певзнер[1], Ф.Е. Максимов[2], Т.Д. Каримов[1], С.Б. Левченко[2], Р.И. Нечушкин[1], О.В. Яшина[3], В.А. Григорьев[2], А.Ю. Петров[2], В.Ю. Кузнецов[2], О.Н.Успенская[4]

[1]Геологический институт РАН, Москва, 117019; e-mail: m_pevzner@mail.ru

[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

[3]Музей природы МБУК "Череповецкое музейное объединение", Череповец

[4]ВНИИО – филиал ФГБНУ ФНЦО, Московская область, Раменский район, д. Верея

Центральную часть полуострова Камчатка между Срединным и Валагинским хребтами занимает долина реки Камчатка и ее многочисленных притоков. Во время половодий берега подмываются, обнажая внутреннее строение высоких поверхностей, слагающих долину. До настоящего времени считалось, что в самых высоких ярах можно наблюдать отложения, формировавшиеся на протяжении последних 400 тысяч лет [2], однако комплексных геохронологических исследований здесь не проводилось. Поскольку в отложениях яров должна быть запечатлена история климата, растительности, оледенений, вулканизма и тектоники полуострова со среднего плейстоцена до наших дней, определение времени формирования толщ имеет принципиальное значение.

Основная цель наших исследований – определение изотопного возраста отложений, вскрывающихся в высоких обрывах ЦКД. Для этого мы применяем два независимых изотопно-геохимических метода – радиоуглеродный и уран-ториевый. Выбор именно этих методов обусловлен, во-первых, их хронологическим диапазоном (^{14}C до 50-55 тыс. лет, ^{230}Th/U – до 350 тыс. лет), а, во-вторых, возможностью перекрестного датирования одного и того же образца, что позволяет проводить независимую взаимопроверку результатов и верифицировать получаемые даты. В качестве объекта датирования в обоих случаях используется погребенный торф. Результаты наших работ свидетельствуют о весьма хорошей сходимости результатов, полученных двумя независимыми методами [4]. Кроме того, при радиоуглеродном датировании используются почвы, древесина и кости млекопитающих [5]. Кроме того, проводилось комплексное изучение отложений (стратиграфическое, литологическое, фациальный анализ, почвоведческое, палеоботаническое, палеонтологическое и тефрохронологическое).

Наиболее известные разрезы расположены в среднем течении р. Камчатка между поселками Кирганик и Долиновка. Мы не только повторно изучили эти классические обнажения (яры Генералка, Половинка, Горелый, Средний, Большой и др.), но и существенно расширили район исследований. Так, были изучены яры Длинный, Рыбачок и Николка на р. Камчатка (между поселками Долиновка и Атласово); впервые обнаружены и изучены отложения высоких обрывов на реках Китильгиной, Караковой, Большой Кимитиной, Кирганик, Андриановка и Щапина.

В 2015-2020 гг. для опорных разрезов позднего плейстоцена, расположенных в Центральной Камчатке, получен новый массив из 140 радиоуглеродных и пяти уран-ториевых дат. По результатам комплексного датирования нами установлен изотопный возраст всех основных толщ, слагающих разрезы. Названия толщ опорных разрезов ЦКД приводятся по [1-3]. Данные о возрасте и характеристике климата морских изотопно-кислородных стадий (MIS) по [7].

Толща «синих глин» (видимое основание разрезов) формировалась на протяжении MIS 5 в интервале 120-80 тыс. л.н. Возможно, и чуть древнее (около 150 тыс. л.н.). По результатам фациально-литологического и комплексного палеоботанического анализов было установлено, что большая часть толщи представляет собой отложения пойм и стариц [6]. Для пойменных осадков характерны

алевриты и тонкие пески с крупной субгоризонтальной слоистостью; вулканические пеплы встречаются редко и никогда не выдерживаются по простиранию. Среди макроостатков доминирует хвощ. Старицы представлены в основном осоково-хвощевыми торфами, содержащими большое количество прослоев пеплов. Часто на границе смены осадконакопления пойма/старица фиксируются погребенные горизонты древесины типа плавника. В некоторых разрезах мы зафиксировали и отложения водоемов, для них характерен преимущественно алевритовый состав осадков, дробная тонкая горизонтальная слоистость, а также значительное количество пепловых прослоев, хорошо выдержанных по простиранию. Среди макроостатков доминируют диатомовые водоросли, высшие растения представлены в основном зелеными мхами, водными растениями (рдест), присутствуют ветвистоусые рачки (кладоцера) и спикулы губок. Такая ассоциация биоостатков свидетельствует о неглубоких (до 3-10 м) слабопроточных водоемах. Однако, озерные отложения имеют ограниченное распространение.

Толща «косослоистых песков» формировалась на протяжении MIS 4 – первой половины MIS 3 в интервале дат от 80 до 46 тыс. л.н. Наличие в толще нескольких прослоев торфа, содержащего вулканические пеплы, позволило нам предполагать, что «пески» были сформированы минимум за три эпизода. Залповый тип отложения, особенности пространственного распространения и минералогического состава (например, обилие слюды, характерной для кислых вулканитов Срединного хребта Камчатки), позволяет предполагать, что «пески» были переотложены со склонов Срединного хребта в результате схода серии гигантских паводков, возможно, в результате прорыва подпрудных озер или даже течения грунтов. По результатам изучения и датирования костей мамонтовой фауны Центральной Камчатки установлено, что начальный пик предельных дат (около 46 тыс. кал.л.н.) хорошо коррелирует с возрастом позднего эпизода образования толщи «косослоистых песков». А наличие запредельных определений возраста можно объяснить тем, что эти кости вымывались из отложений «песков» раннего и среднего эпизодов их образования. Примечательно, что подавляющее большинство находок костей территориально связано с ярами, в которых вскрываются отложения «косослоистых песков».

«Мореноподобная толща», ранее интерпретируемая как среднеплейстоценовая морена, состоит из исключительно хорошо окатанного каменного материала (галька) и часто содержит в себе погребенную древесину, что не согласуется с ледниковым генезисом отложений. В нескольких разрезах было установлено, что эти отложения слагают верхнюю пачку поздней порции толщи «косослоистых песков», иногда как бы влагаясь в «пески». Результаты радиоуглеродного датирования также подтвердили одновозрастность этих событий (около 46 тыс. лет). По-видимому, «мореноподобная толща» представляет собой грязевой поток (сель), сошедший с восточных склонов Срединного хребта по долине реки пра-Кимитиной.

Галечник, сразу перекрывающий «морену», безусловно, отвечает русловому аллювию древних рек и показывает нам положение палео-русел, заложившихся в долине сразу после природной катастрофы 46 тыс. л.н. После этого наступает период относительного покоя, и долина начинает постепенно восстанавливаться.

На галечниках начинают формироваться пойменные отложения (так называемые ***«аллювиальные межледниковые»),*** иногда отложения стариц (торф в Яру Ближнем, почва в Яру Промежуточном). Реки, по-видимому, начинают сильно врезаться, стремясь вернуться к привычному базису эрозии, и, следовательно, начинают обнажаться толщи «косослоистых песков». Гигантские массивы песков, заполнившие долину Центральной Камчатки, начинают перевеваться, образуя мощные толщи ***«покровных супесей»***. Для толщ «аллювиальных межледниковых отложений» и «покровных супесей» получен массив из 18 ^{14}C дат (in situ) от 30 до 43 тыс. (т.е. моложе 46 тыс. кал.) лет.

Прорывы подпрудных озер на границе плейстоцен/голоцен. В это же время (не позднее 44 тыс. л.н.) в среднем течении р. Китильгиной начинает формироваться мелководный водоем, который подпруживается чуть выше современного устья ручья Качкеек, по-видимому, отложениями обвала. В Яру Березовом эоловая толща «покровных супесей» фациально замещается озерными отложениями, в которых отлагаются вулканические пеплы (22 горизонта). Прорыв и спуск палео-Китильгинского озера зафиксирован нами на самой заре голоцена – чуть позже 11 тыс. л.н.

Хронологическая граница плейстоцен/голоцен характеризуется прорывом еще одного обширного подпрудного озера, которое было расположено в среднем течении р. Щапиной. Подпрудой служил крупный обвал, который до сих пор прекрасно выражен в рельефе. Возраст образования подпруды уточняется, но то, что спуск палео-Щапинского озера произошел относительно недавно и исключительно бурно – это уже установлено. «Щапинские пески» 50-метровой мощности установлены нами в Яру Рыбачок, а ранее они же были описаны О.А. Брайцевой с соавторами [1] и Н.П. Куприной [3] в Яру Каледеч. В нижнем течении р. Щапиной хорошо видны морфоструктуры, которые можно интерпретировать как гигантские знаки ряби, что подтверждает наше предположение о катастрофическом прорыве озера (рис. 1). Хорошая сохранность морфоструктур свидетельствует об их относительной молодости. Предположительно, прорыв озера имел место около 12 тыс. л.н. и точно не ранее 16 тыс. л.н. Мощные толщи «Щапинских песков» слагают водораздел рек Камчатки и Караковой. Источником этих песков могут служить обширные обвальные тела, расположенные на правобережье верхнего течения р. Щапиной.



Рис. 1. «Щапинские пески» в яру Рыбачок (а, б). Морфоструктуры типа гигантских знаков ряби, связанные с прорывом палео-Щапинского озера (в).

Причины катастрофических перестроек орогидрографии Центральной Камчатки. В процессе изучения разрезов нами были установлены множественные горизонты сейсмитов – отложений, структурно преобразованных палеосейсмической активностью (рис. 2). Примечательно, что разнообразные сейсмиты обычно приурочены к кровле отложений единичной толщи. Этот факт позволяет предполагать,

что резкие смены осадконакопления в изученных разрезах, прежде всего, обусловлены высокомагнитудными землетрясениями.

Выводы. По результатам проведенных исследований впервые детально стратифицированы и датированы отложения целой серии опорных разрезов Центральной Камчатки. В значительной степени пересмотрен генезис отложений. Установлено, что подавляющее большинство отложений формировались не в среднем, а в позднем плейстоцене. Предположение о ледниковом происхождении «мореноподобной толщи» не подтвердились. Показано, что некоторые толщи формировались в геологическом смысле моментально, фиксируя крупные природные катастрофы, вызванные высокомагнитудными землетрясениями. Наиболее значительные эпохи катастроф зафиксированы в интервале 80-46 и 16-11 тыс. л.н.

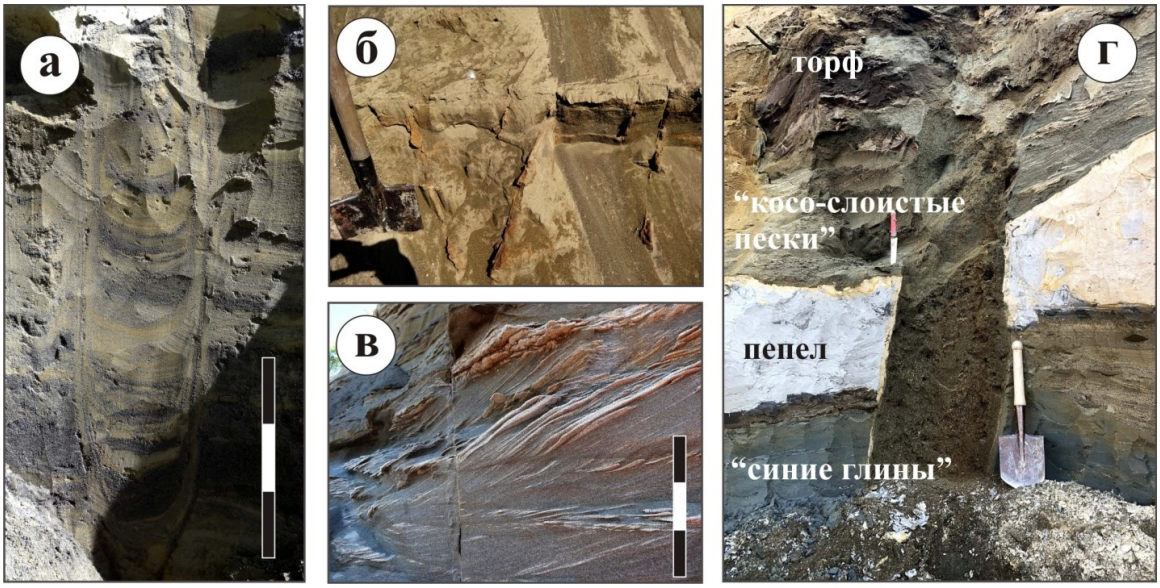


Рис. 2. Сейсмиты в позднеплейстоценовых отложениях Центральной Камчатки.
а – толща «покровных супесей», яр Девичий; б-в – толща «косослоистых песков»: б – яр Средний, в – яр Длинный; г – толща «синих глин», яр Геркулес на р. Китильгина.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме ГИН РАН № 0135-2019-0059 и при поддержке проектов РФФИ №№ 17-05-00352 и 20-05-00085.

Список литературы

1. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.
2. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.* Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений центральной камчатской депрессии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 121-130.
3. *Куприна Н.П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки // Труды ГИН АН СССР, вып. 216. М.: Наука, 1970. 148 с.
4. *Максимов Ф.Е., Певзнер М.М., Петров А.Ю. и др.* Возраст толщи "косослоистых песков" опорного разреза яр Средний (Центральная Камчатка) по данным комплексного 230Th/238U и 14C датирования торфа // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 59-64.
5. *Певзнер М.М., Яшина О.В., Смышляева О.И. и др.* Опорные разрезы рыхлых отложений позднего-среднего плейстоцена Камчатки: современное состояние, проблема возраста и перспективы изучения // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 1. С. 60-89.
6. *Певзнер М.М., Каримов Т.Д., Нечушкин Р.И.* Толща «синих глин» Центральной Камчатки: возраст и проблема происхождения // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 102-105.
7. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // Paleoceanography. 2005. V. 20. PA1003. DOI:10.1029/2004PA00107

УДК 550.343

Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на X 2019 – IX 2024 гг.; развитие методики мониторинга сейсмического процесса на основе энтропийных оценок

А.В. Соломатин
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: alf55@mail.ru

Приведены результаты работ по методу долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) для Курило-Камчатской дуги и пятилетний прогноз на период X 2019 – IX 2024 гг. Показаны особенности развития сейсмического процесса с I 2019 г. В качестве развития методики выделения наиболее сейсмически опасных участков Курило-Камчатской сейсмогенной зоны разработан и представлен информационно-энтропийный подход к оценкам статистических параметров сейсмичности.

Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на X 2019 – IX 2024 гг. (по оценкам на октябрь 2019 г.)

Апробированный метод долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) основан на закономерностях размещения очагов сильнейших землетрясений (сейсмические бреши) и сейсмического цикла [2-4]. Последнее изложение метода ДССП, дополнений к нему, а также прогноз на VI 2019 – V 2024 гг. приведены в работе [6].

В соответствии с данными на основе регионального каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН за предыдущий пятилетний период, наиболее вероятными местами следующих сильнейших землетрясений с $M \geq 7.7$ и глубиной очагов $H \leq 80$ км на период X 2019 – IX 2024 гг. остаются (рисунок):

– участок 11*б*, Южная Камчатка – вероятность землетрясения, с $M \geq 7.7$, $P(M \geq 7.7)$ в указанный период в этом участке и имеющего силу до 8 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, равна 20.2 %;

– для Авачинского залива, участок 12*б*, вероятность такого землетрясения силой до 9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский равна 14.7 %.

Суммарная вероятность землетрясений с $M \geq 7.7$ в участках 11*а*, 11*б*, 12*а*, 12*б*, 13*а*, 13*б*, которые могут иметь силу 7-9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, может достигать на следующее пятилетие 47.7 %.

На Курильских островах наиболее высока сейсмическая опасность в районе Средних Курильских о-вов (6, 8 и 9 участки) – общая пятилетняя вероятность сильнейшего землетрясения $M \geq 7.7$ здесь составляет 26.5 %. Эта обширная сейсмическая брешь является второй по степени сейсмической опасности.

Отмечена повышенная сейсмическая опасность также в районе Камчатского залива (участок 15), где $P(M \geq 7.7) = 7.6$ %, и в районе мыс Сириха – п-ов Немуро (участок 1), где $P(M \geq 7.7) = 7.1$ %.

Участок 10 на Северных Курильских островах находится между двумя крупнейшими опасными сейсмическими брешами (рисунок), и по-прежнему характеризуется высокой сейсмической активностью. Возможно, что значительная его часть также окажется в области очага следующего сильнейшего землетрясения.

В остальных участках сейсмогенной зоны Курило-Камчатской дуги вероятность $P(M \geq 7.7)$ сопоставима со средней пятилетней – 3.6-4.2 %, или существенно ниже.

Таким образом, по данным на октябрь 2019 г. участки 11 и 12 являются наиболее вероятными местами очага следующего в регионе сильнейшего землетрясения с ожидаемой интенсивностью 8-9 баллов в районе г. Петропавловск-Камчатский.

Сейсмологические данные за последний год показывают существенно повышенную сейсмическую активность в пределах практически всей сейсмоактивной зоны в районе восточного побережья Камчатки и о-ва Парамушир.

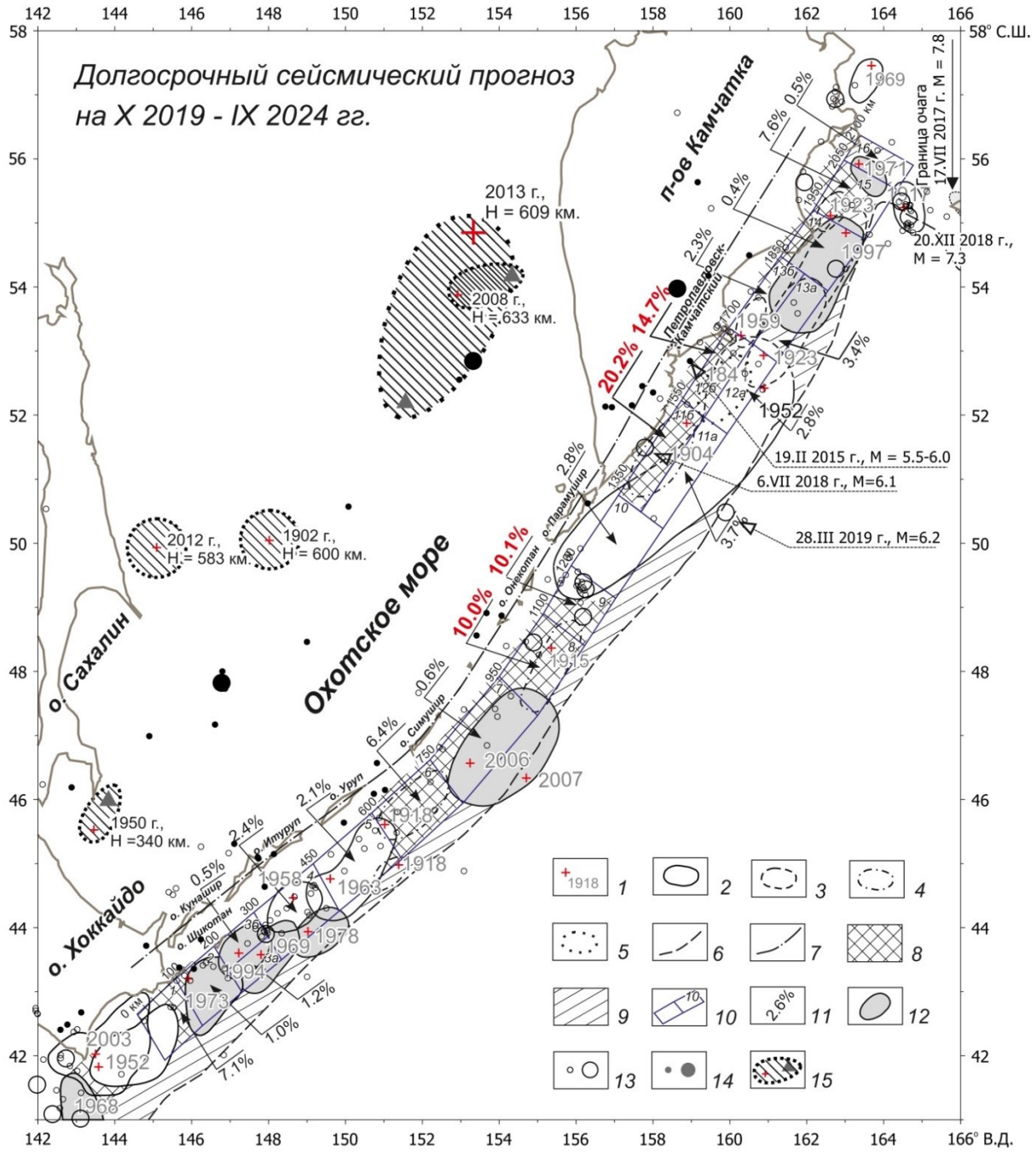


Рисунок. Карта долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги, очагов курило-камчатских землетрясений 1902-2019 гг. с $M \geq 7.7$ и вероятностей возникновения неглубоких ($H < 80$ км) таких землетрясений в X 2019 – IX 2024 гг. во всех участках полосы прогноза. Условные обозначения: 1 – инструментальные эпицентры и годы главных толчков землетрясений с $M \geq 7.7$; 2 – границы очагов землетрясений с $M \geq 7.7$, проведенные с точностью 10 км; 3 – участки тех же границ, проведенные с меньшей точностью; 4 – вероятные области очагов землетрясений 1904-1918 гг. с $M \geq 7.7$; 5 – предполагаемая область очага 1841 г.; 6 – оси глубоководных желобов; 7 – ось вулканического пояса Курило-Камчатской дуги; 8 – наиболее вероятные места следующих землетрясений с $M \geq 7.7$; 9 – возможные места следующих таких землетрясений; 10 – границы и номера участков прогноза; 11 – вероятности неглубоких землетрясений $M \geq 7.7$ в X 2019 – IX 2024 гг.; 12 – области очагов землетрясений с $M \geq 7.7$, которые произошли после 1965 г. в предсказанных сейсмических брешах; 13 – эпицентры неглубоких землетрясений, произошедших в период IX 2014 г. – IX 2019 гг., меньший кружок, соответствует mb = 5.0-5.9, больший – mb = 6.0-7.3, $H < 80$ км; 14 – то же с $H \geq 80$ км; 15 – эпицентры и предположительные области очагов глубоких ($H > 300$ км) сильнейших землетрясений, треугольники – положение их главных афтершоков. Средняя вероятность возникновения курило-камчатских землетрясений с $M \geq 7.7$ в одном месте в течение 5 лет равна 3.6-4.2%. Использованы данные КФ и СФ ФИЦ ЕГС РАН и NEIC USGS.

Исследование развития сейсмического процесса на основе временных вариаций энтропийных оценок

Для оценок сейсмической опасности различных участков сейсмоактивной зоны, как и в предыдущей работе [5], предлагается рассмотрение временного хода кумулятивных параметров сейсмического процесса. Такой выбор определяется тем, что важной характеристикой сейсмичности является длительность вариаций представляющих ее параметров, что отражают именно интегральные характеристики.

Удобной для изучения случайных процессов является оценка энтропии Шеннона, имеющая необходимый для целей настоящей работы аддитивный вид, и отражающая степень однородности распределения в интервале [0…1], определяемого в качестве вероятности некоторого параметра p:

$$S = -\Sigma\, p_i \cdot Ln(p_i). \qquad (1)$$

Как показано ниже, в настоящей работе важна упорядоченность величин исследуемых параметров по времени: p_i – вероятность величины исследуемого параметра x, наблюдаемого в момент времени t_i на основе соответствующей выборки наблюдений объемом N: $\{x_1 \dots x_N\}$.

Указанные вероятности p_i могут быть получены дискретизацией параметра $x(t_i)$ с некоторым интервалом Δ:

$$x(t_i) - \Delta/2 \le x_i < x(t_i) + \Delta/2. \qquad (2)$$

При этом вероятность p_i определяется на основе выражения:

$$p_i = \Sigma\, \delta(x_i, x_j)/N, \qquad (3)$$

где суммирование ведется по индексу j в интервале [1 ... N], а $\delta(x_i, x_j)$ – функция Кронекера, равная 1, если $x_i = x_j$, и нулю – в противном случае.

Для получения величин p_i возможно также использование более общих выборок, которые могут считаться в этом случае генеральными совокупностями, или обоснованных аналитических зависимостей. В этом случае результат будет в большей степени определять особенности исследуемой выборки на фоне всех данных, которые предполагается использовать, а дискретизация может быть более точной.

Для дискретизации наблюдаемых параметров, которые, как правило, имеют выраженное нелинейное распределение, можно применить их преобразование в промежуточные вероятностные оценки, интегральное распределение которых достаточно близко к интегральному равномерному. В настоящей работе, как и ранее в [5], предлагаются известные законы: экспоненциальное распределение или распределение Вейбулла-Гнеденко – для промежутков времени между последовательными событиями, и закон повторяемости землетрясений – для их величин.

Наряду с общими оценками энтропии S по исследуемой выборке в целом, важное, как предполагается, значение имеет временной ряд $S_i = S(t_i)$, в котором суммирование производится на множестве $\{p_1 \dots p_i\}$, соответствующем упорядоченному множеству моментов наблюдения $\{t_1 \dots t_i\}$:

$$S_i = -\Sigma\, p_j \cdot Ln(p_j), \qquad (4)$$

Такой подход на основе кумулятивных рядов, неоднократно использованный автором ранее, для энтропийных оценок, как правило, не применяется, вероятно, из-за недооценки возможностей интегральных кривых. Тем не менее, построенный таким образом ряд отражает временную структуру вариаций энтропии S в ходе развития сейсмического процесса. Можно показать, что в случае использования в качестве исследуемого параметра x энергетических классов, вариации K_S, ход кривых энтропии S^K с большой точностью отражает изменения функции от оценок наклона графика повторяемости, полученных на основе метода максимального правдоподобия [7]:

$$\gamma = Lg(\mathrm{e})/(K_{ср.} - K_{мин.}), \qquad (5)$$

где $K_{мин.}$ – минимальный уровень используемого в наблюдениях энергетического класса.

Можно предположить, что в этом случае энтропия S^K, в качестве функции состояния системы, отражает временные вариации режимов сейсмического течения [1].

В случае наиболее сильных (M = 8-9) землетрясений заметные вариации S^K, отражающие подготовку сейсмоактивной среды в области будущего очага, носят долгосрочный характер. Это очень важно для задачи долгосрочного уточнения наступления III, завершающей стадии сейсмического цикла в методе ДССП, но недостаточно для среднесрочных и краткосрочных оценок сейсмической опасности.

Таким образом, мониторинг состояния сейсмоактивной области на основе параметра S^K должен быть дополнен другими данными. В частности, предлагаются результаты работы [6], а также новый параметр – на основе энтропии S^T, строящийся по предложенной выше схеме, где в качестве наблюдаемого параметра выбран временной интервал между последовательными землетрясениями $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$ в некоторой пространственной области. Как предполагается, такой параметр отражает степень взаимодействия землетрясений на основе модели распределения Вейбулла-Гнеденко или другого, близкого по свойствам распределения. Здесь, как и в случае энтропии S^K, важно отметить, что предлагаемая схема достаточно гибка и устойчива относительно выбора статистической модели. В случае реально наблюдаемой неопределенности и сильной неоднородности свойств сейсмического процесса такую устойчивость можно отнести, скорее, к достоинствам предлагаемого метода.

При построении указанных оценок энтропии S^K или S^T, в зависимости от масштаба рассматриваемых явлений, рассматриваемая область может быть ограничена как небольшими активизациями, так и значительно большими зонами предполагаемых очагов готовящихся землетрясений, и вплоть до всего Камчатского участка сейсмогенной зоны. Кроме того, важны ограничения по глубине используемых сейсмических событий, т.к. на разных глубинах сейсмичность отражает принципиально разные стороны сейсмотектоники.

В целом, полученные в работе результаты являются существенным развитием предложенных ранее подходов, направленных на повышение надежности и точности прогнозов сейсмической опасности на основе метода ДССП.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта № 18-5-002 Программы ДВО РАН «Дальний Восток».

Список литературы

1. *Востриков Г.А.* Связь параметров графика повторяемости, сейсмического течения и очага землетрясения. М.: ГИН РАН, 1994. 292 с. (Тр. ГИН; Вып. 482).
2. *Федотов С.А.* О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды Института Физики Земли АН СССР. № 36 (203). М: Наука, 1965. С. 66-93.
3. *Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.
4. *Федотов С.А.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.
5. *Федотов С.А., Соломатин А.В., Кирюхин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на XI 2018 – X 2023 гг.; развитие методики мониторинга сейсмического процесса // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019 г. С. 132-135.
6. *Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз (ДССП) для Курило-Камчатской дуги на VI 2019-V 2024 гг.; свойства предшествующей сейсмичности в I 2017-V 2019 гг. развитие и практическое применение метода ДССП // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 6-22.
7. *Aki K.* Maximum likelihood estimate of b in the formula lg N = a – bM and its confidence limits // Bull. Earthq. Res. Ins. 1965. V. 43. P. 237-239.

УДК 550.34

О некоторых особенностях глубинной структуры литосферы в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (субдукция или спрединг?)

И.С. Улыбышев[1], Л.И. Гонтовая[1], З.А. Назарова[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: smile@kscnet.ru

[2]Камчатский филиал Федерального исследовательского центра Единой Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский

Геофизические поля, морфология, особенности магматизма и составов изверженных пород, их возраст изменяются вдоль простирания Камчатки. На севере, в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (ОД), эти изменения приобретают особый характер; в целом меняется структура и свойства литосферы как на территории полуострова, так и акватории Камчатского залива, включая область глубоководного желоба, точнее, пересечения желобов. На сегодняшний день, усилиями морских экспедиций ИВ ДВО РАН, они достаточно хорошо изучены и освещены в отечественной и зарубежной печати. Их обобщение и представления о природе предполагаемых глубинных процессов на рассматриваемой территории приведены, в частности, в работе [5]; в целом, они не выходят за рамки гипотезы тектоники плит. Если коротко, эти представления состоят в следующем: аномальный разогрев СЗ края Тихоокеанской плиты (ТП) (о чем свидетельствуют данные по тепловому потоку, магнитные, плотностные и другие физические характеристики земной коры), в частности, на территории Камчатского залива, приводит к изменению механизма субдукции на северном отрезке ОД по сравнению с южным. Более «теплая» и «легкая» (на ~0.005 г/см^3 согласно [5]) ТП (слэб) погружается под Камчатку под меньшим углом; это, в свою очередь, приводит к развороту сейсмофокальной зоны (СФЗ) на СЗ (рис. 1А), смещению вулканического пояса на запад и другим кардинальным изменениям региональной структуры полуострова. Заметим, что к рассматриваемому участку побережья Камчатского залива приближена структура Императорского разлома: здесь он пересекает возвышенность Обручева и, вероятно, имеет продолжение на полуострове. Согласно геологическим данным с разворотом СФЗ связан поперечный разлом СЗ простирания, который определяет основные особенности структуры севера полуострова. В геоэлектрической модели земной коры он выделяется в виде протяженной поперечной зоны аномальных значений удельного электрического сопротивления и полосы высоких градиентов поля силы тяжести (в редукции Буге) [4]. Несмотря на существующие, и в большинстве своем как будто обоснованные, гипотезы относительно природы глубинных геодинамических процессов на СЗ окраине ТП (нам не известен источник разогрева плиты), остаются вопросы, которые заслуживают внимания.

Так, в районах Северной группы вулканов (СГВ) и протяженной территории (побережье Камчатского залива, мыс Камчатский, подножья подводного вулкана Пийпа и массива Вулканологов) в составах изверженных пород встречены позднеплейстоценовые магнезиальные базальты. Они по составу и своим петролого-геохимическим характеристикам наиболее близки к примитивным магмам [1]. Такой комплекс пород обычно считается производной внутриплитного магматизма и может быть связан с расколом (спредингом) плит. В районе СГВ из этих пород сложены вулканы Харчинский и Заречный, они встречены в продуктах извержений некоторых побочных конусов Ключевского вулкана. Эти фактические данные (не гипотезы) должны найти свое место при реконструкциях геодинамической обстановки. Вероятно, каким-то образом они проявляются и в данных глубинной геофизики.

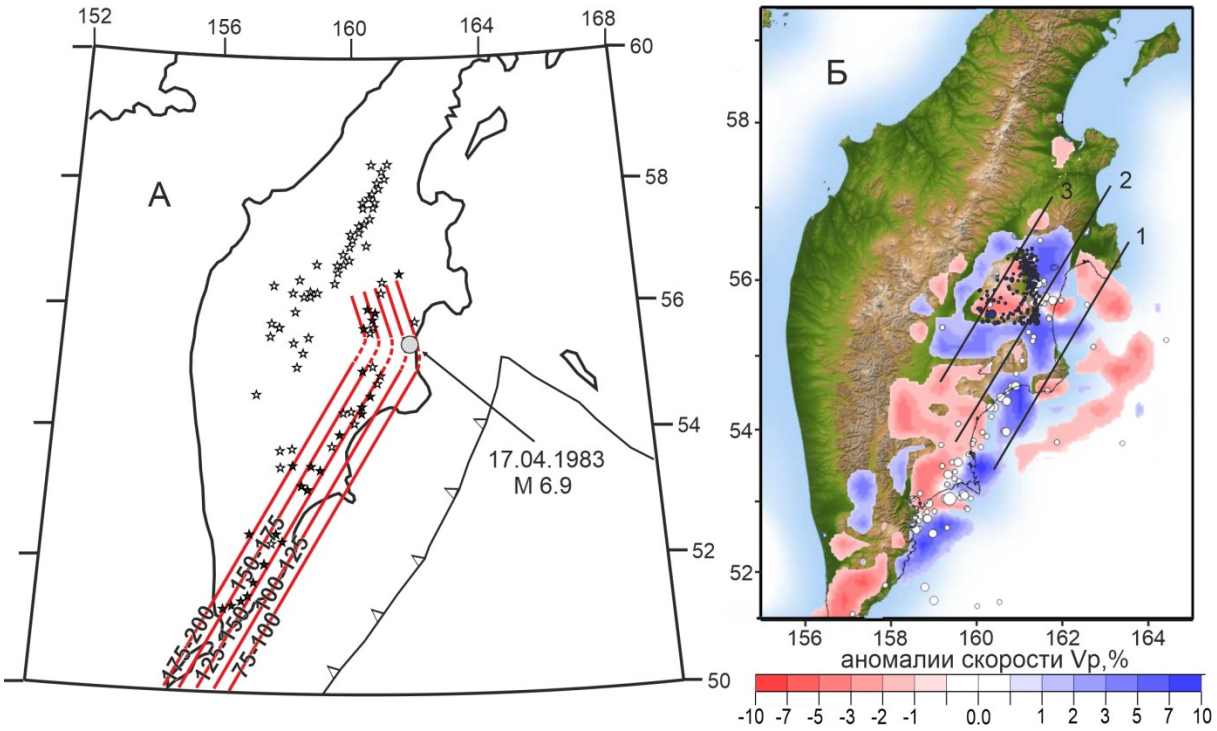


Рис. 1. Особенности сейсмичности верхней мантии Камчатки. Изолинии глубины залегания «средней линии» сейсмофокального слоя (км) и расположение эпицентра землетрясения 17.08.1983 г. (А). Горизонтальное сечение глубинной трёхмерной скоростной модели Камчатки на глубинах 100-120 км (Б) и расположение вертикальных сечений модели (рис. 2).

Как известно, большинство сильных землетрясений в пределах Камчатской ОД (как и других дуг) характеризуются тем, что обе нодальные плоскости ориентированы вдоль ОД, что соответствует представлениям о современных процессах субдукции в ОД. Однако, бывают исключения; к примеру, 17.08.1983 г. в верхней мантии на глубине около 100 км произошло сильное землетрясение с магнитудой 6.9; эпицентр этого события расположен на побережье Камчатского залива (рис. 1А) и приурочен к области разворота СФЗ на СЗ. Согласно некоторым его особенностям [3], землетрясение было отнесено к типу внутриплитных. Судя по картине глубинной сейсмичности, это событие произошло в интервале глубин с резким (близко к вертикали) изменением угла наклона СФЗ. Возможно, подобных событий на глубине 100 км и более происходит относительно много, однако они слабо интенсивны и их механизм не определяется. Мы предполагаем, что этот кластер сейсмических событий в области разворота СФЗ обусловлен разрывом и смещениями уплотненных блоков верхней мантии. Трудно предположить их связь со слэбом, присутствие которого выражено слабо (или не выражено вообще).

Последнее время приоритет при изучении глубинного строения литосферы и более глубоких частей верхней мантии принадлежит сейсмической томографии. На Камчатке этот метод получил широкое распространение, в частности в модификации инверсной лучевой томографии. Здесь приводятся некоторые фрагменты трехмерной скоростной модели в аномалиях скорости продольных и поперечных волн (*Vp* и *Vs*, соответственно) по отношению к средней для Камчатки. Модель разработана совместными усилиями ИВиС ДВО РАН, ИДГ РАН, Университетов Франции (г. Страсбург) и Швейцарии (г. Цюрих); исходные данные взяты из регионального каталога КФ ГС РАН. Особенности структуры литосферы в объемном варианте, как нам представляется, наилучшим образом должны быть заметны на вертикальных сечениях 3D скоростной модели, ориентированных по простиранию основных структур полуострова (рис. 2).

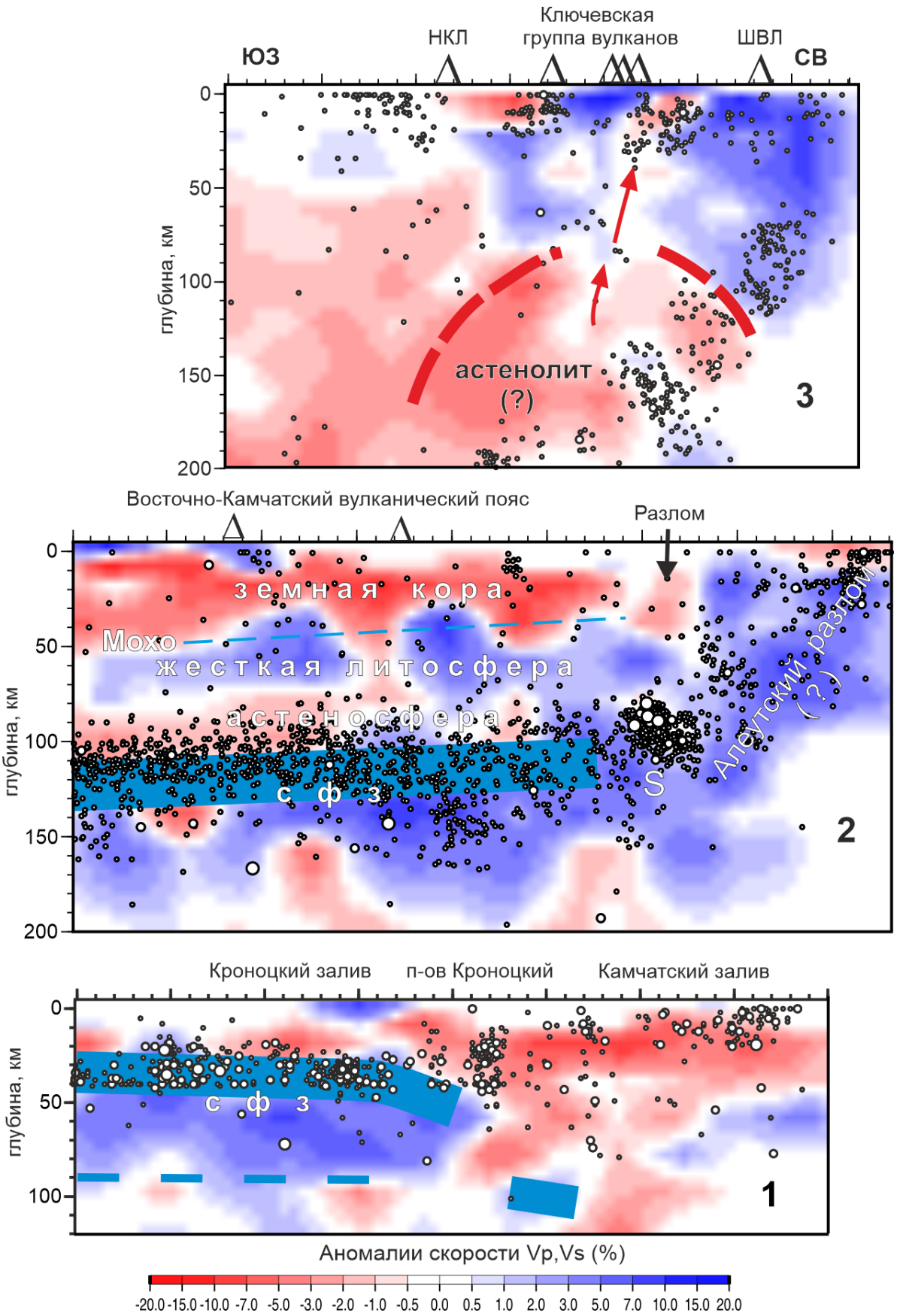


Рис. 2. Вертикальные сечения глубинной трёхмерной скоростной модели Камчатки [2].

Один из разрезов (в аномалиях *Vp*) проходит через акватории Кроноцкого и Камчатского заливов; очевидно, что литосфера последнего отличается пониженными значениями *Vp* и, согласно данным о тепловом потоке, она более «теплая». Второй

разрез (также в аномалиях *Vp*) ориентирован вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса (ВКВП) и, севернее, проходит по побережью Камчатского залива. Согласно рисунку аномалий, под ВКВП структура литосферы относительно упорядочена и в целом можно выделить слои: коровый, жесткий верхней литосферы и астеносферный. Эта «упорядоченность» к северу от п-ова Кроноцкого исчезает, и структура литосферы в целом представляет область «сочленения» разноориентированных разломных зон. Одна из этих зон, вероятно, приурочена к развороту СФЗ и «завершению» ВКВП, а вторая связана с глубинным разломом Алеутского простирания. Для этого участка характерен повышенный уровень сейсмичности, здесь же, на пересечении этих активных структур (зона S) расположен гипоцентр рассмотренного выше внутриплитного землетрясения. Скоростной разрез 3 (в аномалиях *Vs*) проходит вдоль Центрально-Камчатской депрессии и пересекает СГВ. Под Ключевской группой вулканов в верхней мантии выявлена скоростная аномалия, вероятно, свидетельствующая о присутствии магматических расплавов. Здесь, согласно глубинной геоэлектрической модели, слой с аномальными значениями удельного электрического сопротивления (8 Ом·м) отмечен на глубине около 70 км [4]. Положение вероятной зоны мантийного магмопитания КГВ показано на горизонтальном сечении 3D модели (рис. 1Б).

Исходя из особенностей скоростного строения литосферы северной части Камчатки, нам представляется, что она сформирована, скорее всего, процессами «раздвига» (спрединга) земной коры и верхней мантии. В скоростной модели мы не увидели результата механизма субдукции.

Список литературы

1. *Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др*. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 5-18.
2. *Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Попруженко С.В. и др.* Глубинная модель верхней мантии Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 90-104.
3. *Гордеев Е.И., Мельников Ю.Ю., Чебров В.Н. и др*. Форшок-афтершоковый процесс Камчатского землетрясения 17 августа 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 81-96.
4. *Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г.* Глубинная геофизическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2004. № 6. С. 54-67.
5. *Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский. Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга. 2009. 191 с.

УДК 550.394

Расчет вероятного отступания береговой линии в результате косейсмического опускания побережья Кроноцкого залива

А.Л. Хомчановский
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: khomscience@mail.ru

Проведено математическое моделирование вероятного отступания береговой линии в результате косейсмического опускания побережья Кроноцкого залива по модели Брууна. Расчеты проводились для амплитуд опускания на 0.5, 1 и 2 метра. По результатам моделирования величина смещения берега составила от 55 до 250 метров.

Введение

Целью данного исследования был расчет отступания берега вследствие вертикальных косейсмических деформаций, происходящих в результате субдукционных землетрясений, для оценки воздействия катастрофических природных процессов на побережья. Исходные данные для моделирования получены при полевых палеосейсмологических работах к северу от устья р. Жупанова в районе р. Кедровая на побережье Кроноцкого залива. Для расчета была выбрана модель Брууна, в основу которой заложены зависимости отступания береговой линии от подъема уровня моря. Вероятное относительное повышение уровня моря в результате косейсмических вертикальных опусканий земной поверхности, по данным [1], для района исследования составляет от 0.5 до 2 м. Эти величины и были выбраны для моделирования.

Методика исследований: краткое описание модели Брууна

Бруун [3] впервые предложил модель скорости отступания береговой линии, основанную на повышении уровня моря (рис. 1). Правило Брууна предполагает двумерную модель, где величина горизонтального перемещения береговой линии вглубь прилегающей к водоему суши прямо пропорциональна величине изменения уровня воды и ширине подвергающегося воздействию волн подводного берегового склона и обратно пропорциональна глубине на внешней границе склона. Количественно эти зависимости описаны следующими формулами:

$$R = \frac{L}{B + h_*} S, \qquad (1)$$

где R – смещение берега; S – изменение уровня водоема; L – расстояние активной части профиля от пляжа до глубины замыкания h_* (2); B – высота бермы.

Р.Д. Халлермайер [4] связывает глубину замыкания (предельная глубина, до которой происходит перемещение наносов, а, следовательно, и текущие колебания формы профиля) с параметрами экстремального волнения вне береговой зоны (“на глубокой воде”) продолжительностью не более 12 часов в год:

$$h_* = 2.3 H_{S\infty} - 10.9 \frac{H_{S\infty}^2}{L_\infty}, \qquad (2)$$

где $H_{S\infty}$ – высота волн обеспеченностью 13% в системе, называемая также высотой «значимой» или «существенной» волны (significant wave height), на глубокой воде; L_∞ – длина волны на глубокой воде. Под «системой» волн подразумевается совокупность волн, наблюдаемых в данной точке за период одного срока наблюдения в 20-30 минут или из 100 подряд идущих волн (в отличие от режима волнения, подразумевающего параметры волн, возможные 1 раз в «N» лет, т.е. за многолетний период) [2].

Вышеуказанные зависимости можно также представить в следующем виде:

$$R = \frac{1}{\tan\theta} S, \qquad (3)$$

где $\tan\theta$ – средний угол подводного берегового склона, который примерно равен $(B + h)/L$. Для песчаного пляжа θ примерно равен 0.01-0.02. Таким образом, прямая зависимость отступания берега от изменения уровня моря будет составлять от R=50S до R=100S [5].

Впоследствии правило Брууна было дополнено и развито другими учеными [5, 6]. Основная суть этого правила заключается в том, что при подъеме уровня водоема материал, смываемый с надводной части профиля, отлагается в нижней части склона, происходит отступание аккумулятивного берега в результате размыва верхней части профиля подводного берегового склона. Объем размыва примерно равен объему материала, накопившегося в приурезовой полосе дна, а общее повышение поверхности дна в результате аккумуляции наносов в нижней части профиля подводного берегового склона соответствует величине подъема уровня моря.

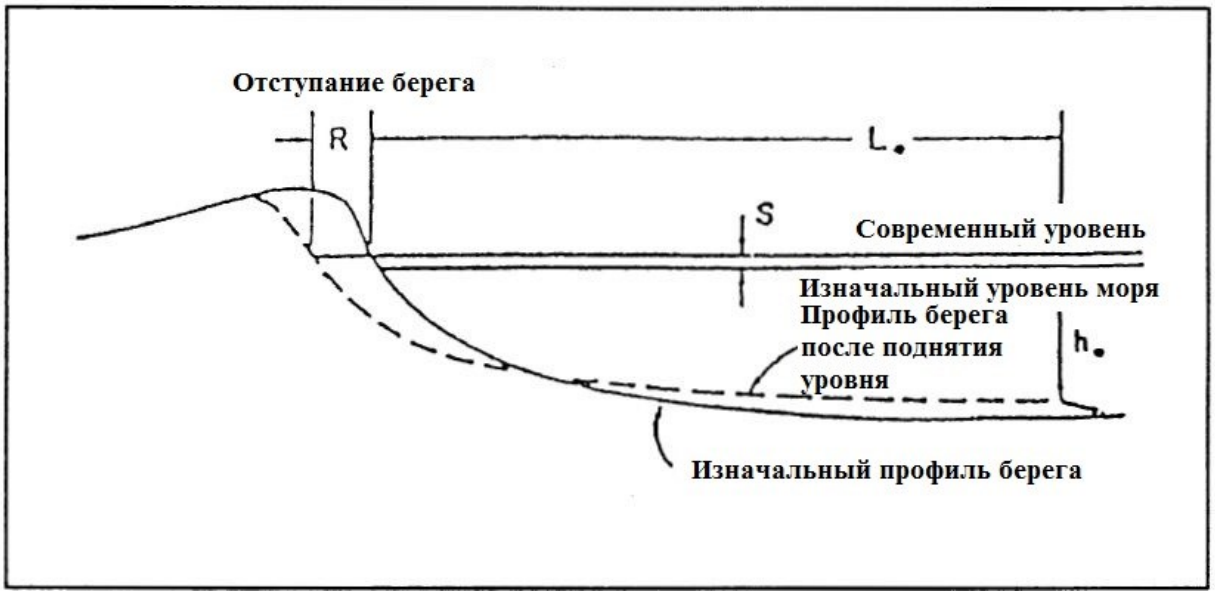


Рис. 1. Графическое отображение правила Брууна

У данной модели имеется один существенный недостаток. Правило Брууна является двухмерным и не учитывает вдольбереговой транспорт наносов, который на океанических берегах может быть весьма существенным. Существует ряд других моделей для расчета отступания берега в связи с изменением уровня моря [6]. Однако многие из них носят локальный характер и используются для частных случаев. Модель Брууна является наиболее универсальной, ею пользуются многие исследователи для изучения береговых процессов, связанных, в том числе, с вертикальными косейсмическими деформациями, особенно на тихоокеанском побережье США. Этим обусловлен выбор именно этой модели для исследования камчатского побережья.

Полученные результаты: расчет отступания берега по модели Брууна в Кроноцком заливе

По вышеописанным формулам была рассчитана величина отступания берега для подъема уровня моря (S) на 0.5 м, 1 м и 2 м. Для расчета глубины замыкания были использованы максимальные волнения по данным за период с 1955 по 1960 гг. Для морской прибрежной станции Семячик максимально зафиксированная волна равна 8.5 м. По формуле (3) глубина замыкания (h_*) равняется 11.7 м. Величина h_* согласуется с величиной 12-13 м, полученной прямыми измерениями на калифорнийском побережье США для экстремального шторма редкой повторяемости с максимальной высотой более 10 м [6].

Используя совмещенные (цифровая модель местности (ЦММ) по аэрофотоснимкам для сухопутной части и цифровая модель рельефа (ЦМР) по картографическим данным для морской акватории) профили (рис. 2), были найдены примерные значения длин активного профиля L между глубиной замыкания и вершиной берегового вала (как альтернатива вершины вала также была взята высота начала густой растительности – dense vegetation (dv)). Приняв высоту берегового вала как b=6 м (dv – 4 м), из формулы (1) были получены оценки отступания берега R при разных значениях подъема уровня моря S (табл. 1, 2).

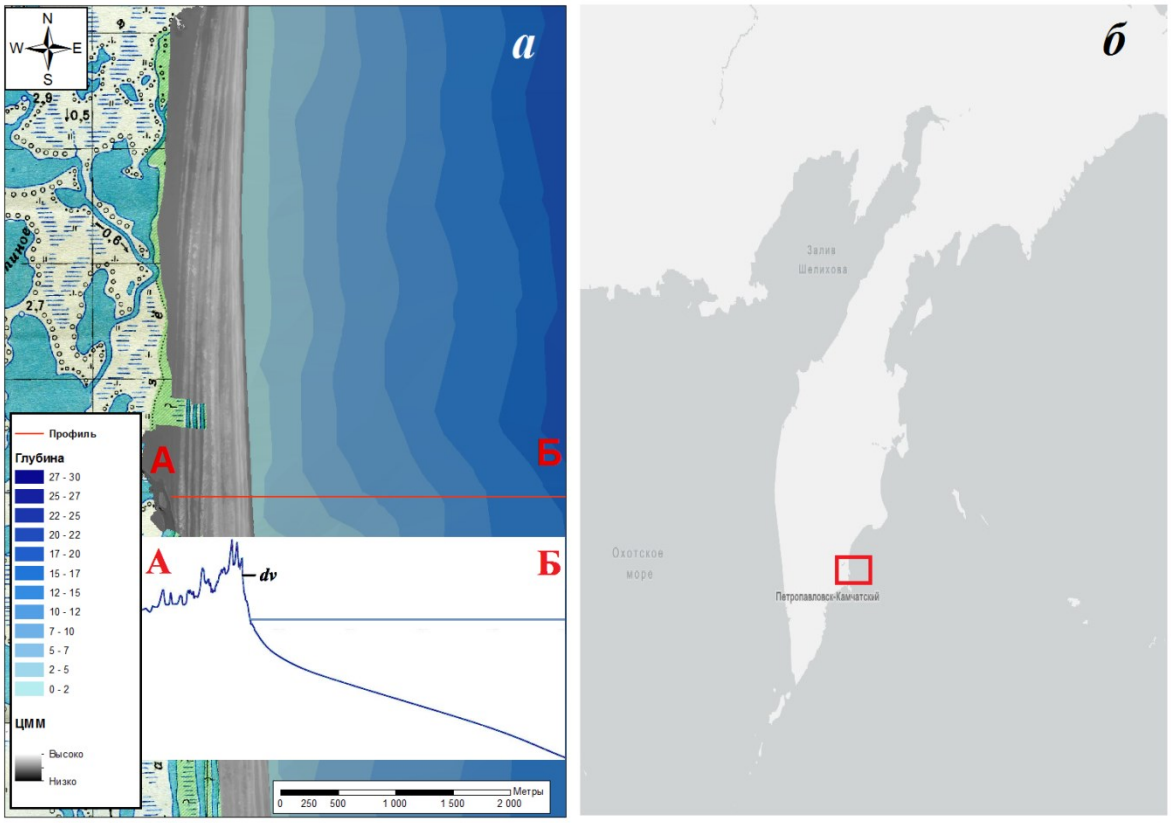


Рис. 2. Схема района исследования. *а* – район исследования р. Кедровая, Кроноцкий залив и профиль; АБ – профиль моделирования; *dv* – местоположение начала густой растительности (dense vegetation) на профиле; *б* – положение участка экспедиционных полевых работ на общей карте.

Таблица 1. Смещение берега вглубь суши по модели Брууна (расчет от вершины первого от моря берегового вала)

R, м	h_*, м	b (вершина вала), м	L, м	S, м
55.4	11.7	6	1960	0.5
110.7	11.7	6	1960	1
221.5	11.7	6	1960	2

Таблица 2. Смещение берега вглубь суши по модели Брууна (расчет от dv – верхней границы активного пляжа [7]).

R, м	h_*, м	b (dense vegetation), м	L, м	S, м
62.4	11.7	4	1960	0.5
124.8	11.7	4	1960	1
249.7	11.7	4	1960	2

Выводы

В результате проведенных расчетов были оценены вероятные отступания береговой линии в результате косейсмического опускания побережья Кроноцкого залива. Для опусканий поверхности на 0.5 м величина размыва берега составила 50-60 м, для опусканий на 1 м отступание берега составило 110-120 м, для 2 м – 220-250 м. Проведенные расчёты позволили оценить вероятный масштаб воздействия катастрофических субдукционных землетрясений на побережье восточной Камчатки. Сходная величина отступания берега при резком, в том числе и косейсмическом, подъёме уровня моря на первые метры, доказана и другими исследователями для разных водоемов мира [5, 6].

Проведение полевых исследований и подготовка публикации выполнена на средства финансирования темы НИР № 0282-2018-0019 ИВиС ДВО РАН и в рамках проекта РФФИ № 18-05-00407-А (руководитель Т.К. Пинегина) «Изучение голоценовых косейсмических деформаций и отложений цунами на побережье Кроноцкого залива и Кроноцкого полуострова для оценки повторяемости и магнитуд сильнейших землетрясений».

Список литературы

1. *Пинегина Т.К., Базанова Л.И., Зеленин Е.А. и др.* Первые данные о вертикальных косейсмических деформациях на побережье Кроноцкого залива по результатам палеосейсмологических исследований // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 167-170.
2. *Хомчановский А.Л.* Развитие береговых процессов при повышении уровня водоема (на примере озера Байкал) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 1 (41). С. 99-107.
3. *Bruun P.* The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usage // Journal of Coastal Research, 1988. V. 4. № 4. P. 627-648.
4. *Hallermeier R.G.* A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate // Coastal Engineering. 1981. V. 4. P. 253-277.
5. *Komar P.D.* The Response of Beaches to Sea-Level Changes: A Review of Predictive Models // Journal of Coastal Research. 1991. V. 7. № 3. P. 895-921.
6. *Inman D.L., Elwany H.S., Jenkins S.A*. Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches // J. of Geophys. Res. 1993. V. 98. № C10. P. 18181-18199.
7. *Pinegina T.K., Bourgeois J., Kravchunovskaya E.A. et al.* A nexus of plate interaction: Segmented vertical movement of Kamchatsky Peninsula (Kamchatka) based on Holocene aggradational marine terraces // Geological Society of America Bulletin. 2013. V. 125. N. 9/10. P. 1554-1568.

УДК 551.4.013:551.24 (571.645)

Трехмерное моделирование тектонической раздробленности на территории северного сектора о. Парамушир (Курильские острова)

О.Р. Хубаева[1,2], М.Д. Сидоров[3]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: Khubaeva@kscnet.ru

[2]Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

[3]Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Существует множество методов, направленных на поиски и изучение зон повышенной проницаемости в земной коре – вероятных путей глубинного тепломассопереноса к земной поверхности.

Проницаемость определяется трещиноватостью и пористостью горных пород. Одним из методологических подходов является построение трехмерных моделей тектонической раздробленности для отдельных блоков земной коры. Такие модели могут использоваться для интерпретации материалов геологических, геофизических и геохимических исследований, тектонических реконструкций. Модели наглядно демонстрируют положение зон деструкции в приповерхностном слое земной коры, а также позволяют прогнозировать и уточнять геологические структуры и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.

Исходные данные, основные допущения и методика построения модели

Для построения трехмерной модели тектонической раздробленности северной части о. Парамушир использовались карты трещинной тектоники, построенные в результате дешифрирования аэро- и космических снимков различной детальности, а также разномасштабные топографические карты.

Цифровая обработка аналоговых карт проведена с использованием технологии геоинформационных систем (ГИС). Пространственная привязка и векторизация результатов дешифрирования выполнялась программами ArcMap и ArcView. По векторизованным данным создана единая цифровая карта линеаментов северной части о. Парамушир.

Количественно оценить раздробленность геологической среды можно по величине удельной длины разломов УДЛ [2]. УДЛ представляется в виде трехмерной матрицы, из которой формируется объемное (voxel) изображение раздробленности исследованного блока.

Тектоническая раздробленность кубического блока определяется отношением объема всех трещин внутри блока к его объему. Объем трещин определяется как сумма произведений длины (l), ширины раскрытия (b) и глубины проникновения (h) отдельных трещин. Для блока кубической формы с ребром a, в котором одной из граней является дневная поверхность, коэффициент тектонической раздробленности будет равен $\Sigma l \cdot b \cdot h / a^3$. По фотоизображению невозможно определить величины b и h, но для конкретной локализованной территории ширину трещин b можно считать постоянной. Также, учитывая эмпирически установленное правило, что трещиноватость одной грани кубика породы адекватно отражает степень трещиноватости всего образца [2] и, основываясь на принципах подобия, можно аппроксимировать это правило и для отдельных блоков земной коры. Тогда глубину проникновения трещин h можно принять равной ребру a. Таким образом, определяя степень раздробленности как значение удельной длины линеаментов, равной $\Sigma l / a^2$ верхней грани блока, и увеличивая последовательно размер элементарной ячейки (куба), можно проследить раздробленность на глубину.

Считая реологические свойства среды в ячейке однородными, вычисленные таким образом значения УДЛ относятся к центру куба на глубине *a/2*. Подробно алгоритм описан в работах [3, 4, 5].

Построение модели проводилось в несколько этапов. Сначала на карту линеаментов накладывалась квадратная сетка, с размером ячейки 1 км^2, в пределах каждой клетки подсчитывалась суммарная длина линеаментов, нормировалась на площадь клетки, полученные значения относились к центрам кубов. Ребро каждого куба составляло 1 км. Так была составлена матрица УДЛ для глубины 0.5 км. За нулевую отметку принимался уровень моря. Потом вводилась поправка на рельеф (высоту центра верхней грани каждого элементарного куба), т.к. верхняя грань каждого куба находится на земной поверхности.

На следующем этапе расчетов размер ребра элементарного куба увеличивался на 200 метров, и вся процедура повторялась. Изучение трещиноватости последовательно проведено до глубины 3 км. Полученные данные по всем глубинным уровням соединены в одну 3D матрицу (X, У, Z, УДЛ), которая использована для объемной визуализации. Удельная длина линеаментов выражена в км$^{-1}$. Такая размерность вытекает из расчетной формулы (см. выше).

Для объемного изображения применен стандартный модуль Oasis Montaj (Geosoft), но могут быть использованы другие программы, поддерживающие форматы объемных растров.

Результаты

Результатом работы стала модель тектонической раздробленности блока коры для северной части о. Парамушир (рис. 1). Поверхность блока задрапирована растровым изображением рельефа местности, вычисленного по данным радарных съемок (SRTM90_v4).

Тектоническая трещиноватость может распространяться на большие глубины и обуславливать восходящие потоки нагретых вод глубокой циркуляции к поверхности земли. Проявленные на модели зоны деструкции пространственно совпадают с выходами на дневную поверхность холодных и термальных источников в районе вулкана Эбеко и р. Юрьева, а также вдоль восточного склона хр. Вернадского (рис. 2).

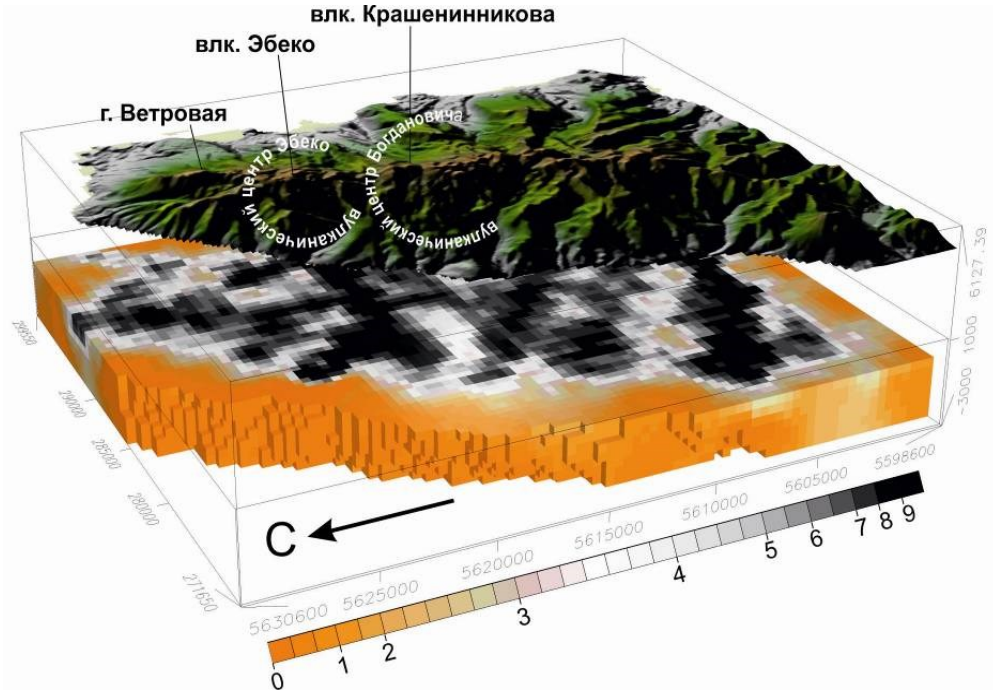
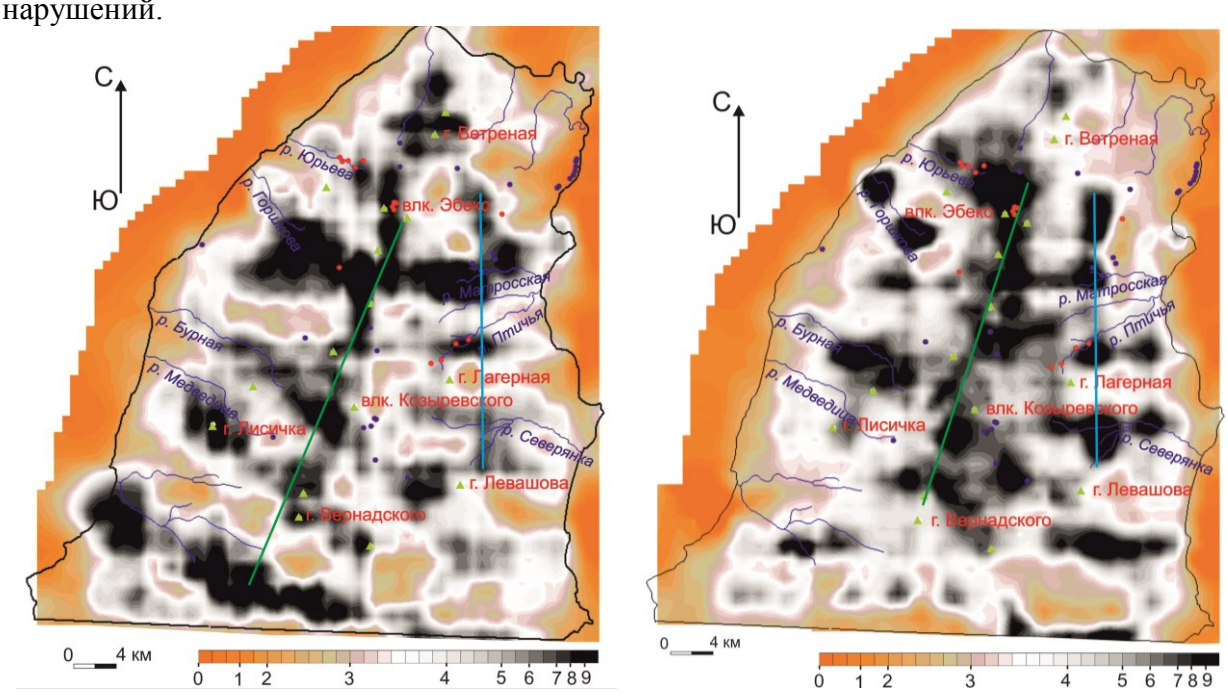


Рис. 1. Трехмерная модель тектонической раздробленности блока земной коры в северной части о. Парамушир. Распределение УДЛ (выражено в км$^{-1}$, показано цветом). Рельеф поднят на 5 км.

Участки повышенной раздробленности служат индикаторами проницаемых зон и крупных разломов. Так, в модели тектонической раздробленности для северной части о. Парамушир (рис. 2) наиболее интенсивная деструкция приурочена к осевой части хр. Вернадского и на его окончаниях. К этим местам приурочена вся позднеплейстоцен-голоценовая вулканическая деятельность. Именно здесь сконцентрированы все высокотемпературные источники и активная фумарольная деятельность, а также в этом районе расположен разлом ССВ простирания [1, 6].

В северной и центральной частях хр. Вернадского частично вскрыты питающие системы (дайки и некки базальтового, андезибазальтового и андезитового состава) древних вулканов Ветровой, Влодавца и Богдановича. Почти все некки и дайки северной части о. Парамушир сопряжены с зонами распространения гидротермально изменённых пород, образовавшихся в результате протекавших здесь ранее активных гидротермальных процессов, и совпадают с участками высокой тектонической деструкции, отраженных в модели.

Цепочка из узлов аномальной раздробленности просматривается на восточном склоне хр. Вернадского (рис. 2). Вероятно, что таким образом трассируется скрытое разрывное нарушение, которое на поверхности бронируется многочисленными лавовыми потоками и потому плохо читается в рельефе. В пользу этого предположения говорит большое количество сосредоточенных вдоль выделенного разрывного нарушения разгрузок на дневную поверхность холодных и термальных источников, скопление воронок взрыва, дайки и некки андезитового состава (хр. Каменистый). На западном склоне хр. Вернадского отчетливо прослеживаются участки повышенной трещиноватости, трассирующие серию выделенных ранее [6] крупных разрывных нарушений.



а) Срез уровень моря

б) Срез 1.5 км ниже уровня моря

1 – Осевая зона хр. Вернадского; 2 – скрытое разрывное нарушение на восточном склоне хр. Вернадского; 3 – источники: а – холодные, б – термальные.

Рис. 2. Горизонтальные срезы модели тектонической раздробленности блока земной коры для северной части о. Парамушир. Глубины 0 и 1.5 км. Распределение УДЛ (выражено в км$^{-1}$, показано цветом).

Заключение

Для прогнозирования и уточнения геологических структур построена трехмерная модель тектонической раздробленности блока пород для северной части о. Парамушир, которая наглядно демонстрирует положение зон деструкции в верхней части коры. Выявленные участки деструкции пространственно совпадают с обнаженными на поверхности телами субвулканических интрузий, зонами распространения гидротермально измененных пород, выходами холодных и термальных источников, а также трассируют крупные разрывные нарушения. Построенная модель предполагает существование на восточном склоне хр. Вернадского скрытого разрывного нарушения.

Работа выполнена в рамках проекта № 14.W03.31.0033 Минобрнауки России «Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ».

Список литературы

1. Атлас Курильских островов / Под ред. В.М. Котлякова (председатель), П.Я. Бакланова, Н.Н. Комедчикова (гл. ред.), Е.А. Федоровой (отв. ред.-картограф). Российская академия наук. Институт географии РАН. Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. М.-Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009.
2. *Нечаев Ю.В.* Линеаменты и тектоническая раздробленность. Дистанционное изучение внутреннего строения литосферы. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.
3. *Сидоров М.Д., Таскин В.В*. Воксельная модель раздробленности коры в районах геотермальных месторождений (Камчатка) Горный информационно-аналитический бюллетень (специальный выпуск 32). 2017. С. 336-341.
4. *Таскин В.В, Сидоров М.Д.* Алгоритм создания трехмерной модели тектонической раздробленности в среде ГИС по результатам дешифрирования аэро- и космоснимков, оценка ее достоверности // Геоинформатика. № 1. 2015. С. 21-27.
5. *Таскин В.В, Сидоров М.Д.* Трехмерная модель тектонической раздробленности земной коры, созданная с использованием космической видеоинформации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 243-252.
6. *Хубаева О.Р., Брянцева Г.В., Сим Л.А.* Новейшие деформации северной части острова Парамушир // Фундаментальные проблемы геотектоники Материалы XL тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 109-111.

УДК 597.552.11+57.046 (571.66)

Актуализация системы «тектоника-сейсмичность» срединной части Корякского сейсмического пояса. Хаилинский центр и землетрясения г. Ледяной 2020-01-09

Г.П. Яроцкий
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: ecology@kscnet.ru

Корякский сейсмический пояс возник в отечественных научных исследованиях и публикациях с 1994 г. [3], включая информацию о том, что на территории края первым в нём было событие 1988 г. В дальнейшем интерес к поясу возник в связи с Олюторским сильным землетрясением 2006.04.20 [4]. В издании 2007 г. авторы вновь вернулись к Хаилинскому землетрясению 1991 г., но уже в контексте совместного исследования с Олюторским. В конечном счете, в 2007 г. А.В. Ландер со спокойным сердцем заявил о фактическом значении Корякского сейсмического пояса как северной границы малой литосферной плиты Берингии. Пояс также конкретизирует схождение Охотской, Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плит. Публикации 2007 г. оказались фактическим «реквиемом» по поясу – больше в научных кругах публикаций по поясу до сих пор почти нет. Исключение составляет интересная статья С.А. Федотова с соавторами [5], и её частичное решение задачи о гипоцентре Олюторского землетрясения с $M = 7.6$! (Более пояс никого не волнует!)

В конечном счете, автор в монографии «Феномен Хаилинского землетрясения 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья» [6] обобщил сейсмологические подходы к Хаилинскому и Олюторскому событиям, а также Корякскому 1998 г. и Ильпырскому 2013 г. В целом, на базе геологических съёмок масштаба 1:200 000 и материалов геофизических съёмок разработана геолого-геофизическая система «тектоника-сейсмичность». Достаточно полная геологическая база позволила построить модель условий релаксации и локализации главных толчков Хаилинского и Олюторского землетрясений. Территория их облаков определилась как высокомагнитудный сейсмический рой – этим была в первом приближении решена наболевшая проблема к представлению о геологических условиях сейсмичности территории на юго-западе Корякского пояса. Полнота успеха решения задач геологии сейсмичности появилась с применением методологической авторской «Концепции глыбово-клавишной структуры литосферы на активной окраине позднемезозойского континента СВ Азии». Сейсмичность территории облаков афтершоков Хаилинского и Олюторского землетрясений определяется её положением в погруженной глыбе литосферы Олюторского залива, окружённого на западе и востоке воздымающимися глыбами полуостровов Говена-Ильпинским-Ильпырским и Олюторским.

Получены доказательства неизбежности возникновения максимальных геодинамических напряжений в килях горизонтов разреза литосферы – в порово-трещинной колонне. Концентрация напряжений обусловлена тяжёлыми породами надвигов морских террейнов и движением Берингии на запад. Разрез диагностируется по МТЗ-МОВЗ [1] и дальнейшим Ильпырским землетрясением 2013 г. на сочленении полуострова Камчатка с материком на широте пос. Ильпырского (60° с.ш.). Продолжения напряжений проявились в 2018 г. Левтыринваямским землетрясением с $M = 5.0$ к югу и в непосредственной близости к эпицентрам Хаилинского и Олюторского. Вместе все они и ряд событий 2018 г. с $M = 3.5$-5.0 актуализировали вертикальную сейсмогенную колонну с Хаилинским ($H = 35$ км) и Олюторским гипоцентрами ($H = 1$ км). В 20 км проявились новые афтершоки на западе Олюторского облака – они локализованы перед поперечным межглыбовым Парень-Таловско-Тиличикским разломом. Зона разлома отделяет сейсмогенную погруженную глыбу Олюторского залива от воздымающейся на западе глыбы (пока ещё асейсмичной) п-

овов Говена-Ильпинский-Ильпырский. В настоящее время совокупность событий в период 2006-2020 гг. на территории Хаилинского высокомагнитудного центра в затишье. Однако! – 9 января 2020 г. в 08.17 на территории района близ г. Ледяной на расстоянии около 35 км от неё – происходит землетрясение-форшок с $M = 5.1$! В 08.38 второй толчок с $M = 6.4$, и, как выясняется, главный! Далее по 17 января 2020 г. в районе происходят ещё 11 афтершоков! Обращение к геологии территории показывает, что, согласно авторской глыбово-клавишной концепции строения литосферы, землетрясения площади г. Ледяной лежат в погруженной глыбе Юго-Восточно-Корякских заливов, примерно в верховьях рек Укэлаят, Ильпивеем, Ачайваям. При этом северная группа афтершоков (семь) с главным толчком лежит на выступе древних пород триас-юрского возраста. Согласно расчётам Ю.М. Ващилова [2], мощность пород разреза, прилегающего к поднятию синклинали в бассейне р. Укэлаят, составляет 31 км. К побережью мощность сокращается до 28 км. При этом территория и поднятия, и синклинали насыщена надвигами морских террейнов, в том числе с олистостромами и кливажом!

Геологические условия локализации сейсмичности района г. Ледяной (выс. 2453 м) – темени Корякского нагорья близки таковым территории Хаилинского центра, лежащего в 230 км к юго-западу. В настоящее время нами проводятся исследования по геологии, в частности, её тектонических аспектов. Вместе с тем, уже очевидно, что в изучении сейсмичности Корякского пояса научным методологическим основанием является авторская концепция глыбово-клавишной структуры литосферы на активной окраине позднемезозойского континента СВ (северное побережье Берингова моря). На территории сочленения суши и моря развиваются процессы геодинамического неравновесия, и в этом показательна геология надвигов морских террейнов позднего мела и палеогена в условиях чередующихся погружающихся и воздымающихся глыб литосферы окраины. Эти глыбы ярко представлены полуостровами и заливами северного побережья моря. Здесь же проявлен и сопряжен вместе с сейсмичностью и позднекайнозойский вулканизм суши – оба типичные геодинамические процессы активной окраины континентов.

Особым аспектом актуализации сейсмичности территории Хаилинского высокомагнитудного центра является убеждение в правильности определения структурных элементов и их связи в геолого-геофизической системе «тектоника-сейсмичность». Главными элементами изначально являются элементы глыбово-клавишной структуры разреза литосферы: поперечные межглыбовые литосферные разломы – ограничители глыбы, в которой локализованы облака афтершоков Хаилинского и Олюторского землетрясений. В полной мере охарактеризована зона поперечного Парень-Таловско-Тиличикского разлома и выявленного сейсмогенного продольно-осевого Хаилинского разлома. Система погружённых глыб Олюторского и Юго-Восточно-Корякских заливов является основой продолжения исследований пояса.

Список литературы

1. *Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А.и др.* Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф-Верхнее Пенжино // Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 277-288.
2. *Ващилов Ю.Я.* Закономерность в распределении глубин заложения разломов // Советская геология. № 3. Изд-во «Недра», 1967. С. 119-122.
3. *Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В. и др.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология, вып. 26. М.: Наука, 1994. С. 103-122.
4. Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований / Отв. ред. В.Н. Чебров. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. 290 с.

5. *Федотов С.А., Чехович В.Д., Егоркин А.В.* Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437. № 5. С. 655-658.
6. *Яроцкий Г.П.* Феномен Хаилинского землетрясения 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья. Книга 4. Петропавловск-Камчатский: Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, 2016. 177 с.

УДК 551.21

Образование гейзеров после обвала 2014 г. в Долине Гейзеров

А.Б. Белоусов, М.Г. Белоусова
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: belousov@mail.ru

В результате ежегодных полевых работ, проводимых в Долине гейзеров с 2015 г., нами обнаружены и исследованы 5 новых гейзеров и 4 гейзера, которые мы называем "условно новыми", т.е. те, которые ранее, возможно, упоминались в литературе, но имеющаяся информация не позволяет однозначно их идентифицировать. Режимы деятельности новых гейзеров были изучены комплексом методов, которые, помимо визуальных наблюдений, включали покадровую видеосъёмку и запись температурного хода в гейзерном канале с помощью термологгера.

Методы исследований

1. Покадровая видеосъёмка гейзеров выполнялась камерами Brinno TLC-100; камера ставилась на штатив на расстоянии 1-50 м от гейзера на срок 1-5 суток, частота съёмки составляла 1 кадр в 5-60 с (частота и продолжительность съёмки устанавливались в зависимости от периода извержений и продолжительности фаз деятельности исследуемого гейзера).

2. Запись измерений температуры в каналах гейзеров проводилась с помощью температурных логгеров SL53T компании Signatrol. Частота измерений температуры составляла 5-10 с, точность измерений 0.5 ^{o}C.

Краткое описание новых и условно новых гейзеров

Расположение гейзеров показано на рис. 1, координаты гейзеров – в таблице 1, режим гейзеров – в таблице 2.



Рис. 1. Расположение новых (красные точки) и условно новых гейзеров (зеленые точки) вдоль русла реки Гейзерной. Для ориентации показаны гейзеры Большой и Великан (белые точки).

Владимир и Андрей – два соседних гейзера, образовавшихся, соответственно, в 2016 г. и 2015 г. на расстоянии 5 м друг от друга. Названы в честь отца и сына, Владимира Леонидовича и Андрея Владимировича Леоновых, которые внесли большой вклад в изучение Долины гейзеров. Гейзеры расположены в нижней части склона левого борта р. Гейзерной, в 30 м ниже по течению от гейзера Большой. Грифон гейзера Андрей расположен на высоте 2 м выше уровня реки, а гейзера Владимир – на высоте 3 м. Грифоны образовались в несцементированных отложениях древнего оползня, гидротермально изменённых до состояния глины. У Андрея чётко выражены все фазы деятельности, а у Владимира отсутствует фаза излива. У Владимира период около 1 часа, а у Андрея – от 3 до 20 мин. Фонтан Владимира имеет вид расходящейся

двойной струи в виде буквы "V" высотой 8-10 м. Андрей – небольшой гейзер, высота его субгоризонтального, направленного в сторону реки фонтана 1-2 м. Каналы гейзеров Владимир и Андрей, вероятно, соединены: фонтанирование Владимира всегда начинается после завершения одного из извержений Андрея. Сразу после извержения Владимира фаза покоя и фаза излива Андрея заметно увеличиваются: излив на 3-10 мин, фаза покоя на 20-30 мин. На графике температурного хода в канале Владимира чётко прописываются извержения Андрея и наоборот (рис. 2).

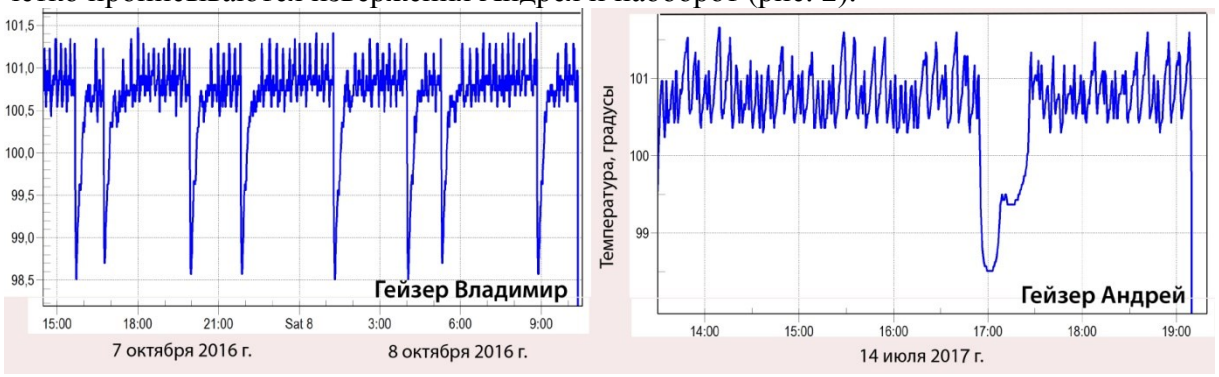


Рис. 2. Графики температурного хода в каналах гейзеров Владимир и Андрей. На обоих графиках частые маленькие пики соответствуют моментам фонтанирования Андрея, на графике Владимира несколько больший пик перед глубокой просадкой отмечает фонтанирование Андрея, за которым сразу следует фонтанирование Владимира. На обоих графиках глубокие просадки отмечают извержения и часть периода покоя Владимира.

Гейзер *Веер* появился в 2015 г. на левом борту р. Гейзерная, в 20 м ниже по течению от гейзера Большой, вблизи уреза воды реки и заполненного аллювием оз. Подпрудное. В 2015-2018 гг. Веер фонтанировал широкой веерообразной струей высотой до 2 м. Грифон расположен в основании вертикальной скальной стенки, сложенной крепко сцементированными отложениями древнего оползня. Грифон имеет вид субвертикальной трещины (шириной 5-30 см) в блоке перемещённых оползнем озёрных отложений (пемзовый тонкослоистый песчаник). В 2015-2018 гг. грифон был немного выше уровня воды в реке, и гейзер регулярно действовал, демонстрируя все фазы (излив, фонтанирование, парение и покой). Нарушения регулярности (задержки) происходили, когда время начала извержения Веера совпадало с извержением гейзера Большой, при этом грифон Веера подтапливался водой, извергнутой из Большого. В 2019 г. уровень воды р. Гейзерная был аномально высоким, грифон гейзера был постоянно затоплен водой и замыт галькой, Веер не фонтанировал, но в грифоне наблюдались периодические колебания уровня и излив воды. В 2015 г. отложения гейзерита вокруг грифона отсутствовали, к 2019 г. рядом с грифоном на стенке и на гальке в русле р. Гейзерной образовалась корочка гейзерита толщиной около 0.5 мм.

Малыш – маленький гейзер, появился в 2015 г. на правом борту р. Гейзерная, в 190 м выше по течению от гейзера Большой. Грифон в виде чётко очерченного овального отверстия диаметром около 5 см располагается на ровной, крутонаклонной (60^o) скальной поверхности, сложенной крепко сцементированными отложениями древнего оползня. В 2015-2018 гг. грифон располагался на 1 м выше уреза реки и регулярно фонтанировал на высоту около 1 м, демонстрируя все фазы работы гейзера. В 2019 г. уровень наносов, заполнивших озеро Подпрудное, сильно поднялся, грифон гейзера находился на уровне реки, и из грифона наблюдался только периодический излив воды. В момент обнаружения в 2015 г. гейзеритовые отложения вокруг грифона отсутствовали. К 2019 г. на стенке рядом с грифоном образовалась еле заметная корочка гейзерита толщиной около 0.1 мм.

Гейзер *Дырчатый* появился в 2015 г. на месте пульсирующего источника Мойдодыр, который был срезан селем 2014 г. Гейзер расположен в нижней части склона левого борта р. Гейзерная, в 0.5 м выше уровня реки. Грифон гейзера выработан

в слабо сцементированных отложениях древнего оползня и состоит из широкого котла диаметром 0.5 м, в основании которого имеется несколько округлых отверстий диаметром 5-10 см. Из котла и из отверстий происходят частые выплески и излив воды, которые периодически усиливаются. В моменты усилений струи воды выбрасываются на высоту до 8-10 м. Режим деятельности нестабилен, четкой фазы покоя нет.

Гейзер *Парящий* расположен в 50 м от гейзера Великан, на месте кипящего источника Парящий, который был известен много лет по клубам пара, периодически поднимающегося из-под развала крупных глыб на небольшой галечной террасе левого борта р. Гейзерная. То, что это гейзер, удалось установить после того, как развал глыб был унесён селем 2014 г. Грифон гейзера в виде ванночки диаметром около 30 см и глубиной 0.5 м выработан в крепко сцементированных галечных отложениях аллювия. Парящий имеет все чётко выраженные фазы деятельности и фонтанирует на высоту 3-4 м. Период гейзера составляет около 12 часов, что затрудняет его определение даже с помощью видеокамер. Накопления гейзерита полностью отсутствуют.

Пийп – гейзер, описанный ранее как "нижний безымянный гейзер под Розовым Конусом" с неопределённым режимом [3], предложено назвать в честь основателя и первого директора Института вулканологии Бориса Ивановича Пийпа. Гейзер расположен в нижней части склона левого борта р. Гейзерная. Грифон гейзера имеет вид трещины в нижней части гейзеритового щита Розового Конуса и находится в 1.5 м левее грифона гейзера Под Розовым Конусом. Гейзер демонстрирует все фазы деятельности. Фонтанирование на высоту 1-2 м происходит из нескольких участков трещины. Излив происходит ниже трещины через небольшое углубление в гравии на пологом участке основания склона.

Мальки – два маленьких гейзера, расположены в нижней части склона левого борта р. Гейзерная, в окрестностях гейзера Розовый Конус. Эти гейзеры могли быть ранее описаны как Карлики [4, 5]. *Малёк* расположен в 3 м от подножья склона в русле ручейка, стекающего с борта р. Гейзерной параллельно гейзерному щиту гейзера Розовый Конус. Его грифон имеет форму ванночки диаметром 10 см. Гейзер демонстрирует все фазы деятельности, кроме фазы парения (грифон заливается водой ручья). Фонтанирует на высоту 30 см. *Новый Малёк* расположен в 20 м ниже по течению от гейзеров Розовый Конус и Верхний Малёк, в 1 м от подножья склона. Имеет четкие фазы деятельности с периодом около 1 часа. Фонтанирует на высоту около 1 м.

Таблица 1. Координаты новых и условно новых гейзеров, определённые высокоточным GPS приемником.

Гейзер	Широта, градусы	Долгота, градусы	Высота, м	Авторы названий
Новые гейзеры				
Владимир	54°26' 15.48"	160° 08' 10.16"	446	Белоусов, 2016
Андрей	54°26' 15.599"	160° 08' 10.371"	445	Белоусов, 2015
Веер	54° 26' 15.735"	160° 08' 10.692"	444	[2]
Малыш	54° 26' 20.26199"	160° 08' 18.90346"	449.5	Белоусов, 2015
Дырчатый	54° 26' 20.90875"	160° 08' 37.17322"	466.2	Белоусов, 2015
Условно новые гейзеры – гейзеры, период которых был неизвестен				
Парящий	54° 26' 22.48524"	160° 08' 33.64106"	461.3	[1]
Пийп	54° 26' 20.94640"	160° 08' 40.65141"	473.2	Белоусов, 2016
Малек	54° 26' 20.86634"	160° 08' 40.40832"	472.9	Белоусов, 2018
Новый Малек	54° 26' 20.83420"	160° 08' 39.87646"	471.8	Белоусов, 2018

Таблица 2. Режим новых гейзеров Долины гейзеров. Новые гейзеры выделены жирным шрифтом.

Гейзер	Количество фикс. изв.	Период извержений	Длительность фонтанирования	Высота фонтанирования	Длительность излива
Владимир	*2016* - 6 *2017* - 41 *2018* - 16 *2019* - 10	1-3:30 час 1:20-5:50 час 0:40-1:20 час 0:40-1:10 час	1:20-1:30 мин 1-1:20 мин 1-1:10 мин 1-1:20 мин	8-10 м	нет
Андрей	*2015* - 65 *2016* - 63 *2017* - 980 *2018* - 130 *2019* - 66	10-11:30 мин 18-20 (45-50) мин 6-7 (32-35) мин 3-4:30 (21-22) мин 6-7 (25-35) мин	1-1:20 мин 1-1:30 мин 30-40 сек 30-50 сек 50 сек-1:10 мин	1-2 м	1:30-2:30 мин 2-7 (13-18) мин 20-50 сек (3-5 мин) 20-40 сек (3-4 мин) 30-40 сек (4-5 мин)
Веер	*2015* - 90 *2016* - 11 *2017* - 80 *2019* - 10	10-11 мин 12-13 мин 12-15 мин 2-4 мин	30-40 сек 1-1:20 мин 0:50-1 мин 30-40 сек	2 м,	~10 сек
Малыш	*2015* - 4 *2016* - 5 *2017* - 15 *2018* - 17 *2019* - 4	1:35-1:50 час 1:20-1:30 час 1:15-1:30 час 1-1:30 час 30-50 мин	24-30 мин 12-20 мин 17-25 мин 20-38 мин 10-20 мин	1 м	~10-20 мин 8-13 мин 7-12 мин 10-20 мин ?
Дырчатый	*2015* - 50 *2018* - 10 *2019* - 20	10-12:30 мин 11-18 мин 5-10 мин	3-5 мин 3-5 мин 10-25 мин	8-10 м	3-4 мин
Парящий	*2015* - 8 *2016* - 8 *2017* - 15 *2018* - 15 *2019* - 9	? 8-9 час 11-12 час 11-14 час 11-14 час	4-6 час 5-6 час 5-6 час 4:30-6 час 3:30-4:40 час	3-4 м	слабый излив
Пийп	*2016* - 4 *2017* - 9 *2018* - 4 *2019* - 8	5:30 час 4:50-5:20 час 5:20-5:40 час 6:10-6:30 час	15-16 мин 13-16 мин 12-15 мин 13-15 мин	1-2 м	слабый излив
Малек	*2019* - 4	17-18 мин	1:30 мин	0.5 м	есть
Новый Малек	*2018* - 17 *2019* - 5	0:50-1:10 час 50-55 мин	2-2:10 мин около 2 мин	1 м	нет

Примечание. Для гейзера Андрей в скобках указаны значения периода извержений и длительности излива после того, как происходило извержение Владимира.

Заключение

После обвалов и селей 2007 и 2014 гг. в Долине гейзеров произошло образование нескольких новых гейзеров, чего ранее не наблюдалось. Это может иметь как объективные причины (быть связанным с изменениями гидрогеологических условий Долины гейзеров), так и субъективные причины (быть следствием активизации научных исследований Долины, начавшихся после 2007 и 2014 гг.).

Список литературы

1. *Виноградов В.Н.* О режиме Камчатских гейзеров // Вопросы географии Камчатки. 1964. № 2. С. 70-81.
2. *Завадская А.В. и др*. Атлас долины реки Гейзерной в Кроноцком заповеднике // М.: КРАСАНД, 2015. 88 с.
3. *Леонов А.В*. Каталог гейзеров Кроноцкого заповедника. Долина гейзеров и кальдера вулкана Узон: история и современность / Город, 2017. 401 с.
4. *Райк А.А*. О режиме гейзеров Камчатки. В кн.: Исследование природы Дальнего востока / Таллин, 1963. С. 39-90.
5. *Устинова Т.И.* Камчатские гейзеры. / М.: Государственное издательство географической литературы, 1955. 120 с.

УДК 624.131.4

Влияние аргиллизации на изменение состава и свойств андезитов Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка).

И.Е. Большаков[1], Ю.В. Фролова[1], С.Н. Рычагов[2], М.С. Чернов[1]
[1]Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119991
e-mail: bolshakov.ilya.210@yandex.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Введение

В течение полевых сезонов 2017-2019 годов на Паужетском месторождении термальных вод был проведен большой объем работ, включающий геофизические, геохимические и буровые работы. Большой интерес представляют данные, полученные по образцам андезитов, отобранным при колонковом бурении на Восточно-Паужетском термальном поле.

Толща гидротермальных глин, слагающая верхнюю часть разреза термального поля, уже в значительной степени изучена [1, 2, 3], тогда как закономерности изменения андезитов, слагающих основание поля, а также их свойств были изучены гораздо слабее.

Характеристика объекта исследования

Восточно-Паужетское термальное поле расположено на западном склоне северной оконечности Камбального вулканического хребта. Оно представляет особый научный интерес, так как расположено вдали от эксплуатационного участка, следовательно, условия разгрузки и циркуляции термальных вод и пара на поле и под ним можно считать максимально приближенными к естественным условиям.

Были исследованы образцы из 5 скважин, пробуренных непосредственно на термальном поле до глубины 8 метров, и одной скважины, пробуренной при разведке месторождения. Также был исследован образец неизмененного андезита, отобранный на небольшом удалении от термального поля, и образец «пропаренного» андезита, отобранный из активной паровой струи. Все образцы были разделены на 4 группы по степени измененности (рис. 1).

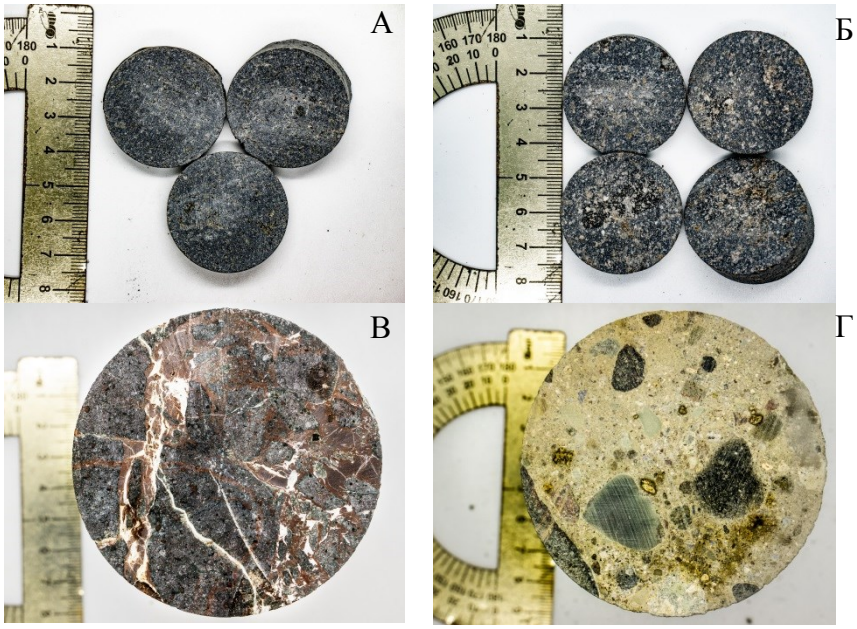


Рис. 1. Образцы андезитов разной степени изменения.
А – неизмененные, Б – слабо измененные, В – средне измененные, Г – метасоматические брекчии.

Первая группа (рис. 1А) представлена неизмененным андезитом темно-серого цвета с порфировой структурой и массивной текстурой. Следы незначительных вторичных изменений заметны лишь на поверхности образцов. Вторая группа (рис. 1Б) представлена слабо измененными андезитами буровато-серого цвета с порфировой структурой и миндалекаменной текстурой. В порах и трещинах породы наблюдаются вторичные минералы. Андезиты третьей группы (средне измененные) (рис. 1В) имеют коричнево-зелено-серый цвет и отличаются от андезитов первых двух групп наличием обильного количества трещин, заполненных вторичными минералами, среди которых преобладают глинистые минералы, цеолиты, кальцит и др. Образцы четвертой группы (рис. 1Г) представляют собой метасоматические брекчии с различным соотношением обломков и цемента. В образцах этой группы большая часть исходного андезита полностью переработана и замещена глинистыми минералами и цеолитами. Порода настолько интенсивно переработана, что некоторые образцы при замачивании в воде теряют связность и разрушаются.

Методика изучения состава и свойств образцов

Все образцы были исследованы по стандартным методикам определения свойств горных пород. Были изучены следующие показатели свойств: плотность (ρ), плотность твердых частиц (ρs), пористость (общая (n) и открытая (n_o)), гигроскопическая влажность (Wg), водопоглощение (Wп), скорости упругих волн (Vp, Vs), динамический коэффициент Пуассона ($\mu_{дин}$) и модуль упругости ($E_{дин}$), прочности на одноосное сжатие (Rc) и на разрыв (Rp), а также магнитная восприимчивость (χ). Плотность, упругие и прочностные свойства были определены как в воздушно-сухом, так и водонасыщенном состояниях. Также был определен минеральный состав образцов путем изучения шлифов на оптическом микроскопе и методом рентгеновской дифрактометрии.

Изменение свойств андезитов в зависимости от степени гидротермальной переработки

Плотность андезитов закономерно уменьшается с увеличением степени гидротермальных изменений (рис. 2А). Это связано с тем, что образующиеся вторичные минералы – цеолиты и глинистые минералы, имеют существенно более низкую плотность (1.8-2.3 г/см^3), чем первичные компоненты андезита. Кроме того, образование вторичных минералов сопровождается сильным увеличением пористости.

Пористость андезитов также имеет четкую зависимость от степени вторичной изменённости (рис. 2Б). Для неизмененных андезитов средняя величина пористости – 2.6%, для слабоизмененных андезитов – 2.9%, средне измененных – 14.5%, а для метасоматических брекчий – 21.2%. Такое изменение пористости связано с постепенным увеличением количества вторичных минералов, таких как цеолиты и глинистые минералы, которые имеют гораздо большую пористость, чем исходные андезиты. Тенденция изменения пористости показывает, что при гидротермальном преобразовании пород преобладает процесс выщелачивания.

Модуль упругости снижается с увеличением степени изменения пород в четыре раза (рис. 2В) – от 62.7 ГПа у неизмененных андезитов до 15.9 ГПа у метасоматических брекчий. Величина модуля упругости тесно связана с величиной пористости, которая сильно повышается с увеличением степени изменения андезитов (рис. 2).

Прочность на одноосное сжатие в воздушно-сухом состоянии изменяется аналогично многим изученным показателям, она уменьшается с увеличением степени изменения андезитов на порядок (рис. 2Г). Средняя прочность образцов неизмененных андезитов равна 142.3 МПа, слабо измененных – 119.0 МПа, средне измененных – 36.8 МПа, а у метасоматических брекчий – 10.6 МПа. По-видимому, такой характер изменения прочности связан с тем, что с увеличением степени изменённости сильно

увеличивается трещиноватость образцов, и образующиеся по трещинам вторичные минералы гораздо слабее исходных андезитов. При нагружении образцы сильно измененных андезитов разрушались по контактам обломков, то есть их прочность полностью определялась прочностью вторичных минералов, цементирующих обломки.

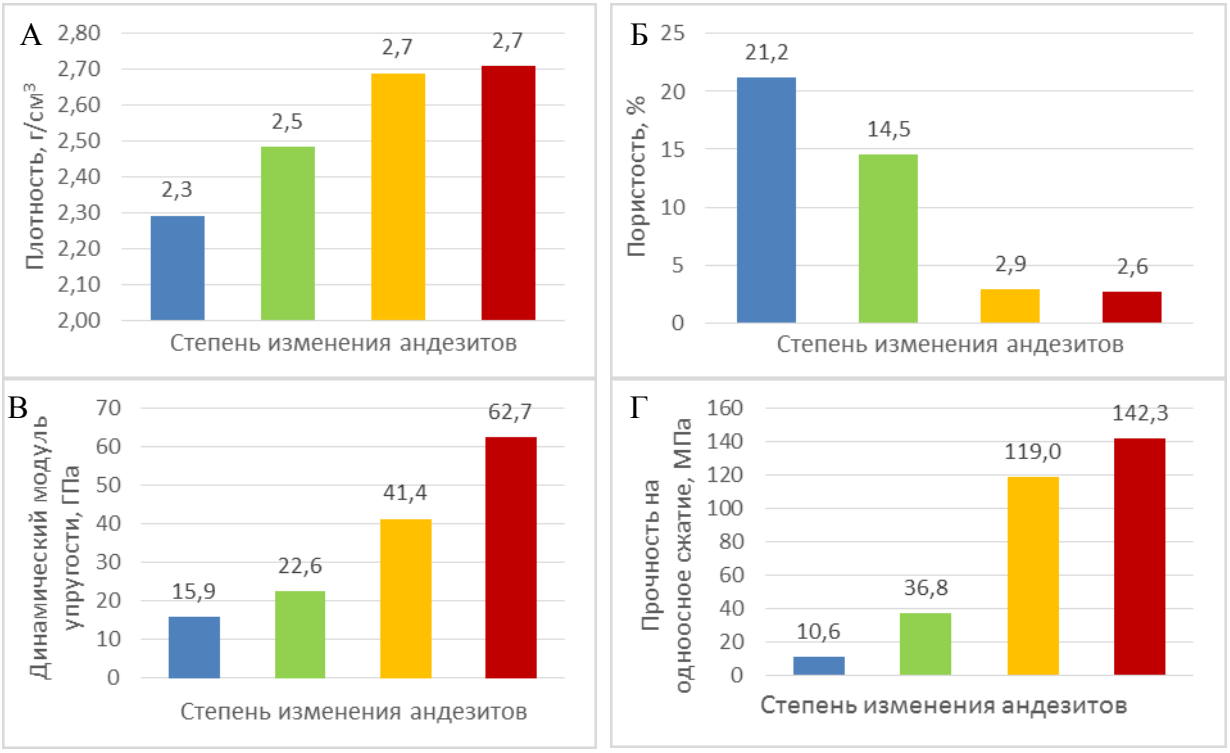


Рис. 2. Зависимость свойств андезитов от степени гидротермального изменения.
■ Метасоматическая брекчия, ■ Средне измененные андезиты, ■ Слабо измененные андезиты, ■ Неизмененные андезиты.

Результаты испытаний других прочностных и деформационных свойств носят схожий характер. Наблюдается тенденция сильного снижения прочностных и деформационных характеристик андезитов с увеличением степени их изменения, что в первую очередь связано с процессом аргилизации.

Обсуждение результатов и заключение

По результатам исследований состава, строения и свойств пород, слагающих разрез Восточно-Паужетского термального поля, а также обобщения имеющихся литературных данных, можно сделать ряд выводов.

Восточно-Паужетское термальное поле сформировалось на андезитах, которые при активизации гидротермальной деятельности в данном районе начали активно изменяться. Первым было переработано вулканическое стекло, затем вторичные изменения начали развиваться по минералам-вкрапленникам в следующем порядке: плагиоклазы, пироксены, амфиболы, калиевый полевой шпат.

В разрезе термального поля, до глубины 7-8 м, выделяются три горизонта (снизу-вверх): трещиноватые андезиты, андезитовые брекчии и гидротермальные глины. На первом этапе в андезитах увеличивается трещиноватость, по трещинам фильтруются термальные растворы и пар, воздействуя, в первую очередь, на стенки трещин и формируя вторичные минералы. Постепенно трещины расширяются, преобразования начинают захватывать основной объем породы, выщелачивая и замещая первичные минералы. В результате андезиты превращаются в метасоматические брекчии. Максимальная преобразованность пород достигается в

приповерхностных условиях и выражается в полном изменении минерального состава исходных пород и превращении их в гидротермальные глины.

В ходе гидротермальных преобразований минеральный состав меняется с классического для андезитов (вулканическое стекло + вкрапленники плагиоклазов, пироксенов, амфиболов и КПШ) на смектит, цеолиты, кварц, кальцит и пирит.

Степень изменения пород сильно зависит от их пространственного положения в определенной части поля и глубины их залегания. Основным фактором, контролирующим процесс гидротермального изменения, является проницаемость пород.

В связи с изменением состава и строения исходных пород, меняются их физические и физико-механические свойства. При увеличении степени изменения андезитов уменьшаются: плотность грунта, скорость продольных и поперечных волн, модуль упругости, прочность на одноосное сжатие и разрыв и магнитная восприимчивость. Плотность, скорости упругих волн и модуль упругости снижаются вследствие увеличения пористости и изменения минерального состава. Прочность уменьшается из-за изменения структуры породы, увеличения количества неоднородностей, образования трещин и замещения первичных компонентов глинистыми минералами. Магнитная восприимчивость снижается из-за разложения титаномагнетита, а также парамагнитных минералов, таких как авгит и роговая обманка.

Благодарности

Авторы глубоко признательны коллегам по полевым работам и лабораторным исследованиям за помощь в отборе образцов и анализе полученных данных. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-05-00102). Исследования проведены с использованием оборудования, полученного в рамках реализации Программы развития Московского университета.

Список литературы

1. *Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С.* Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378-392.
2. *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. Том 36. № 6. С. 90-106.
3. *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.

УДК 550.83

Структурные особенности строения Больше-Банного геотермального месторождения по геофизическим данным

Ю.Ю. Букатов, Д.К. Денисов, С.О. Феофилактов, И.А. Нуждаев
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: tomgf@mail.ru

Рассматриваются результаты гравиметрических, магнитометрических и электроразведочных работ методом ВЭЗ в районе Больше-Банного геотермального месторождения. Выполнен качественный анализ данных. Обсуждается возможная природа выявленных аномалий.

Введение

Больше-Банное геотермальное месторождение перегретых термальных вод является одним из наиболее известных и перспективных на Камчатке. Месторождение было детально изучено Камчатским геологическим управлением с привлечением большого количества исследователей отраслевых НИИ и Академии наук СССР с 1961 по 1970 гг. [1]. Различные аспекты условий формирования термальных вод района отмечены в работах [3, 6, 8, 9]. Предполагается, что месторождение локализовано в грабене реки Банной. Остаются открытыми многие вопросы его строения и соотношения геологической структуры, вмещающей месторождение, с магматическими комплексами района. Задача авторов настоящего доклада заключалась в получении новых данных о строении грабена и зоны сочленения этого опущенного блока с другими геологическими структурами района Больше-Банного геотермального месторождения.

Краткая характеристика месторождения

Время становления Больше-Банной тепловой аномалии, по мнению Ю.П. Трухина [8], относится к среднему плейстоцену, т.е. продолжительность ее существования составляет не менее 120-150 тыс. лет. В структурном плане район геотермального месторождения относится к южной части Начикинской поперечной зоны поднятий. Современная гидротермальная система, вмещающая месторождение, расположена на южном фланге крупной длительноживущей Ягоднинско-Банной гидротермально-магматической системы [7]. На этом участке выделяется несколько многофазных интрузивно-субвулканических и экструзивно-субвулканических комплексов различного возраста, с которыми связано образование Больше-Банного золоторудного и Ягоднинского цеолитового месторождений, а также других проявлений полезных ископаемых. Предполагается, что источником теплового питания Больше-Банной, Карымчинской и других гидротермальных систем района служит массив сопки Горячей [4]. Эта концепция остается дискуссионной, как в целом для района, так и для отдельных гидротермальных систем (геотермальных месторождений).

Термальные источники Большие и Малые Банные расположены в грабене долины реки Банной. В то же время вызывает интерес приуроченность зоны разгрузки парогидротерм к северному флангу интрузивно-субвулканического комплекса золоторудного месторождения. Источники характеризуются температурой от 57 °С до 100 °С. Температура перегретых вод на глубине достигает 170 °С [4]. Тип циркуляции термальных вод преимущественно трещинно-жильный. Водоносные горизонты, по данным бурения, отмечаются в интервале глубин от 300-600 до 800-1000 м.

Методика исследований

Коллективом авторов в разные годы поводились гравиразведочные, магниторазведочные исследования, а также электроразведочные работы методом ВЭЗ в районе Больше-Банного геотермального месторождения. Согласно архивным данным, в

1962 г. выполнены работы методом ВЭЗ в 121 пункте по 7 профилям, перекрывающим площадь месторождения с шагом 100 м как по профилю, так и между профилями [5].

Схема расположения профилей, точек зондирования ВЭЗ 2015 г., а также местоположение профиля ВЭЗ МГ-5 из архивных данных показано на рисунке 1.

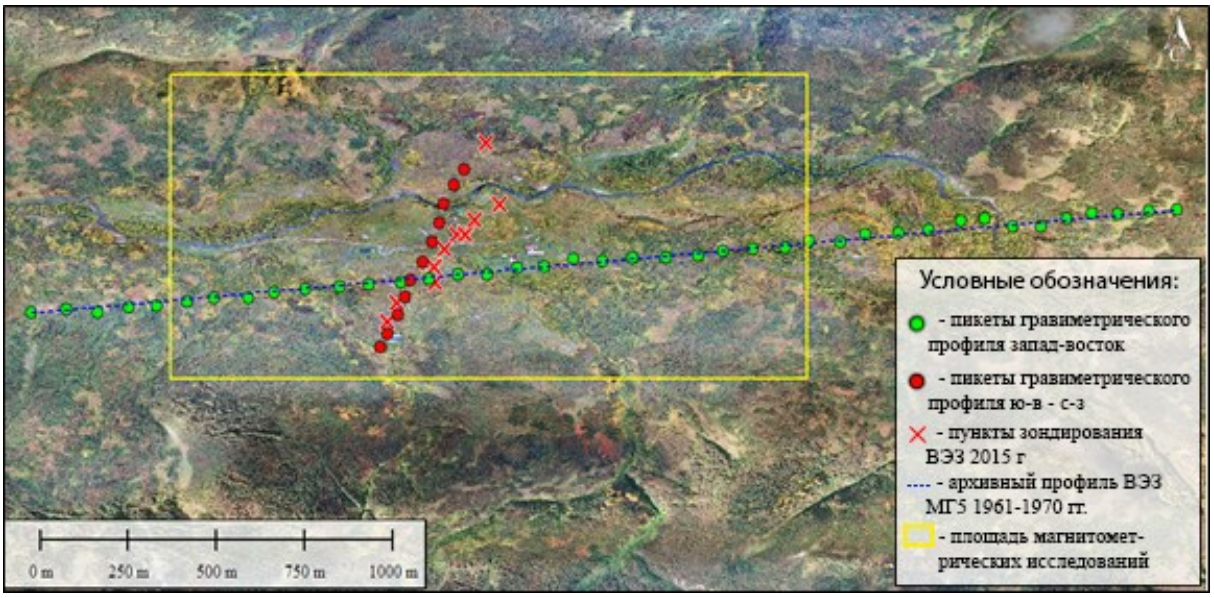


Рис. 1. Схема расположения профилей геофизических исследований (ортофотоплан Денисова Д.К.)

Электроразведочные работы в 2015 г. выполнены методом ВЭЗ симметричной четырехэлектродной установкой (AMNB). Зондирования проведены в 10 точках с нерегулярным шагом от 50 до 100 м по профилю с юго-запада на северо-восток. Разнос питающей линии (AB/2) изменялся в пределах от 5 до 1040 м. Работы выполнялись многофункциональным электроразведочным измерителем МЭРИ-24 (ООО “Северо-Запад”, Россия) с использованием электроразведочного генератора ВП-1000 (ООО “Элгео”, Россия). Погрешность измерений составила ≤ 2.5 % по одному пункту зондирования [2].

Площадные магниторазведочные исследования проводились двумя магнитометрами GSM-19W на эффекте Оверхаузера (GEM Systems, Канада). Один прибор был установлен в качестве вариационной станции для записи суточных изменений магнитного поля, другим выполнялась съемка [2].

В 2019 г. проведена гравиметрическая съемка автоматическим микропроцессорным гравиметром CG-5 Autograv (Scintrex, Канада). Диапазон измерений прибора > 7000 мГал, разрешающая способность при снятии показаний 0.001 мГал. Выполнены наблюдения по 2 профилям: профиль с запада на восток протяженностью 2 км и профиль с юго-запада на северо-восток протяженностью 500 м. Геодезическое обеспечение осуществлялось GPS станциями Leica GR 10 с антеннами AR 10. Одна станция использовалась в качестве базовой, другая перемещалась по профилю. Время записи на точках ≥ 15 мин.

Результаты исследований и их краткая интерпретация

Профиль восток-запад территориально совпадает с профилем МГ-5 из архивных данных электроразведочных работ 1961-1970 гг. [4]. На геоэлектрическом разрезе выделяются 3 горизонта пород:

1 – приповерхностный горизонт пород со значениями удельного электрического сопротивления (у.э.с.) от 1000 до 3000 Ом·м, мощностью от 0 м в районе разгрузки до 25 м за ее пределами.

2 – горизонт пород с сопротивлением 15-50 Ом·м, мощностью от 150 м в западной части профиля и 500 м и более в восточной части, в значительной степени обводнен.

3 – нижний водоупорный горизонт со значениями у.э.с. 4000-6000 Ом·м.

По результатам площадной магнитной съёмки была построена карта аномального магнитного поля ΔT_a. На фоне положительных значений, свойственных породам, не подверженным геотермальному изменению, в районе современной термальной разгрузки выделяется отрицательная магнитная аномалия (до -450 нТл), однако ее размеры меньше границ термальной разгрузки по 20-тиградусной изотерме, полученных в результате температурной съёмки [2].

В результате гравиметрических работ построены графики аномального гравитационного поля в редукции Буге по двум профилям. Подробно рассмотрим профиль широтного простирания (рис. 2). В западной части выделяется максимум поля, который в структурном плане является подтверждением наличия интрузивного комплекса пород. Низкие значения Δg (300-400 м от начала профиля) свидетельствуют о наличии зоны сочленения между интрузивным комплексом и грабеном. Район термопроявления характеризуется положительными значениями Δg. Плавное опускание значений гравитационного поля в отрицательную область в восточной части профиля хорошо коррелирует с погружением нижнего водоупорного горизонта по геоэлектрическим данным.

Сводный график данных гравиметрической и магнитометрической съемки, а также геоэлектрический разрез по профилю восток-запад, представлены на рисунке 2.

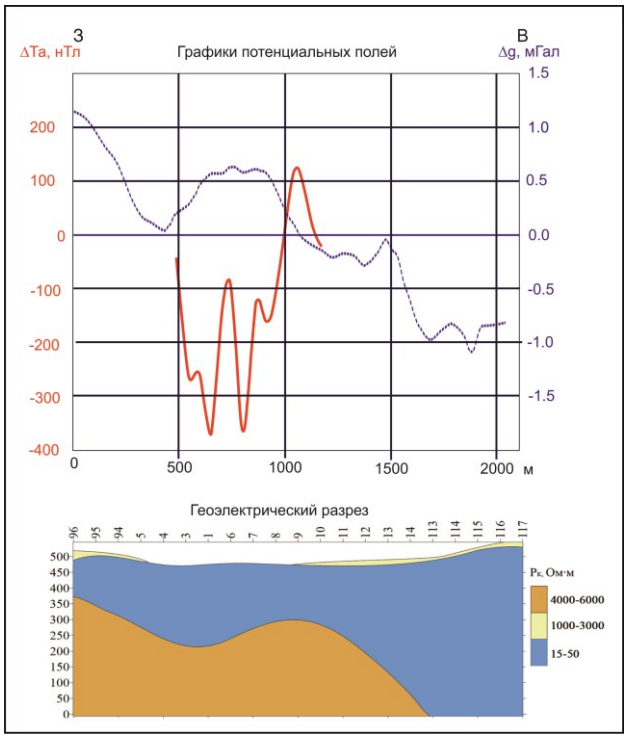


Рис. 2. Фактический материал геофизических исследований.

Заключение

На основании комплексных геофизических исследований выделяется центральная область насыщения пород термальной водой (парогазовой смесью?) до глубины примерно 250 м от уровня современного рельефа. Эта область может представлять собой локальный геотермальный резервуар, открытый на дневную поверхность: над ним расположено основное термальное поле Больше-Банного месторождения. В восточном направлении (правая часть профиля на рис. 2) область

паро-водонасыщенных пород резко погружается на глубину и, по всей вероятности, представляет собой подводящий канал для геотермального теплоносителя. В западном и южном направлении установлена граница между двумя аномалиями поля силы тяжести и подъем кровли литологического горизонта, что может интерпретироваться как наличие тектонического нарушения или (и) контактовой зоны интрузивно-субвулканического тела Больше-Банного золоторудного месторождения.

Авторы глубоко признательны всем участникам Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН за содействие в проведении полевых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 18-35-00138 и 19-05-00102).

Список литературы

1. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. 284 с.
2. *Денисов Д.К., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. и др.* Геофизические исследования в районе Больше-Банного геотермального месторождения (Камчатка) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Девятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. С. 164-167.
3. *Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С.* Глубинная геоэлектрическая модель Больше-Банной гидротермальной системы на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 51-61.
4. *Краевой Ю.А., Коваленко В.Я., Евтухов А.Д.* Больше-Банная гидротермальная система на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 246-253.
5. *Коваленко В.Я., Зальмарович И.И.* Промежуточный отчёт о результатах работ на Больше-Банном месторождении термальных вод в 1962 г. Альбом ВЭЗ // Северо-восточное геологическое управление, Камчатское РайГРУ. Петропавловск-Камчатский, 1968. С. 50-59.
6. *Нурмухамедов А.Г.* Банные источники гидротерм как потенциальный источник энергоснабжения на Юге Камчатки // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2016. № S40. С. 144-158.
7. *Рычагов С.Н., Бойкова И.А., Сандимирова Е.И.* Ягоднинско-Банная гидротермально-магматическая система (Камчатка): контроль цеолитового, рудного и геотермального месторождений. // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2015. С. 534-539.
8. *Трухин Ю.П.* Геохимия современных геотермальных процессов и перспективные геотехнологии. М.: Наука, 2003. 376 с.
9. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 178 с.

УДК 551.21

Минералого-геохимические особенности продуктов фумарольной деятельности кратерной зоны Авачинского вулкана в 2001 г.

Л.П. Вергасова, И.Ф. Делемень, А.А. Овсянников
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: vlp@kscnet.ru

Рассмотрены некоторые минералого-геохимические особенности продуктов фумарольной деятельности кратерной зоны Авачинского вулкана в 2001 г. в связи с проблемой силификации гидротермального резервуара в постройке вулкана перед фреатическим взрывом 05.10.2001 г.

Введение

Традиционно считается, что долгосрочный прогноз типа и параметров будущих извержений Авачинского вулкана возможен на основе использования сведений об исторических извержениях этого вулкана, что было блестяще доказано исследованиями И.В. Мелекесцева при ретроспективном анализе активности Авачи в 1737-1909 и 1926-1991 годах.

Весьма эффективным для среднесрочного и краткосрочного прогноза извержений оказался сейсмический метод. Однако «сейсмические станции не позволили предсказать извержения Авачинского в 1926 г., 1991 и 2001 гг.» [2]. Очевидно, что, по крайней мере, для фреатических извержений необходим дополнительный поиск и разработка новых подходов к их прогнозу.

В работе [3] на основе комплексного изучения Авачинского вулкана, выполненного В.А. Дрозниным и соавторами, было сформулировано предположение, что фреатический (гидротермальный) взрыв в 2001 г. на Авачинском вулкане произошёл в результате наличия в недрах Авачинского вулкана «активного гидротермального резервуара».

Также было предположено, что к фреатическому взрыву, возможно, привело осаждение кремнезёма (силификация) в виде полиморфной модификации – кристобалита, выполнявшего поры в блоках пород, выброшенных в процессе активизации вулкана в 2001 г.

Нами предлагается расширить эту концепцию, исходя из результатов сравнительного изучения продуктов фумарольной деятельности Авачинского вулкана до и после фреатического взрыва, произошедшего 05.10.2001 г.

Во время извержения в 1991 г. кратер был полностью заполнен лавой. Наиболее активная фумарольная деятельность была сконцентрирована в узком желобе между лавовой пробкой и гребнем кратера. Необходимо отметить, что расположение фумарол, особенно в юго-западном секторе кратера, соответствовало существовавшим и ранее (до извержения) фумаролам «Серного гребня».

5 октября 2001 г. произошел единичный газовый взрыв, в результате которого лавовая пробка в кратере, сформировавшаяся при предыдущем извержении 13 января 1991 г., была расколота, а все последующие годы в районе кратера наблюдается мощная фумарольная активность.

Исследовались пробы продуктов фумарольной деятельности кратерной зоны Авачинского вулкана, отобранные А.А. Овсянниковым 05.09.2001 г. (Ав-846-1-3, Ав-847) и 17.10.2001 г. (Ав-846-1-3, Ав-847), то есть, до и после взрыва, произошедшего 05.10.2001 г.

Отобранные образцы тщательно просматривались под бинокуляром, затем анализировались с использованием метода рентгенофазового анализа (аналитик Зеленский М.Е., ИВиС ДВО РАН) и традиционного метода мокрой химии (аналитик В.В. Дунин-Барковская, ИВиС ДВО РАН).

По данным рентгеновских исследований в пробах, отобранных до взрыва, из кристаллических фаз были установлены, в основном, α-кристобалит, тридимит и α-кварц. Зафиксировано также присутствие (в интервале углов 20-40^{o}) аморфной фазы, содержание которой зачастую было преобладающим.

По данным микроскопических исследований в пробах также была установлена рудная фаза (не идентифицирована из-за незначительного содержания и микроскопичности выделений).

Вышеприведенные минеральные новообразования слагают обеленные (сильно пачкают руки) измененные породы (Ав-842-1-3) зоны фумаролопроявления с температурой газа 500 ^{o}C.

Штуфная проба Ав-843 была представлена ромбической серой с примесью α-кристобалита.

Результаты исследований проб, отобранных до взрыва, свидетельствуют о концентрации преимущественно соединений кремнезёма в околожерловых фациях измененных пород Авачинского вулкана.

После взрыва на Авачинском вулкане были отобраны пробы Ав-846-1-3 и Ав-847 в западном секторе трещины, сформировавшейся в ходе активизации вулкана, и на юге площадки высокотемпературной фумаролы. Измеренная температура газа 235-350^{o}C.

Результаты минералогических исследований проб, отобранных до и после взрыва, свидетельствуют о том, что в основной своей массе они идентичны, большую часть из них составляют продукты измененных околожерловых фаций (по типу сернокислотного выщелачивания), отражающие вынос вещества из породы большинства петрогенных и рудных компонентов и концентрации на месте кремнезема.

Отличительной особенностью проб минеральных новообразований, отобранных после взрыва, является присутствие свежего пеплового материала (продукты дробления окружающих пород), осаждение галоидных соединений, находки водных и безводных сульфатов кальция (гипс, ангидрит).

Рентгеновским методом была также установлена рудная фаза черного цвета с отчетливым металлическим блеском, представленная маггемитом γ-Fe_2O_3 (Ав-846-1а). Для подтверждения результатов рентгеновских исследований необходимо определение магнитной восприимчивости и цвета черты, что не представлялось возможным из-за незначительных размеров рудных частиц.

Обращает на себя внимание проба Ав-846-3, которая при поступлении для лабораторных исследований имела облик влажной скрытокристаллической тонкодисперсной массы кремовато-белого цвета.

По данным рентгенофазового анализа в пробе были установлены аморфная фаза и α-кристобалит. Химический анализ пробы представлен в таблице.

При растирании на химический анализ проба приобрела облик сметаноподобной массы, а в процессе хранения затвердела до камнеподобного состояния, что наблюдается при тиксотропии, когда происходит превращение вещества в жидкое состояние и наоборот, позволяющее сжиженной массе вновь обрести жесткость, едва оставляют её в покое.

Позднее, с использованием сканирующей электронной микроскопии (SEMTESKAN “Vega3” с энергетическим спектрометром X-MAX50 (Oxford)) проводились дополнительные исследования проб, отобранных после взрыва.

При этом было установлено незначительное присутствие в пробах фтора, а также Fe, Pb, Bi, Se, As, что наряду с хлором (таблица) говорит о подтоке магматогенных флюидов в процессе активизации Авачинского вулкана 05.10.2001 г.

Таблица. Химический состав измененных пород и новообразований в пробах, отобранных в период 09.2001-10.2001 гг. (в % мас.)

Компоненты	**Ав-842-1**	**Ав-842-3**	**Ав-846-1а-в**	**Ав-846-2**	**Ав-846-3**
SiO_2	91.60	85.84	28.32	46.90	79.26
TiO_2	0.71	0.56	0.41	0.78	3.84
Al_2O_3	1.79	3.46	9.90	10.62	1.88
Fe_2O_3	0.00	1.90	3.28	2.40	0.33
FeO	0.28	0.90	2.87	2.87	1.29
MnO	0.22	0.21	0.23	0.24	0.23
MgO	0.60	1.30	2.34	2.86	1.98
CaO	0.66	0.66	5.34	7.82	0.78
Na_2O	0.18	0.78	2.14	2.16	0.10
K_2O	0.30	0.34	0.48	0.50	0.00
H_2O^-	0.48	0.33	2.20	4.80	1.99
H_2O^+	-	-	-	-	-
П.п.п.	2.80	3.80	-	1.80	7.90
P_2O_5	0.00	0.00	0.06	0.02	0.02
SO_3	0.00	0.00	7.90	6.94	0.00
Cl	0.00	0.00	5.18	1.60	0.00
$S_{эл.}$	0.20	-	30.28	7.76	0.46
NH_3	-	-	0.20	-	-
$O=Cl_2$			-1.14	-0.35	
Сумма	99.82	100.08	99.99	99.72	100.06

Обсуждение результатов

В работе [3] было показано, что фреатическое извержение вулкана, происшедшее 5.10.2001 г., обусловлено процессами тепломассопереноса в гидротермальном резервуаре, расположенном в недрах вулканической постройки. Авторы предложили называть этот резервуар активным [4], т.к. в нем наблюдаются процессы локальной сейсмичности, предположительно связанные с деформациями гидроразрыва в резервуаре. Сейсмическая активизация резервуара коррелируется с изменениями фумарольной активности Авачи. По их данным, обусловленные процессами в активном резервуаре землетрясения, зарегистрированные в период извержения вулкана в октябре 2001 г., сосредоточены в верхней части конуса в радиусе около 1 км.

Фреатический взрыв происходит, когда давление водного-газового флюида превышает прочность пород, слагающих кровлю резервуара (кепрок). Известно также, что прочность кепрока возрастает, когда в гидротермальной системе, помимо первичного, формируются один или несколько вторичных водоупоров, особенно в результате силификации – кольматации (заполнения) трещин и пор выпадающим из гидротермального раствора кремнеземом.

Мы предполагаем, что одним из возможных источников соединений кремнезёма, в том числе аморфного кремнезёма, могут быть продукты фумарольной деятельности кратерной зоны Авачинского вулкана. Продукты эксгаляций вулкана в основной своей массе представлены в виде скрытокристаллической тонкодисперсной фазы, которая легко отделяется при незначительном механическом воздействии. Из зоны флюидно-газовой разгрузки фазы кремнезёма под влиянием атмосферных агентов – дождевая вода, снег, туман – могут транспортироваться в нижние горизонты конуса, например, в «активный гидротермальный резервуар» [2].

В ряду кварц-халцедон-β-кристобалит-α-кристобалит-аморфный кремнезём растворимость аморфного кремнезёма в воде при одной же той же температуре возрастает [1]. Так, если при температуре 200 ^oC в водный раствор (в том числе в паровой фазе) переходит ~275 мг кварца на 1 кг воды, то аморфного кремнезёма – в 3.5 раз больше (~950 мг). Поступая в активный резервуар, в котором по [4]

наблюдаются процессы локальной сейсмичности, может произойти заполнение тонкодисперсными фазами кремнезёма мелких трещин, а также других подводящих каналов, образующихся при тектонических подвижках. При закупорке трещин повышаются температуры, которые могут способствовать изменению плотностных характеристик дисперсного вещества в сторону уплотнения (в лабораторных условиях уплотнение тонкодисперсных фаз кремнезема пробы Ав-846-3 до камнеподобного состояния произошло при комнатной температуре и за относительно короткое время). В течение длительного времени (в нашем случае в течение 10 лет, с 1991 по 2001 гг.), таким образом, возможно, происходило кальматирование газовых выходов. Когда давление под «крышкой», роль которой играет лавовая пробка, достигло достаточно высоких значений, произошёл взрыв.

По устному сообщению А.А. Овсянникова, количество вещества пробы Ав-846-3 было существенным. Отложения пробы наблюдались по склону в направлении к Корякскому вулкану и, похоже, были выброшены из недр вулкана в ходе активизации. Подтверждением этого может служить высокое содержание титана в его составе. По данным количественного химического анализа, проба Ав-846-3, в отличие от аналогичных, отобранных до взрыва в поверхностных условиях, содержит повышенное содержание TiO_2 ~4 % масс (против менее ~1 % масс.). Низкая теплопроводность титана способствует его накоплению. Относительно высокое содержание TiO_2 может свидетельствовать о значительных температурах, сопровождающих процесс силификации в недрах вулкана.

Известно, что в сольфатарных системах вулканов важнейшей геохимической особенностью изменения лав андезитового состава под воздействием кислых сернистых растворов является обогащение системы титаном и аморфным кремнеземом (опалолиты) [5]. Следовательно, поликонденсация и старение отложившегося тонкодисперсного аморфного кремнезема приводит к формированию титансодержащего опалолитового кепрока в недрах вулканической постройки.

Список литературы

1. *Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Фазлуллин С.М. и др.* Кремнезем в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // Экологическая химия. 1998. Т. 7. Вып. 3. С. 200-216.
2. *Гирина О.А., Озеров А.Ю., Мельников Д.В., Маневич А.Г.* Вулкан Авачинский: мониторинг и основные характеристики извержений // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 11-14.
3. *Дрознин В.А., Дубровская И.К., Кирюхин А.В. и др.* Диагностика геотермального резервуара Авачинского вулкана по фумарольной активности и сейсмологическим данным // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах. Материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский. 21-27 августа 2004 г. Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2004. С. 37-39.
4. *Кирюхин А.В., Корнеев В.А., Поляков А.Ю.* О возможной связи сильных землетрясений с аномальными изменениями давления в двухфазном геотермальном резервуаре // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 3-11.
5. *Потапов В.В., Сердан А.А., Кашпура В.Н., Горбач В.А.* Кинетика поликонденсации ортокремниевой кислоты в гидротермальном растворе // Журнал физической химии. 2007. Т. 81. № 10. С. 1897-1901.

УДК 551.231

Об уникальном минеральном парагенезисе вулканических газов

Л.П. Вергасова[1], С.В. Москалёва[1], А.П. Шаблинский[3], В.И. Силаев[2], Г.А. Карпов[1], С.К. Филатов[2], К.В. Тарасов[1], М.А. Назарова[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: vlp@kscnet.ru

[2]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

[3]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

На основе результатов комплексных минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований выявлен уникальный минеральный парагенезис вулканических эксгаляций в пределах лавового поля Второго конуса Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ, 1975-1976 гг., Камчатка). Обосновывается источник газов, обусловивших образование и накопление минерального вещества на бескорневых участках новообразованных вулканических тел – лавовых потоках.

Введение

После достаточно полной сводки по минералогии вулканических эксгаляций на вулканах Камчатки [2], на Трещинном Толбачинском извержении 2012-2013 гг. (ТТИ-50) [4] был установлен большой комплекс минеральных фаз, в том числе самородно-металлических, в пирокластике, выпавшей из газо-пепловой колонны в процессе извержения ТТИ-50, а в составе лавопещерных минерализаций − сложные минеральные смеси [7].

Результаты геохимических исследований вулканических газов и конденсатов ТТИ-50 [8] свидетельствуют о достаточно высоких концентрациях в них многих элементов, в том числе рудных, среди которых особенно значительны были содержания F, Cl, Si, Cu, Ba, Zn, Se, Pb, Tl, Bi. Заметны были и содержания Al, V, Ag, Au, Sr, Cr. Стало ясно, что при резкой смене P-T условий переноса газовой фазы возможно образование и значительное накопление в своеобразных «ловушках» рудных и нерудных минерализаций.

Исследование минерализаций в продуктах эксгаляций на лавовых потоках БТТИ дополняют наши представления о современном вулканогенном минерало-рудообразовании.

Характеристика места отбора проб

Образцы отбирались в пределах шестого лавового потока в 2-2.5 км к западу от Второго конуса, в основании высокого (около 10 м) южного бортового вала, обрамлявшего «Главный поток» (рис. 1). В описании [1] пятый, шестой и двенадцатый лавовые потоки объединены под общим названием «Главный поток». Бортовой вал состоял из шлако-глыбового нагромождения изверженных пород базальтового состава, в том числе Второго конуса, покрытого мелко-шлаковым чехлом из пирокластики [1]. На общем сером фоне вулканитов выделялся участок измененных пород кремовато-желтовато-белого цвета площадью 20×5 м^2 – фумарольная площадка, образовавшаяся в результате подтока к этому месту горячих вулканических газов. Мелкий пирокластический материал в пределах фумарольной площадки был интенсивно изменён и сцементирован в плотную корку мощностью 2-3 см, состоящую из фторидов (в основном, ральстонита $Na_x(Mg_xAl_{2-x})(F,OH)_6 \cdot yH_2O$), пересеченную системой закрытых трещин, которые прослеживались тонкими и темными буроватыми штрихами. В местах трещин корка как бы незначительно вздувалась, что, по-видимому, было связано с давлением выделяющихся газов. Температура в трещинах соответствовала 320 ^oC. При вскрытии под коркой были обнаружены скопления новообразованных минералов, которые прослеживались до глубины 25-30 см.

Лабораторные исследования

Отобранные образцы тщательно просматривались под бинокуляром, затем анализировались с использованием методов рентгенофазового анализа (порошковый дифрактометр «D2 Phaser», аналитик Шаблинский А.П., СПбГУ; дифрактометр “XRD-7000 MAXima” Shimadzu, аналитик Назарова М.А., ИВиС ДВО РАН); аналитической СЭМ (TESKAN “Vega3” с энергетическим спектрометром X-MAX50 (Oxford), аналитик Москалёва С.В., ИВиС ДВО РАН) и изотопной масс-спектрометрии (Delta V+ (Finnigan) с элементным анализатором Flash EA-HT 1112 и газовым коммутатором Confo IV).

Планируются структурные исследования для предполагаемых новых природных соединений с чётко выраженными индивидуальными морфологическими признаками.

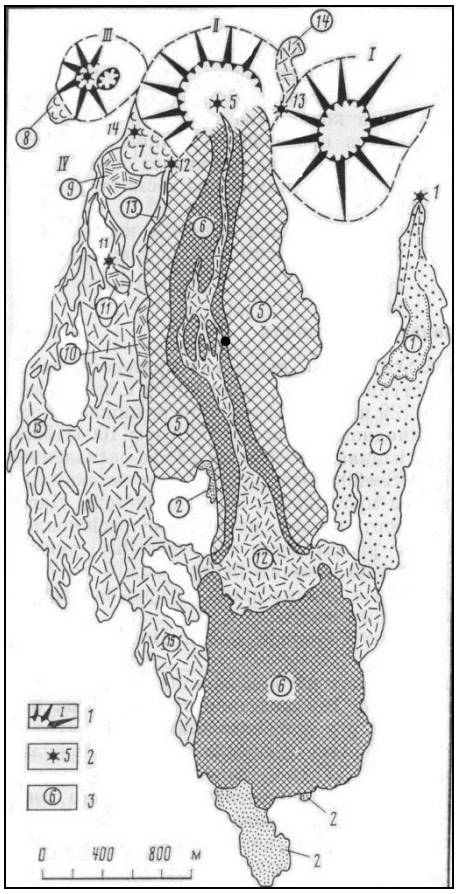


Рис. 1. Схема лавовых потоков Северного прорыва БТТИ. Взято из [1]. «●» – обозначено место отбора проб.

Результаты исследования

Установлена последовательность формирования новообразованных минеральных фаз, выявлены ведущие, второстепенные и акцессорные минералы.

Непосредственно под коркой, состоящей из ральстонита и изменённой тонкой пирокластики, в мелко-глыбовом субстрате были обнаружены выделения белого, ватоподобного, очень гигроскопичного вещества (Zn, Cl). Поверхность обломков лав с этими выделениями на воздухе через некоторое время становилась «влажной» с маслянистым блеском. Здесь же был также обнаружен белый чешуйчатый минерал – природный селенит – софиит $Zn_2(SeO_3)Cl_2$, выделения которого прослеживались до глубины 10-15 см. В ходе лабораторных исследований была установлена ещё одна гигроскопичная фаза, изучение которой продолжается. Глубже границы отложений не имели четких очертаний. Здесь были зафиксированы минералы класса селенитов, тенорит CuO, котуннит $PbCl_2$. Обращают на себя внимание случаи тесного срастания тенорита с кристаллами и зернами котуннита, придавая тем самым смоляной до жирного блеск, несвойственный оксиду меди. С котуннитом отмечались редкие находки частиц самородного золота. В мелкой фракции пепловых частиц менее 0.25 мм встречаются единичные зёрна самородных металлов – Al, Nb, Hg, Cr, сплавов Cu-Zn-Al-состава и муассанита SiC (рис. 2). В конце разреза на глубине ~30 см находились обломки изверженных пород с кристаллами тенорита иссиня-черного цвета.

Обсуждение результатов

Поверхностная корка, образованная под воздействием вулканических газов и состоящая из ральстонита и изменённой мелкой пирокластики, обусловила хороший каптаж выделяющихся газов из изверженных пород при их остывании. Эти газы являются источником компонентов, обусловивших уникальный минеральный парагенезис, причём в мало ожидаемом месте, а именно – на бескорневых участках новообразованных вулканических тел, каковыми являются лавовые потоки [6]. Этому в

немалой степени способствовали газы, отделяющиеся при остывании значительного объема пород начальной фазы извержения Второго конуса, растащенных лавовыми потоками при их продвижении. В процессе бурного эксплозивно-эффузивного этапа извержения [1] были разрушены южная и юго-западная части конуса, и вынесены в направлении уклона местности не только породы постройки, но и огромное количество бомб и шлака, засыпавших их поверхность.

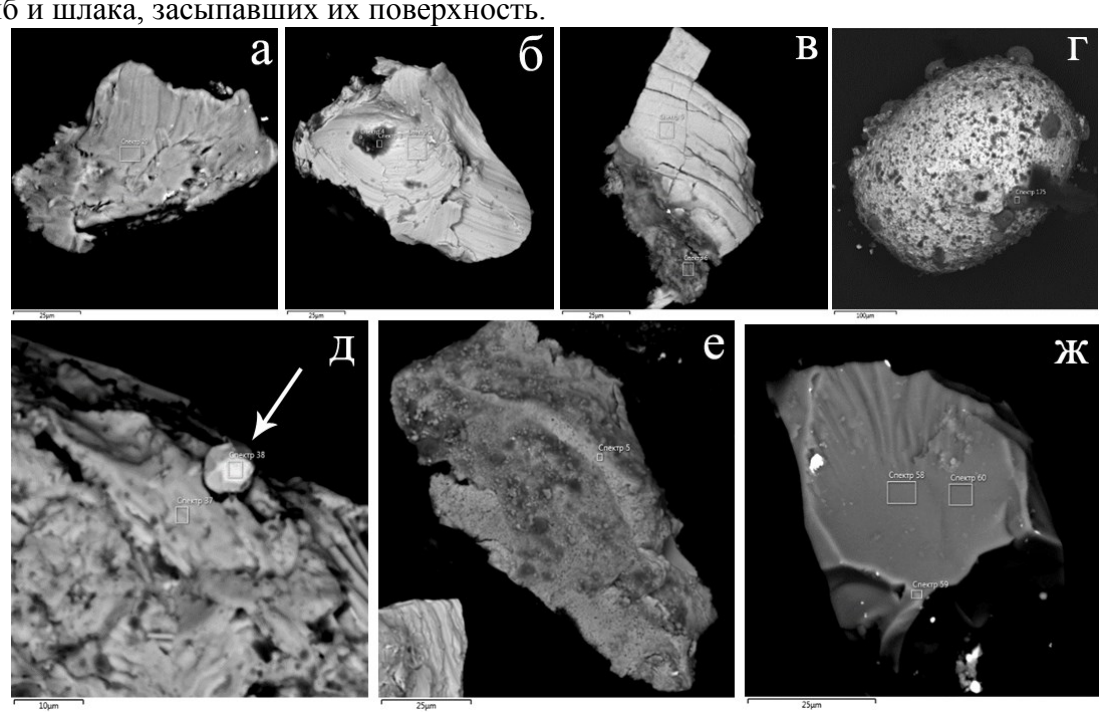


Рис. 2. СЭМ-изображения самородно-металлических фаз, сплава и муассанита в режиме упруго-отражённых электронов: а – алюминий; б – ниобий; в – хром; г – ртуть; д – золото в котунните; е – сплав состава Cu-Zn-Al; ж – муассанит.

Помимо приведённых выше факторов, на минеральный состав фумарольной минерализации, возможно, оказывали влияние разнообразные твердофазовые реакции, приводящие к образованию смешанных гигроскопичных фаз на основе тенорита, котуннита, софиита и других первоначальных минералов. Появление со временем у подобного рода минерализаций зелёной окраски может свидетельствовать об образовании вторичных водных фаз, как это происходит в лабораторных условиях при взаимодействии первоначальных минералов с атмосферной влагой – например, образование гербертсмитита $ZnCu_3(OH)_6Cl_2$, впервые обнаруженного в продуктах деятельности фумарол на камчатских вулканах. Формированию вышеописанной минеральной ассоциации могло также способствовать разложение погребенной растительности, вовлечённой в процесс минералообразования. Об участии органики может свидетельствовать факт встречаемости незначительной примеси азота в анализах некоторых новообразованных фаз.

Проведенный анализ показал, что зачастую эксгаляционные минерализации импрегнированы некристаллическим углеродистым веществом, наблюдающимся в разных формах – в виде отдельных микрочастиц, чёрных пленок, в срастаниях с самородно-металлическими фазами и муассанитом. По данным изотопной масс-спектрометрии (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН), выявленное углеродистое вещество в исследуемой минерализации довольно однородно по изотопному составу (‰): $\delta^{13}C_{PDB} = -25.99 \pm 2.27$ (V = 9%); $\delta^{15}N_{Air} = 6.74 \pm 2.48$ (37%) и вполне сопоставляется по этому критерию с углеродом, атомно-рассеянным в камчатских вулканитах, и с абиогенными конденсированными органоидами, выявленными в продуктах извержения многих современных вулканов. На основании этого мы считаем

углеродистое вещество эндогенным по происхождению и глубинным по источнику вещества.

Заключение

На ограниченном участке лавового потока Второго конуса БТТИ, при температуре более 300^{o}C, на расстоянии 2-2.5 км от эруптивного центра выявлен уникальный минеральный парагенезис вулканических эксгаляций. Видообразующими элементами новообразованных минеральных фаз являются – H, C, O, F, Cl, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Cr, Nb, S, Cu, Zn, Pb, Se, Cd, Hg, Au, Tl, Fe.

Обнаруженная минеральная ассоциация представлена соединениями класса самородных элементов, оксидов, фторидов, хлоридов, сульфатов, селенитов. Среди них наиболее полно представлены галогениды (фториды, хлориды) и специфический класс селенитов. В намного подчинённом количестве установлено наличие минералов класса сульфатов. Ведущими минералами являются тенорит, котуннит, ральстонит, софиит, гигроскопичные цинксодержащие фазы. Из акцессориев обнаружены самородные (Au, Al, Nb, Hg, Cr), сплавы (Cu, Zn, Al), карбиды (муассанит) и абиогенное углеродистое вещество.

Источником вещества уникального парагенезиса минералов на лавовом потоке Второго конуса являются фумарольные газы [5], отделяющиеся при остывании лавовых потоков. В составе фумарольных газов предполагаются, в том числе, окклюдированные эксплозивные газы изверженных пород Второго конуса. Присутствие в исследованной минеральной ассоциации самородно-металлических фаз, сплавов и муассанита даёт основание предполагать участие в минералообразовании газов из эруптивного газо-пеплового потока. Образование зоны пеплопада над лавовым полем Второго конуса свидетельствует о распространении садки эксплозивно-пирокластического материала на значительное расстояние от центра эрупции (более 3 км).

Изотопные данные по углеродистому веществу с места отбора образцов исследуемой эксгаляционной минерализации свидетельствуют об эндогенном происхождении и глубинном источнике газов. Данные не противоречат опубликованным ранее результатам геофизических исследований о глубинности источника флюидно-магматического вещества под Толбачинским вулканом [3].

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 638 с.
2. *Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Филатов С.К.* Минералогия изменённых пород современных гидротермальных систем и вулканических эксгаляций Камчатки // История науки и техники. 2017. № 7. С. 52-65.
3. *Гонтовая Л.И., Силаев В.И., Вергасова Л.П. и др.* К вопросу о глубинности источника флюидно-магматического вещества под Толбачинским и Ключевским вулканами // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 22-25.
4. *Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др.* Эксплозивная минерализация ТТИ-50 / В кн. Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг. (ТТИ-50). 2017. С. 239-253.
5. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
6. *Набоко С.И.* Вулканические эксгаляции и продукты их реакции. / Тр. лаб. вулканол. станций. Изд-во АН СССР, 1959. Вып. 16. 300 с.
7. *Тарасов К.В., Назарова М.А.* Вещественный состав лавопещерных минерализаций, образовавшихся в ходе Трещинного толбачинского извержения 2012-2013 гг. // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 27-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2018. С. 215-218.
8. *Chaplygin I.V., Lavrushin V.Y., Dubinina E.O.* Geochemistry of volcanic gas at the 2012-13 New Tolbachik eruption, Kamchatka // J. Volcanol Geotherm. Res. 2016. Vol. 323. P. 186-193.

УДК 553.078

Гидротермально-метасоматические образования и их металлогеническая специализация в пределах островов Шумшу и Парамушир (Большая Курильская гряда)

П.С. Жегунов[1], Ю.Ю. Юрченко[2]

[1]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: pavel.zhegunov@bk.ru*

[2]*ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург*

Гидротермально-метасоматические образования, широко развитые в зонах современного вулканизма активных континентальных окраин, и их связь с благороднометалльным оруденением представляют интерес как с научной, так и с практической точек зрения. Одной из наименее изученных в этом отношении является Курило-Камчатская островодужная система, в особенности северный сегмент Большой Курильской гряды. В пределах южной группы островов известны многочисленные проявления золота, в том числе эксплуатируемые месторождения Прасоловское (о. Кунашир) и Купол (о. Уруп), на юго-восточной Камчатке к таковым относятся Асачинское, Родниковое и Мутновское месторождения. Рудные тела месторождений сопровождаются ореолами вторичных кварцитов, аргиллизитов и пропилитов, которые зачастую сами являются золотоносными [1, 3]. Ввиду низкой изученности и труднодоступности, вопрос потенциальной рудоносности подобных гидротермальных образований, развитых на островах северной группы Большой Курильской гряды, является особо актуальным.

Проведенные ранее исследования позволили на о-ве Парамушир выделить ряд рудных полей, потенциальных для обнаружения промышленного оруденения [1, 2, 3, 6]. Рудные поля Узкое, Рифовое, Куминское и Васильевское приурочены к породам вулканогенно-кремнисто-туфодиатомитовой формации позднемиоцен-плиоценового возраста, Заозерное – к базальт-андезитовой формации позднеплиоцен-эоплейстоценового возраста. Стратифицированные образования рудных полей прорываются субвулканическими телами, экструзиями и дайками габбро-порфиритов, диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, базальтов, долеритов, андезитов, риодацитов. В пределах Узкого рудного поля в породы вулканогенно-кремнисто-туфодиатомитовой формации внедряются гипабиссальные тела парамуширского габбро-плагиогранитового комплекса. С зонами разрывных нарушений связано гидротермальное преобразование вмещающих пород вплоть до диаспор-серицитовых и адулярсодержащих гидросерицит-серицитовых вторичных кварцитов, которые вмещают прожилково-вкрапленную и жильную рудную минерализацию. Указанные рудные поля объединяют пункты минерализации серы, полиметаллов, золота и серебра, первичные и вторичные геохимические ореолы, шлиховые ореолы Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Cd, As, Sb, Hg, реже Se, Te, Bi, Sn.

На о. Шумшу выделяют Кошкинское рудное поле, которое и является предметом данного исследования. Рудное поле расположено в северной части острова, в междуречье р.р. Кошкина-Озерная-Морская, и приурочено к Озерновской вулканотектонической структуре, осложненной системой сбросово-сдвиговых разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. В пределах исследуемого участка, как и всего о. Шумшу, распространены миоцен-плиоценовые породы округловского вулканического андезибазальтового комплекса. Неизмененные и слабоизмененные породы покровной фации комплекса представлены туфоалевролитами, туффитами, псефитовыми, лапиллиевыми и агломератовыми туфами, редкими потоками андезитов. С покровными образованиями генетически

связаны субвулканические тела: штоки, дайки, силлы андезитов и кварцевых диорит-порфиритов, дайки базальтов. Залегание пород округловского комплекса в пределах участка нарушено системой субширотных (265°-305° СЗ) крутопадающих (80-90°) дизъюнктивных нарушений. С зонами дробления, шириной до 10-50 м, связана гидротермально-метасоматическая переработка пород округловского комплекса с образованием пропилитов и кварц-светлослюдистых метасоматитов (вторичных кварцитов, аргиллизитов). Рудное поле, объединяющее в себя пункты минерализации Морской, Океанский и Озерный, открыто и изучено В.Е. Бевзом в 1968 г. в ходе геологического картирования масштаба 1:200 000 [6]. Позднее, В.Ф. Евсеевым с коллегами в минерализованных зонах установлены повышенные содержания Au и Ag, уточнены благоприятные металлогенические факторы локализации благороднометалльной минерализации: развитие рудоносных метасоматитов, контролируемых разломами, шлиховые ореолы сфалерита, галенита, первичные литохимические ореолы и точечные геохимические аномалии золота и серебра, потоки рассеяния и биохимические ореолы серебра [2]. Для гидротермально-метасоматических образований наблюдается зональность следующего вида:

1. Внешняя зона представлена пропилитами карбонат-хлорит-альбит-кварцевой ассоциации. *Пропилиты* – породы серовато-зеленые, со скрыто-мелкокристаллической структурой, массивной, пятнистой, миндалекаменной текстурой. Породообразующие минералы – кварц (30-50%), хлорит (20-30%), альбит (10-20%), карбонат (5-10), минералы группы каолинита и смектиты (до 5%). Содержат рассеянную вкрапленность пирита (до 5-15%) и редкие зерна халькопирита.

2. Внутренняя зона, приуроченная к осевым частям разрывных нарушений, сложена вторичными кварцитами и аргиллизитами. *Аргиллизиты* – породы желтовато-белого цвета, скрыто-тонкозернистой равномернозернистой, иногда порфиробластовой, по взаимоотношению минеральных индивидов – гранолипидобластовой структуры, часты реликтовые бластопсаммитовые, бластоалевритовые структуры. Текстура породы пятнистая, пористая с элементами прожилковой. Поры размером до 2-3 мм, выполнены минералами групп каолинита и смектитов, пиритом. Главные породообразующие минералы – кварц (35-45%), минералы групп каолинита и смектитов (45-60%), пирит (от первых % до 30%). *Вторичные кварциты* – породы желтовато-серого цвета неравномернозернистой скрыто-мелкозернистой, по взаимоотношению минеральных индивидов – гранобластовой и липидогранобластовой структуры. Текстуры породы: массивная, пятнистая, пористая, прожилковая, брекчиевая. Породообразующие минералы – кварц (50-80%), минералы группы каолинита и смектитов (10-30%), серицит (10-15%), пирит (до 5-20%), редкие зерна халькопирита. Рудная минерализация в кварц-светлослюдистых метасоматитах представлена прожилками (0.01-0.06 м) и вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, арсенопирита, реже реальгара, аурипигмента, рутила, в единичных случаях устанавливаются самородный мышьяк, айкинит, калаверит и редкие сульфосоли свинца – геттардит, фюлёппит [1, 2, 4, 6]. С участками наиболее сильной метасоматической проработки связаны кварцевые жилы. Нами задокументирована и опробована кварцевая жила мощностью 0.25-0.5 м с полисульфидной минерализацией состава: пирит, сфалерит, галенит и минералы группы сульфосолей свинца. Содержание сульфидов невыдержанное, колеблется от 1-2% до 5-10%. В штуфных пробах, отобранных из жилы, установлены максимальные содержания золота и серебра (методом AAS): 2.33 г/т и 220 г/т, соответственно.

Анализ содержаний редких элементов для 33 штуфных проб (метод ICP-MS) проводился на базе ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ». В пробах из различных зон гидротермально-метасоматических образований и рудных жил установлены повышенные содержания для элементов (в %): As <0.90, Sb <0.35, Mo <0.30, Ba <0.07. Содержание золота составляет от 0.01 до 2.33 г/т, серебра от 0.08 до 220 г/т. По данным предыдущих

исследований, в штуфных пробах золото содержится в количестве от 0.001 до 3.0 г/т, серебро от 0.1 до 100 г/т [1, 2]. Единичные сколковые пробы и штуфы содержат 13.4 г/т золота и 2095.2 г/т серебра, а по данным АО «Дальневосточное ПГО» СахГРЭ, содержание золота достигает 50.8 г/т.

Для определения геохимических особенностей гидротермально-метасоматических образований проведен статистический анализ и рассчитаны кларки концентрации химических элементов. Факторный анализ показал, что на долю первых двух факторов приходится 49% общей изменчивости. По первому фактору (вес 34%) разделяются литофильные элементы от элементов халькофильной (рудной) группы: значимыми положительными факторными нагрузками и тесной корреляционной связью характеризуются компоненты Bi, Sn, Mo, Cr, Pb, Hg, Ag, Sb, Au с заметно выбивающимся As, которым противостоят U, Y, Co, Pd, Sr, Pt, Yb, V, Ti, Th, Zr, Hf. Второй фактор (вес 15%) имеет положительные коэффициенты факторной нагрузки As, Cs, Ba, Rb и отрицательные для Bi, Sn, Pd, Sr, Ce. Вероятно, второй фактор можно объяснить различием пород протолита: элементы, характерные для кислых пород (Rb, Ba, Cs) противостоят элементам-примесям основных пород (Pd, Sr). Для рудной ассоциации элементов отмечается тренд по направлению от Bi, Sn, Mo к Au, Sb, As, что можно интерпретировать минералогической стадийностью отложения, обусловленной постепенным падением температуры кристаллизации и эволюцией состава растворов. По результатам химических исследований оценена металлогеническая специализация гидротермально-метасоматических образований Кошкинского рудного поля. Для этого из выборки исключены аномальные значения, а затем содержания химических элементов нормированы на средние содержания элементов в средних породах по данным требований к геохимической основе [5]. С помощью кларков концентрации для разновидностей гидротермальных пород выделены геохимические ассоциации химических элементов (таблица). В результате анализа можно заключить, что гидротермально-метасоматические образования обладают халькофильной специализацией, элементы халькофилы: As, Sb, Ag, Pd, Au, Pb, Bi, Mo.

Таблица. Геохимические ассоциации химических элементов в гидротермально-метасоматических образованиях Кошкинского рудного поля

Название породы	**Геохимические ассоциации и уровни накопления химических элементов-специализация (кларки концентрации – Кк)**		
	Кк>1.5 (накопление)	1.5>Кк>0.7	Кк<0.7 (дефицит)
Пропилиты (5 проб)	$As_{29}Sb_{19.7}Ag_{18.7}Pd_{15.8}Au_{3.9}Pb_{2.6}$	$Bi_{1.5}Ti_{1.3}(Ga,Cs)_{0.8}$	$(Co,Pt,Mo,Y)_{0.7}Sr_{0.6}Hf_{0.4}(Zr,Sn)_{0.3}(Ba,W)_{0.2}(Rb,Nb,U)_{0.1}$
Аргиллизиты (5 проб)	$Pd_{245.1}As_{28.6}Sb_{12.5}Ag_{10.8}Bi_8Au_{3.7}$	$(Pb,Ti)_{1.5}(Co,Mo)_{1.2}Pt_{1.1}Ga_{0.9}$	$Y_{0.7}Cs_{0.6}(Sr,Hf)_{0.5}Zr_{0.4}(Sn,W)_{0.3}Ba_{0.2}(Cr,Rb,Nb,Th,U)_{0.1}$
Вторичные кварциты и кварцевые жилы (23 пробы)	$As_{406.3}Ag_{269.9}Sb_{247}Pd_{58.9}Au_{30}Pb_{28.3}Bi_{11.9}Mo_{4.8}Cs_{1.6}$	$Ti_{1.1}Ga_{0.8}$	$Sn_{0.8}(Pt,W,Y)_{0.6}Co_{0.5}(Ba,Hf,Zr)_{0.4}(Cr,Rb,Sr,U)_{0.2}(Nb,Th)_{0.1}$

Проведенные ранее исследования позволяют в пределах о-вов Шумшу и Парамушир прогнозировать выявление благороднометалльных объектов сульфосольно-золото-серебряной субформации золото-серебряной формации, связанных в той или иной степени с гидротермально-метасоматическими образованиями [1, 2, 3, 4, 6]. На основе анализа и обобщения материалов предшественников, а также результатов данной работы, сформулированы локальные металлогенические факторы, благоприятные для размещения золотого оруденения в пределах о-вов Парамушир и Шумшу:

1. образования островодужных вулканогенных формаций: флишоидно-туфогенная (N_1), вулканогенно-кремнисто-туфодиатомитовая (N_{1-2}), базальт-андезитовая (N_2-Q_I), андезитовая (Q_{II-H}) и плутоногенно-субвулканическая формация кварцевых диоритов (N_{1-2});

2. благоприятные петрохимические характеристики пород – золотое оруденение ассоциирует с натриевыми «окисленными» гранитоидами повышенной магнитной восприимчивости и комплексами малых интрузий (штоки, дайки) средней основности;

3. приуроченность известных благороднометалльных объектов к вулканотектоническим структурам;

4. локализация минерализации в рудном поле в участках пересечения субширотных разломов и разломов других направлений с дуговыми разломами вулкано-тектонических структур;

5. связанные с тектоническими разломами ореолы низкотемпературных близповерхностных гидротермально-метасоматических образований, типоморфных для благороднометалльного оруденения (вторичные кварциты, аргиллизиты с периферическими зонами пропилитов);

6. установленные по данным штуфного и бороздового опробования коренных породы повышенные содержания Au и Ag;

7. наличие потенциально рудоносных минеральных ассоциаций в гидротермалитах, шлиховые ореолы сульфидов, первичные и вторичные геохимические ореолы золота и серебра, свинца, цинка, молибдена.

Исследование проведено в рамках работ по объекту ФГБУ «ВСЕГЕИ» Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 (3-е поколение) листов М-56, 57 (1-3 этапы) (Государственное задание Федерального агентства по недропользованию от 30.12.2016 № 049-00012-17-00).

Список литературы

1. *Буряк В.А., Науменко Б.А., Роготнев Г.Н.* Золото Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2002. 84 с.
2. *Евсеев В.Ф., Шейко В.Т., Ковтунович П.Ю.,* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы М-56-XII, XVII, XVIII, XXIV; М-57-VII, XIII (о. Парамушир), М-56-XXXIII, XXIX (о. Онекотан), М-56-XXVIII, XXIX, XXXIV, XXXV (о. Шиашкотан), М-56-XXXIII, XXXIV; L-56-III, IV (о. Матуа), L-56-II, III, VII, VIII, IX (о. Симушир). Объяснительная записка. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 123 с.
3. *Данченко В.Я.* Золото-серебряная минерализация Большой Курильской гряды. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1990. 64 с.
4. *Кемкина Р.А., Кемкин И.В., Маслеев А.В.* Сурьмяная минерализация золото-серебряного проявления о. Шумшу (Курильские острова) // Материалы пятой Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции, 2018. С. 141-143.
5. *Требования* к геохимической основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая редакция). М.: ИМГРЭ, 2005. 40 с.

Фондовые материалы

6. *Бевз В.Е., Смирнов И.Г., Роготнев Г.Н. и др.*, Геологическое строение и полезные ископаемые о.о. Парамушир и Шумшу. Южно-Сахалинск, 1969.

УДК 554.234

Геохимический мониторинг Верхне-Юрьевских источников (с 1955 по 2019 гг.) (о. Парамушир, Курильские острова)

Е.Г. Калачева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: keg@kscnet.ru

Введение

Многие вулканы, характеризующиеся фреато-магматической или фреатической деятельностью и постоянной пассивной дегазацией в межэруптивные периоды, вмещают гидротермальные системы. За счет конденсации в близповерхностных водоносных горизонтах легкорастворимых магматических газов (SO_2, HCl, HF) происходит образование ультракислых минерализованных растворов. Такие воды редко выходят на поверхность в зоне восходящего потока, преимущественно формируют протяженные латеральные потоки, контролируемые гидравлическим градиентом, выходя на поверхность гипсометрически ниже области их формирования в виде дегазированных горячих хлоридно-сульфатных (сульфатно-хлоридных) источников с низкими значениями pH (<3). Подобная ультракислая гидротермальная система связана с вулканом Эбеко [7], расположенным на о. Парамушир, одном из наиболее крупных островов Курильской дуги. Ее основная разгрузка осуществляется в 2.5 км к северо-западу от вершины вулкана, в долине р. Юрьева (рис. 1).

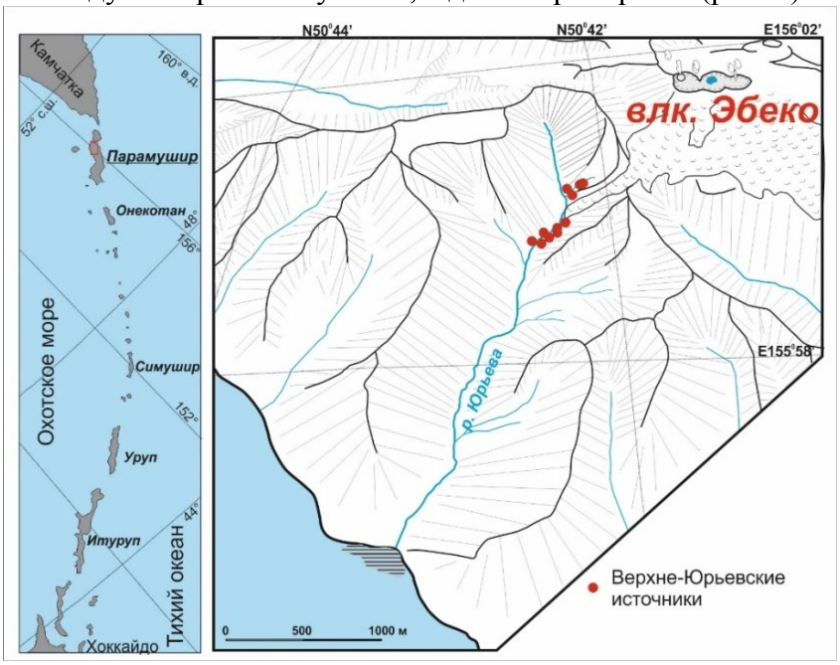


Рис. 1. Курильская островная дуга и долина р. Юрьева

Систематическое исследование термальных источников долины р. Юрьева началось в начале 50-х годов XX века и продолжается с некоторыми перерывами до настоящего времени (см. обзор литературы в [6, 7]). Дано их описание, рассмотрен химический состав (макро и микрокомпоненты), выявлены закономерности миграции отдельных химических элементов в составе термальных вод.

В данной работе приводится ретроспективный анализ изменения химического состава термальных источников р. Юрьева за весь период наблюдения (1955-2019 гг.). В основу легли опубликованные данные различных исследователей (1955-2001 гг.) и авторские данные (2003-2019 гг.). Затронуты вопросы, связанные с количественными оценками выноса растворенного вещества с термальными водами.

Результаты и их обсуждение

Долина р. Юрьева. Верхне-Юрьевские источники расположены несколькими группами вдоль русла р. Юрьева и ее левого притока на протяжении ~1 км (рис. 1). Термальные воды, разгружающиеся из трещин в измененных лавах вблизи реки или в ее русле, характеризуются высокой температурой (81-89 °С) и минерализацией (до 14 г/л), значениями pH=1.1-1.4. Источники, вытекающие из-под рыхлых обломочных отложений по обоим бортам реки, имеют более низкие температуры (45-62 °С), меньшую минерализацию (6-8 г/л) и pH=1.6-1.8. В результате схода селевого потока в 2017 г., «пропахавшего» часть долины с выходами термальных вод, часть обломочного материала была снесена вниз по течению. На отдельных участках русло реки углубилось более чем на 1 м, вскрыв новые разгрузки, формировавшие ранее подрусловой сток и поступающие в реку на более низких гипсометрических отметках.

Изменение химического состава вод во времени. Как следует из графиков (рис. 2), содержания Cl^-, SO_4^{2-}, растворенного алюминия и железа в Верхне-Юрьевских источниках в 1950-е годы были заметно выше, чем в последующий период наблюдения. Колебания содержаний остальных катионов (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na) не так значительны. В начальный период (1955-1961 гг.) была отмечена максимальная температура воды (94-95 °С) и самый низкий pH (0.86) [1, 2]. Упоминания о низкотемпературных фумаролах в верховьях р. Юрьева также относятся к этому периоду [1].

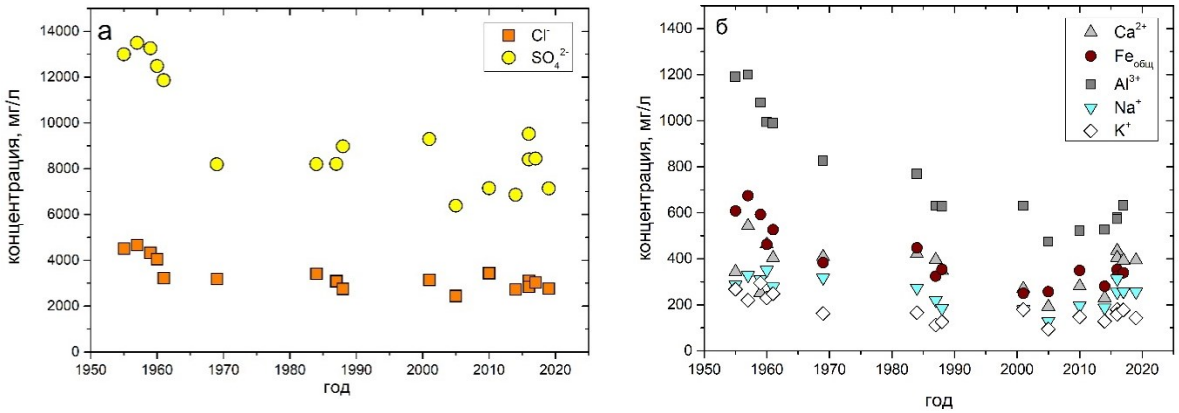


Рис. 2. Изменение химического состава вод во времени: а) анионы; б) катионы. Для построения графиков были выбраны наиболее горячие и минерализованные источники. Данные за период с 1955 по 1987 гг. из [1, 2, 5, 6].

Следует отметить, что гидротермальная активность привершинной части вулкана Эбеко до 1963 г. была также значительно выше, чем в последующие годы. В Среднем кратере вулкана находилось горячее кислое озеро с T от 30 до 60 °С и глубиной до 20 м, с многочисленными фумаролами по его берегам и на дне, а также крупным термальным источником дебитом ~2 л/с на его южном берегу [2, 5]. Большой кипящий котел диаметром до 6 м с выбросами воды и пара на высоту до 1-3 м занимал центральную часть Южного кратера. С начала 60-х годов гидротермальная активность кратерной части вулкана стала спадать и к середине 1960-х годов практически прекратилась [4, 5].

Как показано в [4], причиной изменения гидротермальной деятельности в кратерах вулканов могли стать изменения в системе питающих каналов фумарол и переток основной массы флюида в Северный кратер. Однако такое событие могло бы привести к более резкому изменению гидротермального режима, тогда как, согласно данным наблюдений 1950-х-1960-х годов [2, 5], ослабевание происходило постепенно, на протяжении длительного (более 10-15 лет) периода. Следовательно, масштабные изменения в гидротермальной деятельности могли произойти не в результате отдельных триггерных событий, а в ответ на общее уменьшение потока магматического флюида в гидротермальную систему вулкана. Данных по Верхне-Юрьевским

источникам до начала 1950-х гг. нет, но известно, что озеро и термальные проявления в Среднем кратере вулкана возникли после фреато-магматического извержения 1934-1935 гг. Вероятно, в результате поступления свежей порции магмы в близповерхностные горизонты, приведшего к активизации вулкана, усилилась дегазация и произошло увеличение потока кислых составляющих флюида в существующую гидротермальную систему вулкана. Это вызвало увеличение концентраций Cl и SO_4 в воде резервуара, понижение pH и, как следствие, усиление взаимодействия раствора с вмещающими породами и переход в раствор большего количества породообразующих элементов, в первую очередь алюминия и железа. Этот эффект отражается повышенными содержаниями этих компонентов в водах Верхне-Юрьевских источников по данным опробования 1950-х гг. Усиление потока флюидов могло привести к формированию восходящего потока термальных вод вдоль ослабленной зоны, выразившееся в формировании термальных источников и мощных фумарол в Среднем и Южном кратерах вулкана. Во второй половине 1960-х гг., после серии фреатических извержений, вулкано-гидротермальная система вернулась к существовавшему до событий 1930-х гг. равновесию. Химический состав Верхне-Юрьевских источников в период с 1970 по 2016 гг. менялся незначительно (рис. 2).

Отсутствие постоянного мониторинга не дает возможность говорить о реакции источников на усиления активности вулкана в этот период. Только при ежегодном опробовании (2014-2019 гг.) удалось выявить отклик системы на вулканические события. Осенью 2016 г. начался новый этап эруптивной активности вулкана, продолжающийся и в настоящее время. Наблюдения за геохимией вод источников показали, что в 2016-2017 гг. произошло утяжеление их изотопного состава ($\delta^{18}O$ и δD) с одновременным ростом (по сравнению с данными 2014 г.) концентраций Cl^- и SO_4^{2-}, что является прямым следствием увеличения поступления магматического флюида в гидротермальную систему [3]. В этот же период увеличились содержания основных катионов в воде (рис. 2).

Вынос растворенного вещества. Верхне-Юрьевские источники играют большую роль в гидротермальном выносе магматических летучих и породообразующих компонентов. Как показано выше, усиление или уменьшение флюидного потока, питающего систему, влияет на геохимию подземных вод в постройке вулкана, изменяя не только концентрацию Cl^- и SO_4^{2-}, но и степень взаимодействия между водой и вмещающей породой. В результате, количественные оценки выноса растворенного вещества могут существенно меняться во времени. В таблице приведен краткий химический состав р. Юрьева в устье и гидротермальный вынос хлора, серы, алюминия и железа в разные годы. В летний (июль-август) период расход реки достаточно стабилен и составляет 1.5-2 $м^3/с$, уменьшаясь в осеннюю межень до 0.8-1 $м^3/с$.

Полученные данные свидетельствуют о значительном снижении в начале 1960-х гг. потока растворенного вещества, выносимого термальными водами, что отмечалось также в [4, 6]. В последние 35-45 (?) лет он достаточно стабилен. Разброс данных находится в пределах погрешностей методов измерения (15-20%). Значимого изменения в общем гидротермальном стоке в связи с продолжающейся активизацией вулкана не выявлено.

Выводы

Верхне-Юрьевские источники относятся к редкому типу ультракислых термальных вод, формирующихся в постройке активного вулкана.

Только в начальный этап геохимического мониторинга (1955-1963 гг.) температура, концентрация отдельных компонентов и минерализация в целом характеризовались максимальными значениями. Гидротермальный поток хлора, серы, алюминия и железа в этот период был также максимальный.

Таблица. Химический состав и количественные оценки выноса растворенного вещества р. Юрьева.

	1957 [1]	**1960 [6]**	**1969 [4]**	**1987 [6]**	**2014**	**2016**	**2017**
Расход реки, $м^3/с$	1.8	1.8	1.9	0.77	1.5	1.5	2.0
T, ^oC		20.0	22.0	19.8	20.0	20.6	14.5
pH	2.0	1.36	1.76	1.87	1.81	2.59	2.07
Cl^-, мг/л	1432	1701	926	1136	632	651	481
SO_4^{2-}, мг/л	4320	4253	2593	3202	1715	1946	1433
$Fe_{общ.}$, мг/л	215	200	108	162	66	116	43.4
Al^{3+}, мг/л	435	441	238	292	146	168	105
Вынос растворенного вещества, т/сутки							
Cl	223	265	149	75.6	81.9	83.2	84.7
S	168	165	104	53.2	55.6	62.2	63.1
Fe	33.4	31.1	17.3	10.8	8.6	13.9	7.7
Al	67.6	68.6	38.2	19.4	18.9	20.0	18.4

Дальнейшие колебания химического состава вод не так значительны, а вынос растворенного вещества достаточно стабилен. Вынос хлора составляет 80±5 т/сутки, серы – 58±5 т/сутки, алюминия – 19±1 т/сутки, железа – 10±3 т/сутки.

Возможно, данные последних десятилетий отражают условно равновесное состояние гидротермальной системы вулкана Эбеко, а более высокие показатели 1950-х –1960-х гг. связаны с последствиями внедрения свежей порции магмы и последующим фреато-магматическим извержением вулкана в 1934-1935 гг.

Частота опробования источников в период с середины 1960-х годов до начала 2000-х не позволяет однозначно судить об откликах в составе термальных вод в периоды активизации вулкана. Ежегодный отбор проб позволил определить изменения в геохимии вод в связи с вулканическими событиями последних лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00517.

Список литературы

1. *Зеленов К.К., Ткаченко Р.П., Канакина М.Л.* Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности влк. Эбеко (о. Парамушир) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 141. 1965. С. 140-167.
2. *Иванов В.В.* Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир // Геохимия. 1957. № 1. С. 63-77.
3. *Калачева Е.Г., Таран Ю.А.* Процессы, контролирующие изотопный состав (δD и $\delta^{18}O$) термальных вод Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2019. № 4. С. 3-17.
4. *Никитина Л.П.* Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 80 с.
5. *Сидоров С.С.* Активизация вулкана Эбеко в 1963-1964 гг. и эволюция его гидротермальной деятельности в предшествующий период // Бюллетень вулканологических станций. 1966. № 40. С. 61-69.
6. *Фазлуллин С.М.* Геохимическая система р. Юрьева (Курильские о-ва): условия поступления и выноса химических элементов в бассейн реки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 54-67.
7. *Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T., et al.* Volcano-hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: Geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. V. 310. P. 118-131.

УДК 551.21/23

Гидрохимический режим Налычевских термальных источников (п-ов Камчатка)

Е.Г. Калачева, Е.В. Волошина, Н.П. Богатко, В.П. Яремчук
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: keg@kscnet.ru

Налычевская гидротермальная система приурочена к одноименной купольно-кольцевой структуре диаметром ~60 км [4]. На ее периферии находятся две группы вулканов – Корякско-Авачинская и Дзендзурско-Жупановская, свод представляет собой депрессию (кальдеру) размерами 2×25 км. В геологическом строении структуры участвуют вулканогенные образования неоген-четвертичного возраста и современные осадочные образования.

Поверхностные проявления системы представлены несколькими группами источников, вытянутых цепочкой в северо-восточном направлении от подножия вулкана Дзендзур до Корякского вулкана, пересекая разветвлённую систему истоков р. Налычева (р. Шайбная, р. Шумная, р. Горячая) (рис. 1). Наиболее мощными и высокотемпературными из них являются Налычевские ключи, расположенные в долине р. Горячая у подножия древнего вулкана Купол. Основная термальная площадка – «Котел» представляет собой травертиновый щит с отлогим куполом в северной части, сложенный карбонатами кальция и гидроокислами железа, обогащенными мышьяком. На куполе расположены несколько парящих воронок, сухих или частично заполненных горячей водой. Рассредоточенное парение наблюдается и в других его частях. Разгрузка термальных вод осуществляется у северо-западного окончания площадки. Источники с температурой до 70 °С и близнейтральным pH стекают в холодный ручей, значительно подогревая его и изменяя химический состав, образуя руч. Термальный.

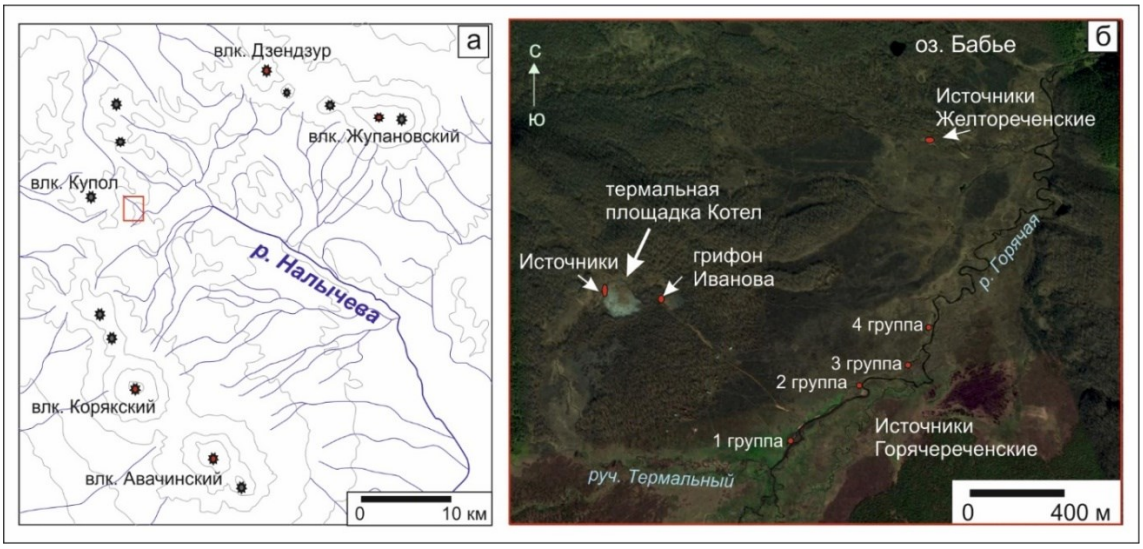


Рис. 1. Долина р. Налычева (а) и расположение Налычевских источников (б)

На месте пробуренной рядом с термальной площадкой в 1960 г. скважины образовался мощный выход термальных вод (T=70 °С), известный как грифон Иванова. Разгрузка вод сопровождается интенсивным газоотделением. Вокруг грифона и вдоль сформированного ручья происходит значительное осадконакопление.

Горячереченские источники расположены у подножия левобережной надпойменной террасы р. Горячая. В узкой пойме на протяжении ~1 км наблюдаются многочисленные выходы термальных вод. Источники образуют несколько обособленных групп, формирующих термальные болотца, естественные и искусственно созданные запруды. На трех из них оборудованы купальни с раздевалками и дощатыми

настилами. Температура воды колеблется от 30 до 50 °С. В лужах можно наблюдать тонкие струйки газа, подымающиеся к поверхности. Сток термальных вод осуществляется в р. Горячая.

На правом берегу р. Желтая, в 600 м от устья, у подножия надпойменной террасы расположена небольшая термальная площадка. Источники схожи с источниками р. Горячая. Все термальные воды углекислые.

Источники долины р. Налычева имеют почти вековую историю изучения. Впервые были описаны в 1928 г. [5]. Пик исследований района пришелся на 1960-е – 1970-е гг. Сведения об общем химическом составе вод и осадков, некоторые данные о газовом, изотопном, микрокомпонентном составе есть в работах [1-5 и др.].

В последние несколько десятилетий не было публикаций, посвященных геохимии термальных вод района. В данной работе приводятся геохимические данные по Налычевским ключам, полученные в ходе полевых работ 2018-2020 гг. Дается оценка гидротермального выноса растворенных компонентов и представлены первые результаты режимных наблюдений за изменением их химического состава во времени (с 01.10.2018 г по 01.02.2020 г.).

Результаты и их обсуждение

В таблице приведены результаты химического анализа термальных вод.

Как отмечалось ранее, источники относятся к Na-Cl типу вод с минерализацией до 4 г/л и близнейтральным pH (6.2-7.0). Характерной особенностью вод являются высокие концентрации H_3BO_3 (180-380 мг/л), As (до 11 мг/л), Sr (до 2.2 мг/л), Li (до 5.9 мг/л).

Таблица. Химический состав термальных вод, мг/л (на 16.09.2018 г.)

Место отбора	Желто-реченские	Горячереченские			Грифон Иванова	Котел	Руч. Горячий ниже разгрузки
		Группа 1	Группа 3	Группа 4			
T_{max}, °C	38.3	46.7	48.0	44.8	68.4	71.4	9.4
pH	6.33	6.98	6.54	6.25	6.27	6.31	6.72
F^-	0.60	0.43	0.55	0.56	0.76	0.74	0
Cl^-	1229	716	870	1016	1379	1494	76.7
SO_4^{2-}	402	257	245	298	470	437	26.9
HCO_3^-	349	304	276	388	422	373	47.0
Na^+	864	597	593	661	1005	1016	52.6
K^+	123	83.4	92.8	104	136	142	8.38
Ca^{2+}	194	75.2	116.6	159	193	192	16.0
Mg^{2+}	26.5	18.3	17.4	26.0	3.54	22.1	2.71
H_3BO_3	326	-	178	240	351	383	24.4
SiO_2	139	-	121	128	138	156	32.4
Li	4.56	3.09	3.92	-	5.93	-	-
Sr	1.90	1.34	1.58	-	2.24	-	-
As	11.6	6.54	7.47	-	9.29	-	-
M, г/л	3.33	2.05	2.33	2.78	3.75	3.83	0.26

Дренирующим водотоком всех трех термальных площадок (Котел, Горячереченские и Желтореченские источники) является р. Горячая. Ее расход ниже Горячереченских источников (на 16.09.2018 г.) и составляет 2.71 $м^3$/с. Зная объем воды реки, ее химический состав и среднее содержание макрокомпонентов в поверхностных водотоках района, не подверженных влиянию термальных вод, можно сделать предварительную оценку гидротермального выноса глубинных компонентов, в первую

очередь хлора и серы. Реки и озёра района ультрапресные (М<10-12 мг/л), преимущественно гидрокарбонатные кальциевые. Концентрация Cl^- в этих водах колеблется от 0 мг/л (р. Камышникова) до 2.3 мг/л (оз. Бабье), что дает нам общий вынос глубинного хлора (без учета Желтореченских источников) – 17.5 т/сутки. Содержания SO_4^{2-} варьирует от 2 до 4 мг/л, что соответствует количественному потоку серы в 1.8 т/сутки (как S).

Для изучения сезонного колебания физико-химических параметров термальных вод и их химического состава на Налычевских ключах, осенью 2018 г. нами был организован еженедельный отбор проб из грифона Иванова, термального источника площадки Котел и третьей группы Горячереченских источников. На рис. 2 показаны вариации температуры, pH, концентраций хлор- и сульфат-ионов в период с 01.10.2018 г. по 01.02.2020 г. в точках опробования.

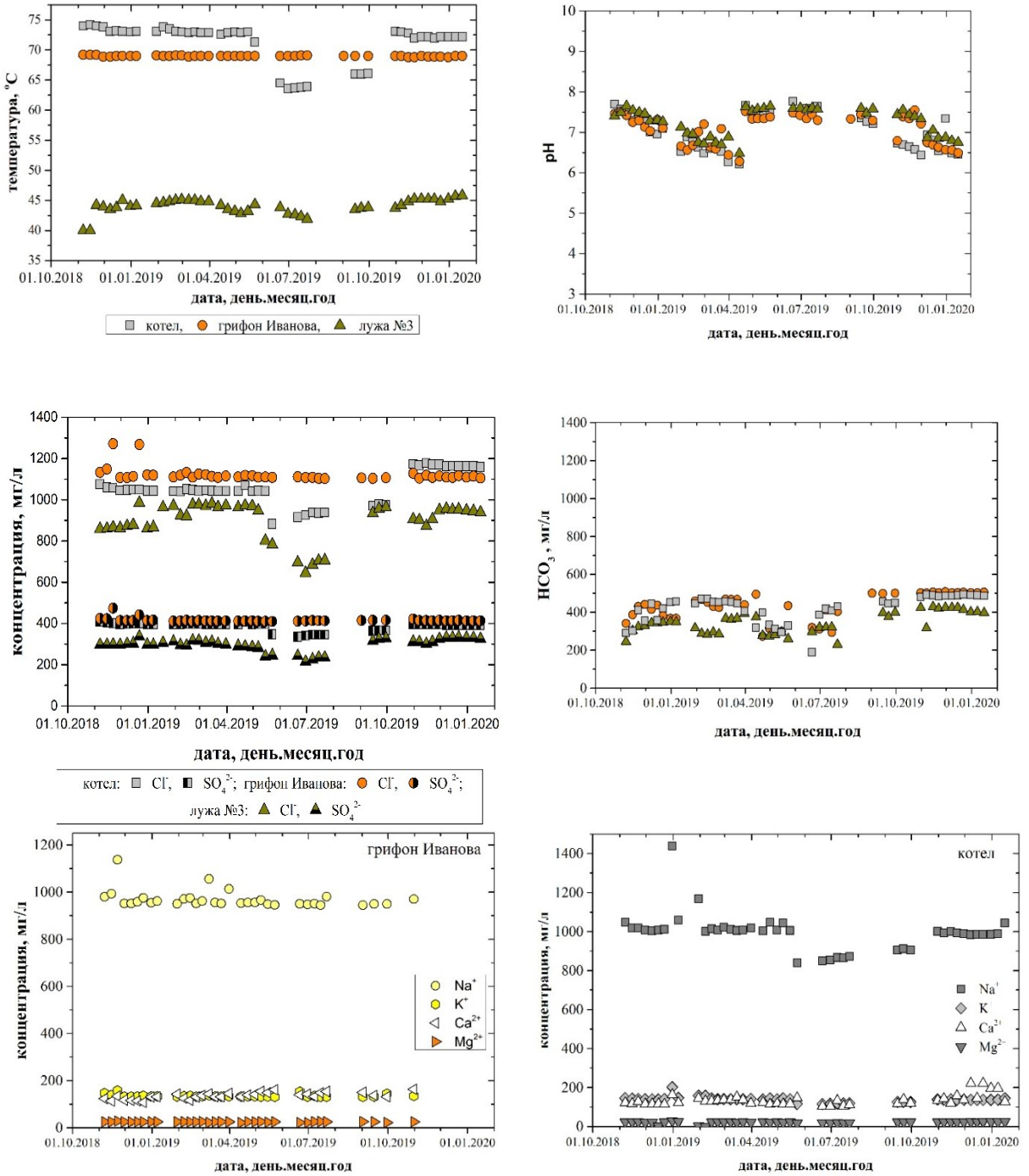


Рис. 2. Временные ряды наблюдения за изменением физико-химических параметров и макрокомпонентного состава в термальных водах.

Для итоговых заключений о режиме термальных источников и их сезонном характере данных недостаточно, но уже сейчас можно сказать, что искусственно созданный грифон Иванова практически не подвержен сезонным колебаниям. Температура в летне-осенний период значительно (на 10 ^{o}C) снижается в термальных водах, разгружающихся из-под травертинового щита площадки Котел. Для этих вод и вод Горячереченских источников характерны и уменьшения концентраций хлор-иона в теплый период. Катионный состав источников площадки Котел и грифона Иванова постоянен во времени. Понижение значений содержаний натрий-ионов ярко выражено в летне-осенний период только в водах термальной площадки Котел. При этом наблюдается прямая зависимость концентраций Na^{+} и Cl^{-} во времени. Значение pH в точках наблюдения изменяется синхронно, увеличиваясь до 7.5-7.7 в летне-осенний период и уменьшаясь до 6.2-6.4 в зимнюю межень.

Предварительные выводы

Термальные воды, разгружающиеся у подножия древнего вулкана Купол в долине р. Горячая, относятся к одному гидрохимическому типу хлоридных натриевых вод с температурой до 75 ^{o}C с высокими концентрациями бора, мышьяка, стронция. Общий вынос гидротермального хлора источниками термальной площадки Котел и р. Горячая составляет 17.5 т/сутки, серы – 1.6 т/сутки.

Первые результаты режимных наблюдений свидетельствуют о следующем:

– Химический состав и температура вод грифона Иванова практически не подвержены сезонным колебаниям, что указывает на изолированность питающего водоносного горизонта.

– Наиболее значимые изменения проявляются в источниках, разгружающихся в северо-западной части термальной площадки Котел, что связано, вероятнее всего, с разубоживанием термальных вод грунтовыми водами, фильтрующимися сквозь рыхлые отложения, слагающие травертиновый щит.

– Колебание значений pH во всех точках опробования осуществляется синхронно, увеличиваясь до 7.5-7.7 в летне-осенний период и уменьшаясь до 6.2-6.4 в зимнюю межень.

Список литературы

1. *Апрелков С.Е., Харченко Ю.И.* Налычевские термы // Вопросы географии Камчатки. 1966. Вып. 4. С. 104-105.
2. *Ковалев Г.Н., Комкова Л.А., Масуренков Ю.П.* О связи между некоторыми физико-химическими параметрами Налычевских гидротерм // Бюллетень вулканологических станций. 1969. № 45. С. 39-47.
3. *Комкова Л.А.* Гидрохимическая зональность фильтрующегося потока на примере Налычевского месторождения термальных вод // Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 161-170.
4. *Масуренков Ю.П., Комкова Л.А.* Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 273 с.
5. *Новограбленов П.Т.* Налычевские и Краеведческие горячие ключи на Камчатке // Оттиски из библиотеки Б.И. Пийпа, 1929. С. 120-132.

УДК 551.23; 550.4

Минералого-геохимические особенности грязевого вулканизма кальдеры Узон (Камчатка)

Г.А. Карпов, Н.П. Богатко, К.В. Тарасов, М.А. Назарова
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: karpovga@kscnet.ru

Введение

Грязевой вулканизм довольно широко распространен на Земле. Известно, по крайней мере, порядка 50 районов его современного проявления, где насчитывается в общей сложности свыше 700 грязевых вулканов. Практически все они приурочены к областям вулканической деятельности как в геологическом прошлом, так и в регионах проявления современного вулканизма. Больше всего их в узкой зоне Альпийского, Гималайского и Тихоокеанского подвижных поясов [7]. Газо-водно-литокластитовые грязевые вулканы давно известны на Южном Сахалине [6]. Интерес к ним вызван, главным образом, их частой приуроченностью к нефтегазоносным структурам. Таковы Керченско-Таманская, Апшеронская, Сахалинская геологические провинции. В последнее время обнаружены следы грязевого вулканизма в мезо-кайнозойской зоне Байкальского региона. Там участки развития грязевого вулканизма захватывают огромные территории. Возраст и общая геология этих структур различны. Но объединяет их одно – приуроченность к сети разрывных нарушений. Существует довольно обширная литература по исследованиям древних и молодых грязевулканических проявлений. Гораздо меньше научных публикаций по грязевым вулканам областей современного вулканизма, где этот тип извержений приурочен к современным высокотемпературным гидротермальным системам. Крупнейшей из таких систем на Камчатке является кальдера Узон.

Геолого-структурная позиция проявлений грязевых вулканов в кальдере Узон

Кальдера Узон занимает западный сектор крупной Узон-Гейзерной вулканотектонической структуры – депрессии, представляющей собой сильно раздробленный блок сложнопостроенного вулканического массива, обрушенного по кольцевым разломам. В фундаменте этой структуры залегает толща вулканогенно-осадочных пород плиоцена. В среднем-верхнем плейстоцене в районе были извергнуты огромные массы игнимбритов, и в результате обрушения центральной части вулканической постройки образовалась кальдера овальной формы. В посткальдерный этап здесь выжимались экструзивные купола кислого состава, возник маар (озеро Дальнее) и интенсивно накапливались туфогенные и озерно-болотные образования. В результате активной постмагматической деятельности (фумаролы, сольфатары, горячие источники), на протяжении последних 40 000 лет в кальдере сформировалась толща гидротермально-измененных пород аргиллизитовой и более глубинной аргиллизит-пропилитовой формаций с As-Sb-Hg оруденением [3]. Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон проявляется в узкой зоне, трассируя основной глубинный разлом субширотного простирания в северном секторе кальдеры. Здесь на поверхность выходят многочисленные термальные источники, фиксирующие зоны сочленения глубинного разлома с оперяющими трещинами С-З и, преимущественно, С-В простирания (рис. 1). Грязево-вулканические проявления обнаруживают четкую приуроченность именно к трещинным зонам С-В простирания (термальные поля Восточное и Оранжевое). Эти же зоны характеризуются повышенными содержаниями ртути в аргиллизитах [1, 3].

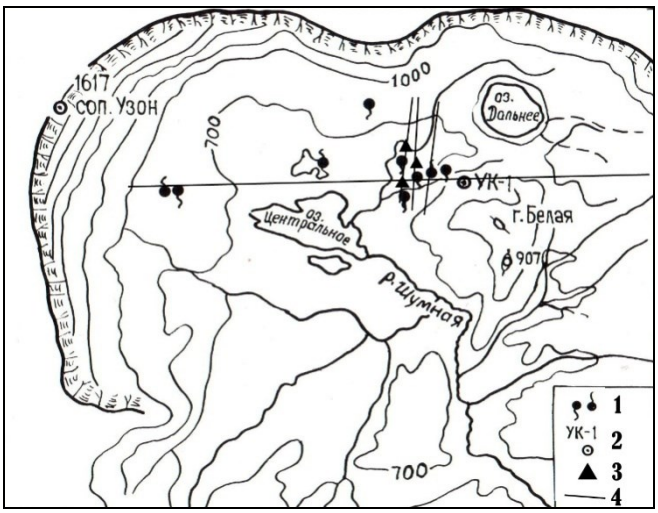


Рис. 1. Схематическая карта кальдеры Узон с участками термопроявлений (1), местом скв. УК-1 (2), скоплений грязевых вулканчиков (3) и зонами разломов (4).

Морфология построек грязевых вулканов

Узонские грязевые вулканчики обычно имеют конусовидную форму и небольшие размеры. Нередко из круглого кратера происходят выплески грязевого материала, который в виде маломощных потоков наращивает тело вулканчика (рис. 2). Из свежеизверженного глинистого вещества очень быстро выседают возгоны квасцов белого и желто-оранжевого цвета. Иногда наблюдается перемещение выводного канала в постройке и образование группы из слившихся конусов. С угасанием активности конических построек, на их месте возникают колодцевидные провалы, преобразующиеся со временем в грязевые котлы.


Рис. 2. Извержение грязевого вулканчика 14 сентября 2010 г.

Физические характеристики глин грязевых вулканчиков кальдеры Узон

В глинистой массе практически всех исследованных нами грязевых вулканчиков преобладает фракция <0.05 мм (в среднем, 70 %). Фракция <0.01 мм занимает, в среднем, 15 % (в одной пробе – 35.3 %). Собственно глинистых фракций 0.001-0.005 мм в глине содержится всего порядка 6-7 %, изредка – 20 %. Такие глины характеризуются максимальной плотностью в обезвоженном состоянии. Вариации влажности и пористости имеют, в общем, согласованные величины. В связи с разным содержанием собственно каолинитовой и галлуазит-монтмориллонитовой компоненты, глины имеют удельный вес между 2.11-2.36 (в глине много галлуазита) и 2.56-2.78 (каолинит-диккитовый состав). Соответственно, сильно варьирует и их объёмный вес, в общем, согласованно с вариациями удельного веса.

Химический состав и минералогия глин

Химический состав глин очень разнообразен. В зависимости от структуры и состава исходных пород, в поле которых проявляется грязевой вулканизм, а также от интенсивности процессов кислотного выщелачивания в приповерхностной зоне, испытывают большие вариации содержания SiO_2 и Al_2O_3. В пробах, отобранных непосредственно из построек грязевых вулканчиков, глинистая масса содержит максимальное количество каолинита. В приповерхностной зоне глины имеют преимущественно каолинит-опаловый состав. В изливающемся из действующих вулканчиков суспензированном глинистом материале преобладает монтмориллонитовая компонента.

Геохимические особенности глин грязевых вулканов

В глинах грязевых вулканчиков кальдеры Узон определены практически все микроэлементы, за исключением урана. Но их содержания очень сильно варьируют. Максимально высокие содержания характерны для As (до 900-1480 г/т) и Ba (до 1134 г/т), в меньшей степени – для Sr (до 375 г/т), V (до 301 г/т) и Zr (до 398 г/т). Причем подмечено, что, чем более глинистая масса суспензирована, т.е. насыщена водой, тем выше в ней и содержание Ba и As. Это особенно заметно в пробах из грязевого вулкана на Восточном термальном поле. Здесь в источниках изливаются мышьяк-содержащие гидротермы хлоридно-натриевого состава, в составе свободных газов которых присутствует H_2S. Логично предположить, что в поровых пространствах пород зоны окисления серы формируется сернокислотная среда, под воздействием которой вмещающие породы превращаются в глины. Соответственно, их масса наследует высокое содержание As. Ранее в разрезе именно этого термального поля были обнаружены минералы сульфидов мышьяка, а также барита [3]. С приповерхностной зоной окисления связаны и повышенные содержания Ba в глинах.

Практически во всех пробах глин грязевых вулканчиков и грязевых котлов наблюдаются заметные содержания редкоземельных элементов – La (до 41 г/т) и Ce (до 58 г/т), отношения которых укладываются в порядок 0.7. Нам представляется, что они наследуют отношения этих элементов в исходных породах (туфах кислого состава). Для сравнения – в свежих андезитах Карымского вулкана La/Ce=0.5, а в риодацитах кратера Токарева 1996 г. La/Ce=0.9. Ранее мы отмечали четкую зависимость содержаний La и Ce в гидротермах от значений pH и генетическую связь этих элементов с изверженными породами [4, 5]. В связи с отмеченным нами высоким содержанием As и Ba в глинах, мы исследовали их парные отношения. Оказалось, что высокие отношения As/Ce=42-47 наблюдаются во всех пробах глин, где основное место имеет каолинитовая минерализация. Отношение Ba/Ce выдерживается в пределах 8.5-11.2 в тех же глинах, но сильно увеличивается с увеличением опаловой компоненты. Отношение Rb/Ce=0.08-0.13 во всех пробах глин, но тоже отмечено увеличение содержания Rb (и соответственно отношения) в более опализированных глинах. Обращает на себя внимание устойчивое отношение Th/Rb=0.8 во всех глинах, что свидетельствует об их совместном переносе глубинными гидротермами, питающими зоны аргиллизации. О совместном переносе в гидротермах и согласованном отложении Th и As свидетельствует и выдержанность отношений Th/As в пределах 0.004-0.006. Характерно, что, чем слабее каолинитизация, тем более отношение Th/As приближается к значению в исходных изверженных породах, где, например, в андезитах вулкана Двор [2] оно равно 0.02-0.03. В этой связи, La, Ce, As, Ba, Rb и Th можно считать индикаторами глубинности источника питания, а их повышенные содержания обусловлены накоплением в кислых средах каолинитовых глин.

Химический состав водной и газовой фаз участков грязевого вулканизма

Показательны составы растворов, отобранных нами на участках развития глин грязевых вулканчиков. В анионной части растворов преобладает сульфат-ион, что

отличает их от хлоридно-натриевых гидротерм глубинного формирования. Естественно, растворы из зоны каолинитизации имеют низкий pH (2.0-3.5) и достаточно высокие плюсовые значения Eh. Промежуточные характеристики имеет раствор Банного озера. С одной стороны, в его бортах имеются участки каолинитизации, обусловленные локально проявившимися процессами сернокислотного выщелачивания и интенсивно идущими у бортов процессами окисления самородной серы. Но основное питание озеро получает за счет притока глубинных гидротерм с высоким содержанием хлор-иона. Состав свободных газов также имеет характерные отличия от существенно глубинных эманаций. В газах грязевых котлов, на фоне преобладания CO_2, имеющего глубинный генезис, заметно более высокое содержание O_2, иногда N_2, что свидетельствует о контаминации с воздухом атмосферы. Несколько повышенное содержание метана, вероятно, связано с поступлением его из зон нефтепроявлений.

Основные результаты исследований

1. Проявления грязевого вулканизма в кальдере Узон имеют четкую приуроченность к зонам пересечения разрывных нарушений С-В простирания и глубинного субширотного разлома.

2. Максимальное развитие грязевых вулканчиков и грязевых котлов, наследующих их при снижении температуры и напора глубинных гидротерм, наблюдается в центральной зоне Восточного термального поля, характеризующегося высокой трещиноватостью и выходами перегретых гидротерм Cl-Na состава.

3. Формирование конической постройки грязевых вулканчиков обусловлено локальным прорывом газов (прежде всего CO_2, N_2, CH_4) на участках гидротермально-измененных пород с преобладающим содержанием каолинитовой компоненты.

4. Синтез глинистых минералов каолинитовой группы происходит в приповерхностной зоне термальных участков под воздействием поровых сульфатных растворов, образовавшихся в результате окислительных реакций серосодержащих соединений на глубинах 0-1.5 м.

5. Основными факторами проявления грязевого вулканизма в кальдере Узон являются: наличие активных (открытых) трещин, по которым фильтруются гидротермы хлоридно-натриевого состава; периодически повышающийся напор глубинных газов; предварительная каолинитизация материнских пород на участках термальных полей.

6. Аномально-высокие содержания As, Ba, La, Ce наблюдаются в глинах с высоким содержанием каолинит-опаловой компоненты.

Список литературы

1. *Ерощев В.А., Набоко С.И., Золотарев Б.П. и др.* Процессы постэруптивного современного вулканизма и их роль в седименто-литогенезе // Доклады Академии Наук. 2000. Том 371. №1. С. 67-69.
2. *Иванов Б.В.* Андезиты Камчатки. М.: Наука, 2008. 470 с.
3. *Карпов Г.А.* Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
4. *Карпов Г.А., Николаева А.Г., Алехин Ю.В.* Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки // Петрология. 2011. Том 21. № 2. С. 163-176.
5. *Карпов Г.А., Шредер П.А., Николаева А.Г.* Геохимия редкоземельных элементов (La, Ce) в гидротермах и породах Узон-Гейзерной гидротермальной системы (Камчатка) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1152-1163.
6. *Мельников О.А.* Южно-Сахалинский газоволитокластитовый («грязевой») вулкан – уникальный объект Природы на Дальнем Востоке России. Южно-Сахалинск, 2002. 46 с.
7. *Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др.* Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наукова Думка, 1986. 150 с.

УДК 543.24

Изучение гидрохимических характеристик питьевых вод Камчатского края

Е.В. Карташева, А.А. Кузьмина, М.А. Назарова
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: analytic@kcsnet.ru

В последнее время мониторингу гидрохимических показателей питьевых вод уделяется большое внимание природоохранных органов и службы Роспотребнадзора [3]. Группа гидрохимических анализов Аналитического центра ИВиС ДВО РАН принимает активное участие в программах мониторинга по договорам с различными организациями края. Для этого в лаборатории имеется все необходимое оборудование и оснащение, чтобы практически производить экспертизу воды на соответствие СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. Гигиенические требования к обеспечению безопасности систем горячего водоснабжения» и СанПиН 2.1.4.1175-02 «Гигиенические требования к качеству воды нецентрализованного водоснабжения. Санитарная охрана источников». По данным Федерального агентства водных ресурсов РФ (Отдел по Камчатскому краю) бытовое потребление воды на одного жителя города составляет более 80 куб. метров в год. Этот показатель весьма высок по сравнению со средним по России. Кроме того, жители Камчатки традиционно используют воды естественных природных источников.

Характеристика химического состава воды централизованного водоснабжения города Петропавловска-Камчатского

Все жители столицы Камчатского края имеют доступ к доброкачественной питьевой воде, которая подается, в основном, из Авачинского водозабора. В качестве источников водоснабжения ПКГО используется 3 поверхностных и 14 подземных водозаборов.

Для определения гидрохимических характеристик воды [2] централизованных источников была проанализирована вода системы водоснабжения здания Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Результаты были получены с помощью методов пламенной фотометрии, атомно-абсорбционной спектрофотометрии, потенциометрии, комплексной фотометрии, объемных и весовых методов [1]. Из полученных данных (табл. 1) следует, что по химическому составу вода из горячего и холодного кранов не отличается. Лишь небольшое превышение содержания окисного железа в воде холодной системы, скорее всего, обусловлено техническим состоянием коммуникаций. Содержание бора превышает норму, это характерно для воды Авачинского водозабора и других источников водоснабжения. Наряду с кремнием этот элемент региональными органами по контролю не регламентируется. Следует отметить, что качество водопроводной воды может ухудшаться с наступлением сезона паводков. В целом же водопроводная вода на полуострове очищается и обеззараживается гипохлоритом натрия.

Природные источники питьевой воды. Изучение минерального состава

В Аналитическом центре были неоднократно проанализированы пробы из природных источников питьевой воды на соответствие питьевому СанПиНу: «Заячий» (Серебряный) ключ, «Казачий» ключ, ключ (Источник) у СОТ «Малинка», ключ у СОТ «Кречет». Результаты анализа представлены в таблице 2.

Сравнительный анализ источников показывает, что традиционно используемые населением воды «Заячьего» и «Казачьего» ключей отличаются исключительно малой жесткостью и минерализацией. Это сказывается на органолептических свойствах воды

– вода приятна на вкус. В них почти всегда отмечается присутствие ионов серебра, с учетом сезонных колебаний минерального состава – от 0.001 до 0.0035 мг/дм^3.

Вода в районах СОТов также вполне отвечает требованиям санитарных норм для питьевой воды. Минерализация в них выше, почти во всех пробах отмечается присутствие микроэлемента марганца.

Таблица 1. Гидрохимические характеристики водоснабжения

Наименование компонента	Содержание в 1 дм^3 воды, мг		ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01
	Холодное водоснабжение	Горячее водоснабжение	
Водород. пок. pH	7.05	7.25	6-9
Литий Li^+	0.045	<0.01	0.03
Аммоний NH_4^+	<0.05	<0.05	2.6
Натрий Na^+	5.25	5.31	200.0
Калий K^+	1.49	1.44	Не норм.
Кальций Ca^{2+}	9.07	9.14	
Магний Mg^{2+}	2.25	2.26	
Общая жесткость	0.64 мг-экв/дм^3	0.65 мг-экв/дм^3	7.0
Стронций Sr^{2+}	0.215	0.399	7.0
Барий Ba^{2+}	<0.005	<0.005	0.1
Железо закисное Fe^{2+}	<0.1	<0.1	0.3
Железо окисное Fe^{3+}	**0.454**	0.208	0.3
Алюминий Al^{3+}	<0.01	<0.01	0.5
Марганец Mn^{2+}	0.035	0.006	0.1
Медь Cu^{2+}	<0.001	0.003	1.0
Кобальт Co^{2+}	<0.005	<0.005	0.1
Никель Ni^{2+}	<0.005	<0.005	0.1
Свинец Pb^{2+}	<0.005	<0.005	0.3
Цинк Zn^{2+}	<0.01	<0.01	5.0
Гидрокарбонат HCO_3^-	29.29	31.73	Не норм.
Хлорид Cl^-	2.7	2.7	350.0
Сульфат SO_4^{2-}	13.5	12.9	500.0
Фторид F^-	<0.19	<0.19	1.5
Нитрит NO_2^-	<0.02	<0.02	3.0
Нитрат NO_3^-	<0.1	<0.1	45.0
H_2S(гидросульфид)	<0.05	<0.05	3.0
Кремний Si	8.58	8.54	10.0
Бор (суммарный) B	**1.30**	**1.08**	**0.5**
Сум. минерализация	101.11	101.54	1000.0
Окисляемость	<0.25	<0.25	5.0
Селен Se	<0.005	<0.005	0.1
Хром Cr	<0.0001	<0.0001	0.05
Ртуть Hg	<0.0005	<0.0005	0.0005
Кадмий Cd	<0.001	<0.001	0.001
Серебро Ag	<0.005	<0.005	0.05
Ванадий V	<0.005	<0.005	0.05
Полифосфаты, PO_4^{3-}	0.029	0.039	3.5
Мышьяк As	<0.005	<0.005	0.05
Цианиды CN	<0.005	<0.005	0.035
АПАВ	<0.05	<0.05	0.5
Нефтепрод. (сумма)	<0.05	<0.05	0.1
Фенольный индекс	<0.005	<0.005	0.1

Примечание. Данные по содержанию ряда тяжелых металлов, мышьяка не приведены, т.к. в исследуемых объектах не обнаружено следовых концентраций этих элементов. Техногенные загрязняющие факторы (АПАВ, фенолы, цианиды, нефтепродукты) также отсутствуют.

Бутилированная питьевая вода в торговой сети г. Петропавловска-Камчатского

Были проведены аналогичные исследования бутилированной воды (табл. 3). Питьевая вода «Малки» негазированная разливается на предприятии ЗАО «Малкинское» на месторождении из артезианской скважины 9П. Вода «Вулканы Камчатки» производится заводом ООО «Аквамарин» розливом из артезианской скважины и насыщается ионами серебра искусственно. Анализ этих вод показал полное соответствие заявленным характеристикам, хотя следует отметить, что концентрация серебра в воде «Вулканы Камчатки» очень мала, практически на пределе обнаружения. Обе воды слабоминерализованы, с незначительной жесткостью и хорошими органолептическими свойствами. В отличие от вод местного происхождения вода «Фруто-Няня» имеет на порядок большую жесткость и вдвое большую минерализацию. Все показатели этой воды удовлетворяют требованиям СанПиН.

Таблица 2. Гидрохимические характеристики вод природных источников (ключей)

Наименование компонента	Содержание в 1 $дм^3$ воды, мг				ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01
	«Заячий» ключ	«Казачий» ключ	СОТ «Малинка»	СОТ «Кречет»	
Водород. пок. pH	7.02	6.0	6.89	6.74	6-9
Литий Li^+	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03
Аммоний NH_4^+	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	2.6
Натрий Na^+	3.5	2.67	7.62	5.36	200.0
Калий K^+	<0.1	<0.1	1.0	1.13	Не норм.
Кальций Ca^{2+}	11.76	4.0	13.04	7.86	
Магний Mg^{2+}	1.39	3.0	5.14	1.82	
Общая жесткость	0.7	0.45	1.04	0.54	7.0
Стронций Sr^{2+}	0.016	0.007	0.049	0.020	7.0
Железо закис. Fe^{2+}	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Железо окис. Fe^{3+}	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Алюминий Al^{3+}	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.5
Марганец Mn^{2+}	<0.001	0.001	0.022	0.0088	0.1
Гидрокар. HCO_3^-	18.3	13.42	76.86	31.72	Не норм.
Хлорид Cl^-	1.77	1.8	5.3	3.6	350.0
Сульфат SO_4^{2-}	10.6	3.3	4.0	10.6	500.0
Фторид F^-	<0.19	<0.19	<0.19	0.24	1.5
Нитрит NO_2^-	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	3.0
Нитрат NO_3^-	1.11	6.96	2.55	1.52	45.0
Кремний Si	2.55	2.64	**17.1**	6.65	10.0
Бор (сум.) B	<0.1	<0.1	0.11	0.11	0.5
Сум. минерал.	57.0	44.2	174.17	86.67	1000.0
Окисляемость	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	5.0
Серебро Ag	0.0031	0.0012	<0.001	<0.001	0.05
Полифосф., PO_4^{3-}	<0.1	<0.1	0.397	0.367	3.5

Сравнение характеристик воды центральной системы водоснабжения г. Петропавловск-Камчатский и других регионов Российской Федерации

Были проанализированы пробы воды центральных систем водоснабжения гг. Москва, Новороссийск и Симферополь (табл. 4). Из приведенных данных видно, вода в г. Петропавловск-Камчатский по качественным характеристикам несравнимо лучше воды других регионов. Выводы однозначны: население Камчатки пьет воду из-под крана, качество ее хорошее.

При подготовке материалов для статьи оценка микробиологических показателей не проводилась, т.к. бактериологические исследования не входят в область аккредитации АЦ ИВиС ДВО РАН. Однако, по данным Роспотребнадзора, несоответствие нормативам гигиены практически не выявляется, каких-либо инфекционных заболеваний, связанных с водой, обнаружено не было.

Список литературы

1. *Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю.* Методы анализа природных вод / Ред. А.М. Антокольская. М.: НЕДРА, 1970. 488 с.
2. *Самарина В.С.* Гидрогеохимия / Рец. Ходьков А.Е. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. 360 с.
3. *Фомин Г.С.* Вода / Гл. ред. С.Ф. Безверхий. М.: НПО АЛЬТЕРНАТИВА, 1995. 618 с.

Таблица 3. Гидрохимические характеристики бутилированной воды

Наименование компонента	Содержание в 1 дм^3 воды, мг			ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01
	«Малки»	«Вулканы Камчатки»	«Фруто-няня»	
Водород. пок. pH	7.26	7.72	6.73	6-9
Литий Li^+	<0.01	<0.01	<0.01	0.03
Аммоний NH_4^+	<0.05	<0.05	<0.05	2.6
Натрий Na^+	6.99	7.01	14.12	200.0
Калий K^+	<0.1	<0.1	10.57	Не норм.
Кальций Ca^{2+}	8.98	9.61	43.7	
Магний Mg^{2+}	3.37	3.31	13.34	
Общая жесткость	0.73	0.76	3.45	7.0
Стронций Sr^{2+}	0.078	0.038	0.899	7.0
Железо закисн. Fe^{2+}	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Железо окисн. Fe^{3+}	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Алюминий Al^{3+}	<0.01	0.03	<0.01	0.5
Марганец Mn^{2+}	0.0071	0.0048	0.026	0.1
Медь Cu^{2+}	0.003	<0.001	0.003	1.0
Цинк Zn^{2+}	0.0387	<0.1	0.3975	5.0
Гидрокарб. HCO_3^-	50.04	44.9	52.48	Не норм.
Хлорид Cl^-	6.2	5.5	77.1	350.0
Сульфат SO_4^{2-}	5.6	6.68	49.0	500.0
Фторид F^-	<0.19	<0.19	<0.19	1.5
Нитрит NO_2^-	<0.02	<0.02	<0.02	3.0
Нитрат NO_3^-	<0.1	<0.1	<0.1	45.0
Кремний Si	9.30	10.0	0.269	10.0
Бор (сум.) B	<0.1	<0.1	<0.1	0.5
Сум. минерал.	113.0	121.0	266.26	1000.0
Окисляемость	<0.25	<0.25	<0.25	5.0
Серебро Ag	<0.001	0.0011	<0.001	0.05
Полифосф., PO_4^{3-}	0.673	<0.1	<0.1	3.5

Таблица 4. Сравнительные данные питьевой воды

Наименование компонента	Содержание в 1 дм^3 воды, мг				ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01
	г. Петропавловск-Камчатский	г. Москва	г. Новороссийск	г. Симферополь	
Водород. пок. pH	7.05	6.77	7.83	7.12	6-9
Натрий Na^+	5.25	10.15	135.4	494.5	200.0
Калий K^+	1.49	2.29	1.04	2.64	Не норм.
Кальций Ca^{2+}	9.07	48.9	20.98	259.7	
Магний Mg^{2+}	2.25	32.0	5.61	94.88	
Общая жесткость	0.64	4.75	1.51	**20.7**	7.0
Стронций Sr^{2+}	0.215	1.11	0.495	0.611	7.0
Гидрокарб. HCO_3^-	29.29	195.6	327.1	292.9	Не норм.
Хлорид Cl^-	2.7	16.9	29.29	**497.0**	350.0
Сульфат SO_4^{2-}	13.5	89.5	62.6	**1017.6**	500.0
Фторид F^-	<0.19	0.27	0.59	1.4	1.5
Нитрат NO_3^-	<0.1	1.46	0.7	**95.0**	45.0
Кремний Si	8.58	0.44	3.24	2.73	10.0
Бор (сум.) B	1.3	0.47	0.85	0.13	0.5
Сум. минерал.	101.11	349.54	595.57	2762.27	1000.0
Полифосф., PO_4^{3-}	0.029	0.08	0.510	0.09	3.5

УДК 502/504:551.311.21 или 551.21/23

Современные экзогенные процессы в долинах р. Юрьева (о. Парамушир) и руч. Горчичный (о. Кетой) и их влияние на разгрузки термальных вод

Т.А. Котенко, Е.Г. Калачева, Е.В. Волошина
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: sinarka2017@mail.ru

Курильские острова, с развитой сетью вулканических хребтов с крутыми, изрезанными ледниками и эрозионными процессами, склонами, характеризуются частыми сходами водно-грязевых потоков. Решающими факторами образования селевых потоков являются геологические и геохимические процессы, сейсмическая активность и климатические условия. Сход селей является не только опасным природным явлением. В результате схода больших объемов горных пород, слагающих борта и выстилающих русла рек, меняется облик речных долин и условия разгрузки подземных, в том числе термальных, вод. Откликом на события подобного рода может являться изменение дебитов источников и их химического состава.

В данной работе мы кратко рассматриваем морфологические и динамические характеристики мощных селей, сошедших по долинам р. Юрьева (о. Парамушир) и руч. Горчичный (о. Кетой) в 2017 и 2016 гг., соответственно, а также вызванные этими событиями последствия для поверхностных проявлений гидротермальных систем, приуроченных к постройкам вулканов Эбеко и Кетой.

Краткая морфологическая и гидрологическая характеристика объектов

Верхние части бассейнов обоих водотоков схожи и представляют собой разветвленные системы глубоких врезов в крупные эрозионные котловины центральных частей разрушенных построек вулканов Влодавца (р. Юрьева) и Кетой (руч. Горчичный). Глубина врезов составляет 100-300 м.

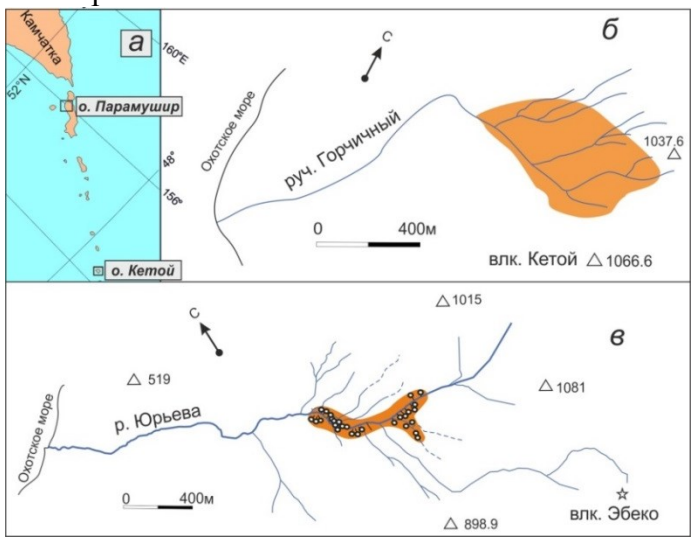


Рис. 1. (а) Схема района и локализация гидротермальных проявлений: (б) сольфатарное поле вулкан Кетой; (в) Верхне-Юрьевские горячие источники.

Выходы Верхне-Юрьевских ультракислых (pH<2) SO_4-Cl термальных (T до 85-90 ^oC) источников с минерализацией до 14 г/л локализованы на протяжении 1.3 км в русле и бортах левого притока (р. Горячий) и главного русла реки в высотном интервале 340-600 м (рис. 1в). Разгрузка термальных вод происходит из трещин в измененных лавах рядом или непосредственно в русле реки, а также из-под обвальных (осыпных) отложений на некотором (до 5-10 м) расстоянии от уреза воды.

Эрозионный кратер вулкана Кетой, к которому приурочен бассейн руч. Горчичный (рис. 1б), сформирован крупными обвалами его постройки. Длина

ручья составляет 2.7 км, уклон тальвега 13.5 %, расход в устье 125±15 л/с (июль 2016 и 2017 гг.). Гидротермальные проявления руч. Горчичный занимают площадь 0.12 км^2, представлены сольфатарами и термальными источниками с температурами от 20 до 100°°C, с pH=2-7.5 и минерализацией до 3 г/л. Они относятся [3] к двум гидрохимическим типам: 1) кислые и слабокислые Ca-SO_4 -воды, разгружающиеся в верхней части сольфатарного поля; 2) кипящие близнейтральные Na-Ca-SO_4 – воды с высоким содержанием бора.

Результаты и их обсуждение

Характеристика селевых потоков. Следы прохождения небольших селей на притоках и в главном русле р. Юрьева отмечались авторами неоднократно, тогда как масштабных событий за весь период наблюдений (с начала 50-х гг.) описано не было. Исследуемый нами катастрофический сель сошел 4 сентября 2017 г. [4]. В ходе полевых работ 2018-2019 гг. была выполнена верификация русловых изменений, селевых отложений и селевых меток. В результате было выявлено, что на притоках р. Юрьева формировались в основном водокаменные потоки с разгрузкой в главное русло. В главном русле морфологические признаки прохождения водокаменного селя (глубокая донная эрозия и боковая эрозия) наблюдаются от высоты 790 м до 340 м, где водокаменный сель трансформировался в грязекаменный. Основные характеристики селевого потока в русле р. Юрьева даны в таблице 1. Средний расход воды в устье с июля по октябрь равен 0.86 м^3/с. Расход селя в устье реки, установленный по селевым меткам составлял ~1100 м^3/с, что превышает средние значения по воде более чем в 1200 раз. Донная и боковая эрозия зачистили многие участки днища долины от обломочного материала, из-за чего часть источников, расположенных близко к берегу, открылись в естественном виде выходов, а не из-под рыхлообломочного плаща.

Таблица 1. Морфологические и динамические характеристики селей. Расчет динамических параметров согласно стандартной методике [5]

Селевой бассейн	**р. Юрьева**	**руч. Горчичный**
Длина селя, м	5500	2600
Селевые отложения в зоне аккумуляции, тыс. м^3	~300	~600
Макс. толщина отложений, м	8	11
Площадь зоны аккумуляции, км^2	0.05	0.14
Расход, м^3/с	1100	3000
Скорость селя, м/с	5.5-9.6	9.1-9.5
Макс. удельный расход на 1 м ширины потока	72	105

О многократных сходах ранее селевых потоков по руслу руч. Горчичный свидетельствовали конус выноса в устье реки, сохранившиеся селевые террасы, селевые отложения в днище долины. Единственное описание подобного события сделано Л.И. Барабановым [1]. По его данным, сель сошел 2.09.1970 г. после трех дней сильных осадков. Дно каньона на расстоянии 2 км от устья покрылось грязекаменными отложениями мощностью до 60 см. Расход воды во время дождя в 0.5 км от устья составлял 250 л/с (1.09.1970 г.), тогда как до дождя – 100 л/с (26.08.1970 г.). Мощность селевых террас в долине ручья на высоте 210 м, наблюдаемая нами в июле 2016 г. составляла 5-6 м. В устье ручья старый селевой конус выноса с шириной фронта 0.5 км занимал площадь 0.15 км^2.

Последний грязекаменный поток, исходя из анализа спутниковых снимков и метеорологических данных, предположительно сошел 9-10 августа 2016 г. Авторы работали на руч. Горчичный в июле 2016 г. и в августе 2017 г., благодаря чему удалось наблюдать произошедшие изменения в долине, выявить следы прохождения и отложения мощного селевого потока. Его основные морфологические и динамические характеристики приведены в таблице 1. Обрушение части фронтальной стенки кратера

в истоках ручья вызвало сход селя, в значительной мере изменившего конфигурацию верхней части сольфатарного поля и условия разгрузки термопроявлений. Весь участок оказался погребенным под толщей смеси обломочных скальных и рыхлых отложений разной мощности. На месте маломощных сольфатар и небольших кипящих котлов верхней части поля сформировался 10-ти метровый увал, где довольно быстро восстановилось рассредоточенное парение, и в августе 2017 г. уже действовала одна достаточно мощная сольфатара. Из-под увала теперь вытекают многочисленные термальные ручьи с дебитами до 5-7 л/с и температурами до 40°С. Выход вод на поверхность сопровождается интенсивным осаждением гидроокислов железа. Мощность насыпных отложений в среднем течении ручья составила ~2 м. Источники, располагавшиеся ранее на высоте 2-2.5 м над урезом воды, теперь практически сравнялись с руслом. В зоне аккумуляции селя в устье ручья сформировался конус выноса с шириной фронта 410 м и максимальной мощностью отложений до 4 м.

Влияние селей на разгрузки термальных вод. Сход селя в долине реки Юрьева не отразился на физико-химических параметрах и химическом составе Верхне-Юрьевских источников (таблица 2). Это закономерно, учитывая, что формирование химического состава термальных вод происходит за пределами бассейна реки в привершинной части вулкана Эбеко [2]. Однако, вследствие донной эрозии, врез русла в районе выходов термальных вод увеличился на 1-2.5 м, в результате чего вскрылись новые источники. Согласно нашим измерениям гидротермального потока хлор-ионов (как наиболее консервативного компонента), значимых изменений в количественных оценках до и после схода селя не произошло. Это означает, что не произошло увеличения объема разгружающихся термальных вод, часть разгрузки осуществлялась ранее в виде подруслового стока, поступая непосредственно в реку за пределами термального поля.

Таблица 2. Химический состав термальных и речных вод (мг/л)

Место отбора	**бассейн р. Юрьева**				**бассейн руч. Горчичный**			
	устье		**ВЮ источники (источник 1)**		**устье**		**источники нижний участок**	
год	**2017**	**2019**	**2017**	**2019**	**2016**	**2017**	**2017**	**2016**
T, °C	14.5	17.4	74.8	89.5	12.8	18.2	97	96
$pH_{лаб}$	2.07	2.04	1.18	1.39	6.79	5.89	7.48	7.63
F^-	12	16	64	68.5	0.699	0.819	3.3	2
Cl^-	481	553	2461	2561	10.2	10.3	12.6	9.3
SO_4^{2-}	1433	1583	6101	5995	714	540	666	1014
HCO_3^-					55	52	24	153
Na^+	49	57	219	250	52.8	50.8	265	302
K^+	32	32	144	136	4.134	4.531	21.7	19.3
Ca^{2+}	77	96	332	379	205	223	161	170
Mg^{2+}	31	38	138	172	30.9	34.8	17.8	17.4
$Fe_{общ.}$	43	74	252	312				
Al^{3+}	105	128	466	520				
Q, $м^3/с$	2.10	1.90			0.11	0.10		
Cl, т/сутки	87	90						

Формирование большей части термопроявлений руч. Горчичный происходит в близповерхностных условиях за счет адсорбции сольфатарных газов грунтовыми или поверхностными водами [3]. Соответственно, изменения в условиях их разгрузки, связанные с образование новых мощных насыпных отложений, внесли коррективы как в расположение, так и в геохимию вод. В верхней части сольфатарного поля разгружались высокотемпературные слабокислые источники [3]. Воды

новообразованных термальных источников кислые (pH 2.7-3.7) SO_4-Ca типа с минерализацией до 2 г/л и температурами от 30 до 80 ^oC. Сток с верхней термальной площадки попадает в руч. Горчичный.

Изменения коснулись и кипящих выходов нижней части сольфатарного поля. Дебиты источников незначительно увеличились, снизилась минерализация воды с 1.5-2 г/л до 1-1.5 г/л и изменились содержания SO_4-ионов (табл. 2).

Изменения в геохимии вод источников практически не отразились на общем гидротермальном стоке, расходе и составе вод.

Выводы

В 2016-2017 гг. по руч. Горчичный (о. Кетой) и р. Юрьева (о. Парамушир) сошли сели, значительно изменившие морфологию долин. Последствия коснулись и термальных вод, разгружающихся в этих речных бассейнах. Наибольший урон нанесен внешнему виду разгрузок. Яркая травянистая растительность, устоявшиеся проявления с озерцами, разноцветными плащами по руслам ручейков, сформированными за счет осаждения из термальных растворов различных минеральных образований, – все это стерто, засыпано, залито грязью. Часть выходов, формировавших подрусловой сток р. Юрьева, вышла на поверхность, а в верхней части сольфатарного поля руч. Горчичный образовались многочисленные кислые сульфатные источники. Изменения, произошедшие на термальных полях, не повлияли на разгрузку гидротермальных систем в целом. Общий гидротермальный сток остался без изменений.

Авторы статьи выражают благодарность Л.В. Котенко за всестороннюю помощь при проведении полевых работ в бассейнах р. Юрьева и руч. Горчичный.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00016.

Список литературы

1. *Барабанов Л.Н.* Гидротермы Курильской вулканической области: в двух книгах. Петропавловск-Камчатский. ИВ ДВНЦ АН СССР, 1976. 802 с.
2. *Калачева Е.Г., Котенко Т.А.* Химический состав вод и условия формирования Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2013. Вып. 22. № 2. С. 55-68.
3. *Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Волошина Е.В., Котенко Т.А.* Геохимия термальных вод о. Кетой (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С. 21-35.
4. *Котенко Т.А., Котенко Л.В.* Дождевые сели 4 сентября 2017 г. в северной части острова Парамушир, Курильские острова // Геориск. 2018. № 3. С. 46-55.
5. РД 52.30.238-89. Руководство селестоковым станциям и гидрографическим партиям. Вып. 1. Организация и проведение работ по изучению селей. М.: Гидрометеоиздат, Госкомгидромет СССР, 1990. 197 с.

УДК 551.214

Возгоны вулкана Алаид (о. Атласова, Курильская островная дуга)

В.В. Петрова[1], В.А. Рашидов[2,3], Л.П. Аникин[2], Н.В. Горькова[1], В.В. Михеев[1]
[1]Геологический институт РАН, Москва, 119017; e-mail: v.petrova.v@gmail.com
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[3]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

В период 2013-2019 гг. на склонах и вершине вулкана Алаид, расположенного в северной части Курильской островной дуги на о. Атласова, во время проведения комплексных геолого-геофизических исследований были опробованы возгоны [1-6].

На склонах Алаида в различных частях о. Атласова большая часть возгонов содержит Cu и Fe. Их выделения наблюдаются в виде участков материнских лав, окрашенных в зеленые, желтоватые, белесые цвета площадью до 1 м^2 и мощностью до 1 мм. Зеленые возгоны – шаровидные выделения, среди которых выделяется два типа: полнокристаллические шары, состоящие из единичных кристаллов и групп хорошо образованных ромбических или плоских кристаллов (рис. 1а-г), и шары коломорфной внутренней структуры (рис. 1д-з). Белесые и желтоватые возгоны – так же комковатые выделения, но не раскристаллизованные, а состоящие из коломорфных шаров (гидроксиды железа с набольшим количеством меди и других элементов) и неоднородных мелких отдельных новообразованных минералов (апатит, альбит).

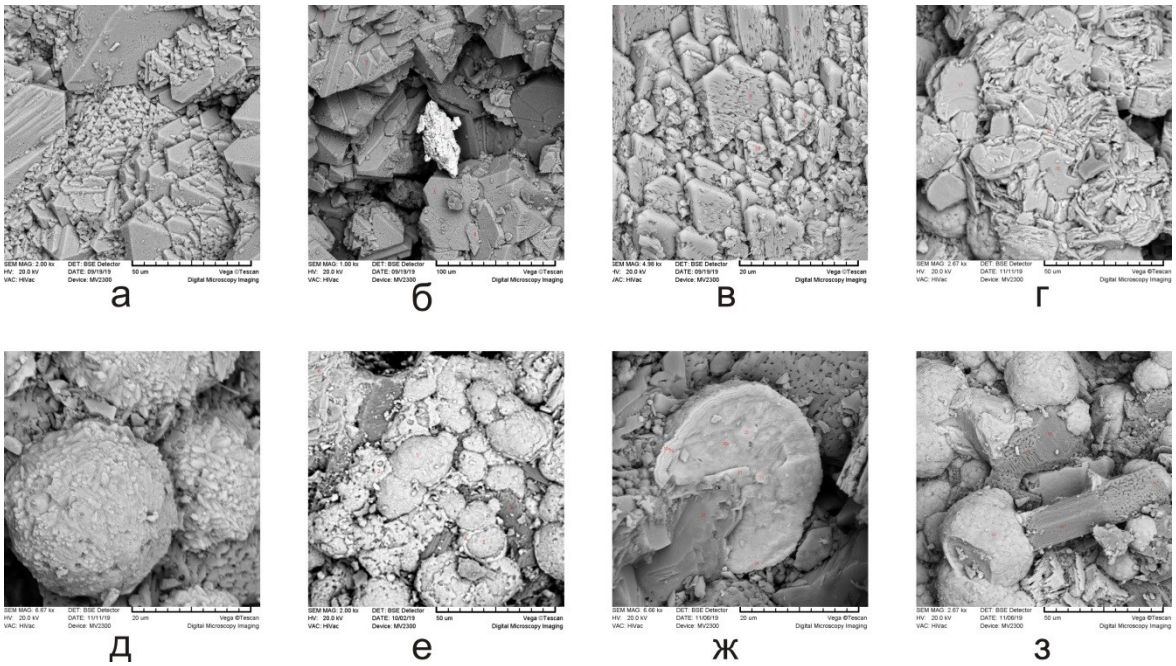


Рис. 1. Морфология возгонов атакамита

Зеленые возгоны склонов

Полнокристаллические рудные образования. Химический состав кристаллов достаточно простой. Неизмененный минерал стабильно содержит ~64 масс.% меди, 19 масс.% хлора, 16 масс.% кислорода. Пересчет этих данных приводит к следующей формуле минерала: Cu_2O_2Cl.

Очевидно, что наиболее ранними и наиболее крупными являются псевдоромбические кристаллы атакамита. Интерстиции между крупными кристаллами заполнены мелкими островершинными кристаллами, сходными по морфологии с анатакамитом (рис. 1).

Детальные микрозондовые анализы отдельных крупных кристаллов (рис. 1) показывают, что наиболее плотные из них имеют стабильный, однородный химический состав, который характеризуется присутствием только меди, хлора и кислорода.

Коломорфные рудные образования. Это корочки или опаловидные массы с натечной, иногда пузырчатой поверхностью, размером до 20 см в диаметре, имеющие скорлуповатую структуру. Начальной стадией кристаллизации глобули (рис. 1ж) является нарастание ее на слюдистого облика кристалл, в составе которого определено большое количество железа, меди, присутствуют кремний и алюминий, отсутствует хлор. Такой состав характерен для минерала переменного состава и не установленной до сей поры кристаллической структуры, названного хризоколлой. Чуть позже слюдистого минерала наблюдается формирование моноклинных кристаллов. В них, по сравнению со слюдистой затравкой, количество меди резко возрастает (с 19 до ~50 масс.%), а содержание всех остальных элементов падает, появляется хлор.

Следующая стадия развития глобули – формирование скрытокристаллической или псевдоаморфной субстанции, состоящей из оксида меди, примесных элементов и небольшого количества хлора. Образование этой зоны происходило без временных перемен, в ней просматриваются участки аморфной структуры и структуры с намеками на кристаллические образования. Эти участки неоднородны по составу, количество меди в них колеблется от 50% до 80%, что является свидетельством неоднородности геохимических процессов, происходящих в пространстве глобулярных выделений. Эта зона в строении глобули занимает основное место и имеет наибольшую мощность.

По неоднородной границе, местами резкой, местами слабо проявленной, с некоторым временным перерывом, формируется заключительная поверхностная оторочка. Она представляет собой довольно плотное слоистое образование, содержащее максимально высокое количество Cu (до 81%).

В отдельных случаях наблюдается разрушение скорлуповатых структур коллоидных «шаров», частичное разложение их внешних оторочек и переотложение рудного материала в свободных межглобулярных пространствах (рис. 1е). В этих случаях содержание меди в рудных образованиях несколько уменьшается, но возрастает количество хлора. В меньшей степени межглобулярные пространства могут заполняться гидроксидами железа.

Новообразования подстилающей зоны кислотного выщелачивания. Эти новообразования «просвечивают» сквозь межзерновые пространства, не занятые рудным материалом (рис. 1д,з). Химические анализы показывают, что в измененной породе присутствуют адуляр, альбит и апатит.

Возгоны прикратерной части

Впервые для извержений вулкана Алаид были изучены возгоны прикратерной части извержения 2015-2016 гг. [1]. Главными из них являются опал и гидроксиды железа. Помимо корок или покровов опала (SiO_2 nH_2O) и налетов гидроксидов железа (FeO nH_2O и Fe_2O_3 nH_2O) – обычных минералов прикратерной зоны окисления, в ассоциации с ними, присутствуют редкие элементы Cr, Cu, Zn, Ag, Au, Pd и их минералы. Они встречены в виде самородных металлов (CuZn) и (AuPd), (CrAuPd), оксидов – хромшпинели $Fe^{+2}(Fe^{+3}Cr)_2O_4$ и эсколаита Cr_2O_3, карбонатов – сидерит ($FeCO_3$), сульфидов – AgS, сульфатов – гипс ($CaSO_4$ $2H_2O$).

В возгонах прикратерной части наиболее распространены золото и палладий (рис. 2а,б), которые обычно встречаются совместно в виде соединений палладиевого золота (AuPd). Химический состав соединений не постоянный. Как правило, количество палладия высокое, почти равное или реже превышающее количество золотого компонента. Очень редко золота в два раза больше чем палладия.

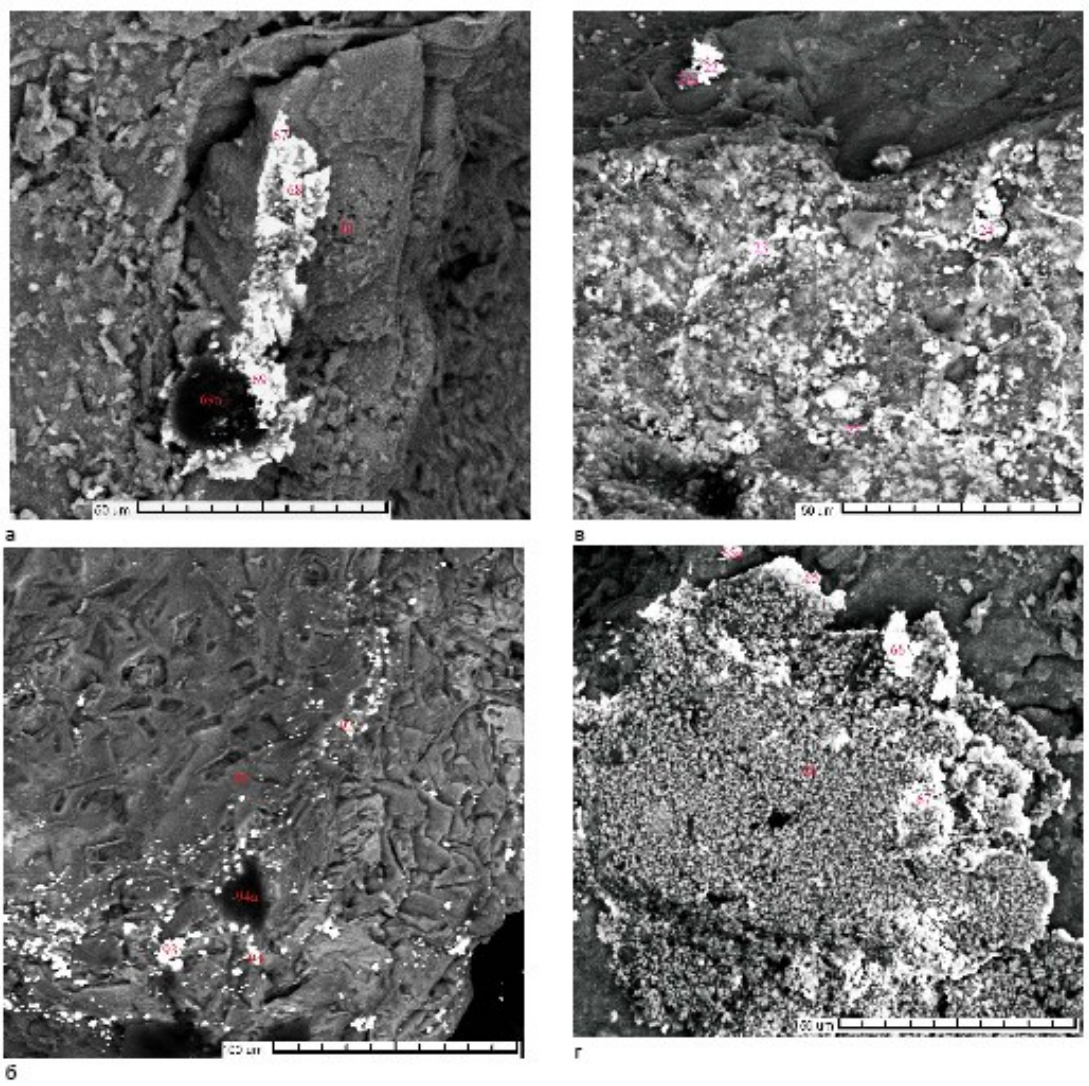


Рис. 2. Морфология возгонов золота, палладия, серебра и хрома: а – золото-палладиевые возгоны вблизи порового пространства, заполненного опалом; б – прожилок самородного золота (ярко белые комковатые выделения) вблизи газовой пустоты, в бортах которой повышенное содержание двуокиси углерода; в – выделение самородного серебра вблизи поля развития гидроксидов Fe; г – возгон хромовой зелени (эсколаит?), отороченный Cr-Au-Pd интерметаллическими соединениями (ярко белые).

В возгонах прикратерной части определен и сульфид серебра (рис. 2в). Пересчет анализа позволяет определить минерал как аргентит Ag_2S с легким недостатком серы и небольшой (~1.5%) примесью золота.

Хром присутствует в двух минеральных видах – хромшпинели $Fe^{+2}(Fe^{+3}Cr)_2O_4$, в которой содержание Cr_2O_3 составляет от 15 до 20 мас.% и оксида хрома (хромовая зелень – эсколаит – Cr_2O_3 = 94.17 мас.%). Наиболее богатые золото-палладиевые соединения оконтуривают выделения Cr и осаждаются в конце процесса формирования ассоциации Cr-Au-Pd (рис. 2г).

Медь и цинк встречены только совместно либо в виде соединений (CuZn), либо в виде карбонатов. Количество меди и цинка переменно, при этом меди по сравнению с цинком больше от 1.3 до 2.6 раз. Металлическая латунь встречается в виде тонких пластинок неправильной дендритоподобной формы, а минеральные разности комковатые с нечеткими очертаниями.

Практическое отсутствие хлорных и сернистых соединений отличает возгоны Алаида извержения 2015-2016 гг. от возгонов на многих других вулканах.

Заключение

На склонах вулкана Алаид обнаружено три генетических типа возгонов. Первый – это кристаллизация (свободный рост) из гидротермальных или парогидротермальных истинных растворов. К этому типу относятся новообразованный атакамит (и его полиморфные разности), апатит, оксиды и сульфиды металлов, самородные металлы. Второй тип – медные и железистые коломорфные отложения, которые образовались в результате выпадения осадка из коллоидных растворов. Третий тип (наиболее ранний) – кислотное выщелачивание материнских лав и дальнейшее преобразование новообразованных минералов, выраженное в их частичном растворении и частичном изменении химического состава. Возгоны всех выделенных типов богаты медью.

В возгонах терминального извержения вулкана Алаид 2015-2016 гг. преобладают оксиды и гидрооксиды, реже встречаются карбонаты и гидрокарбонаты, сульфиды и сульфаты – единичные находки. В этих возгонах впервые установлено присутствие соединения (AuPd), которое переносится гидротермальными растворами в виде комплексных соединений и осаждается в кислой среде одновременно с опалом. Не с опалом, а с гидроксидами железа ассоциируют Cr. В данном случае, формы выделений возгонов, как железа, так и хрома, не исключают возможности их формирования при бактериальном синтезе компонентов базальта, растворенных под действием кислых газов.

Как оксидные, так и металлические соединения Cu и Zn встречаются вблизи газовых пустот, около которых зафиксировано повышенное содержание углекислого газа. AgS – единственный возгон, встреченный в соединении с серой. По-видимому, возгоны этих элементов являются наиболее высокотемпературными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 18-05-00410 и 18-05-00041).

Список литературы

1. *Петрова В.В., Рашидов В.А., Аникин Л.П. и др.* Возгоны терминального извержения 2015-2016 гг. острова-вулкана Алаид (Курильская островная дуга) // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18-22 ноября 2019 г. М.: ИО РАН, 2019. Т. 2. С. 298-302.
2. *Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2015 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. 27. С. 102-107.
3. *Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2016 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 3. Вып. 31. С. 94-103.
4. *Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2018 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 112-113.
5. *Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2019 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 3. Вып. 43. С. 109-115.
6. *Рашидов В.А., Аникин Л.П., Делемень И.Ф.* Полевые работы на побочном вулкане Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 216-224.

УДК 550.341.5

Наблюдения за динамикой поступления магматического газа в продуктивный геотермальный резервуар

А.Ю. Поляков

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: pol@kscnet.ru

Введение

Измерения содержания неконденсированного газа (НКГ) на турбогенераторе геотермальной электростанции отражают усредненные характеристики изменения притока магматических газов в продуктивный геотермальный резервуар в целом. В случае непрерывных наблюдений за этим процессом, при условии постоянного доступа к данным посредством сети интернет, вероятен прогноз активности Мутновского вулкана и сильных землетрясений.

Техническое решение

Поставленная задача была решена посредством системы дистанционного мониторинга на базе станции HOBO RX 3000 производства Onset Computer Corporation (США) (https://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/rx3000), с дополнительными датчиками давления и температуры, установленными на конденсаторе турбины геотермальной электростанции.

Для системы удаленного мониторинга HOBO RX 3000 используется HOBOlink (рис. 1) – программная web-платформа, позволяющая получать доступ к текущим и сохраненным данным. Доступ в интернет осуществляется посредством GSM/3G связи.



Рис. 1. HOBOlink, графическая интерпретация текущих данных

Результаты измерений

Был проведен непрерывный 30-дневный мониторинг парциального давления НКГ в конденсаторе турбины геотермальной электростанции. Для оценки парциального P_{CO2} были проведены одновременные измерения давления конденсата

пара Pc и его температуры Tc; затем P_{CO2} рассчитывали как разницу между Pc и давлением насыщения водяного пара, соответствующими температуре Tc; зависимость была определена аппроксимацией табличных данных.

На рис. 2 показано временное изменение P_{CO2} в течение периода наблюдений с 23.08.2019 по 25.09.2019. Хорошо видно, что, по меньшей мере, 14 максимумов P_{CO2} синхронизированы с 14 минимумами Tc, которые демонстрируют поступление неконденсируемого газа в турбину из эксплуатационного геотермального резервуара. Некоторые из этих пиков P_{CO2} могут быть связаны с импульсами разгрузки магматического газа, описанными в [2].

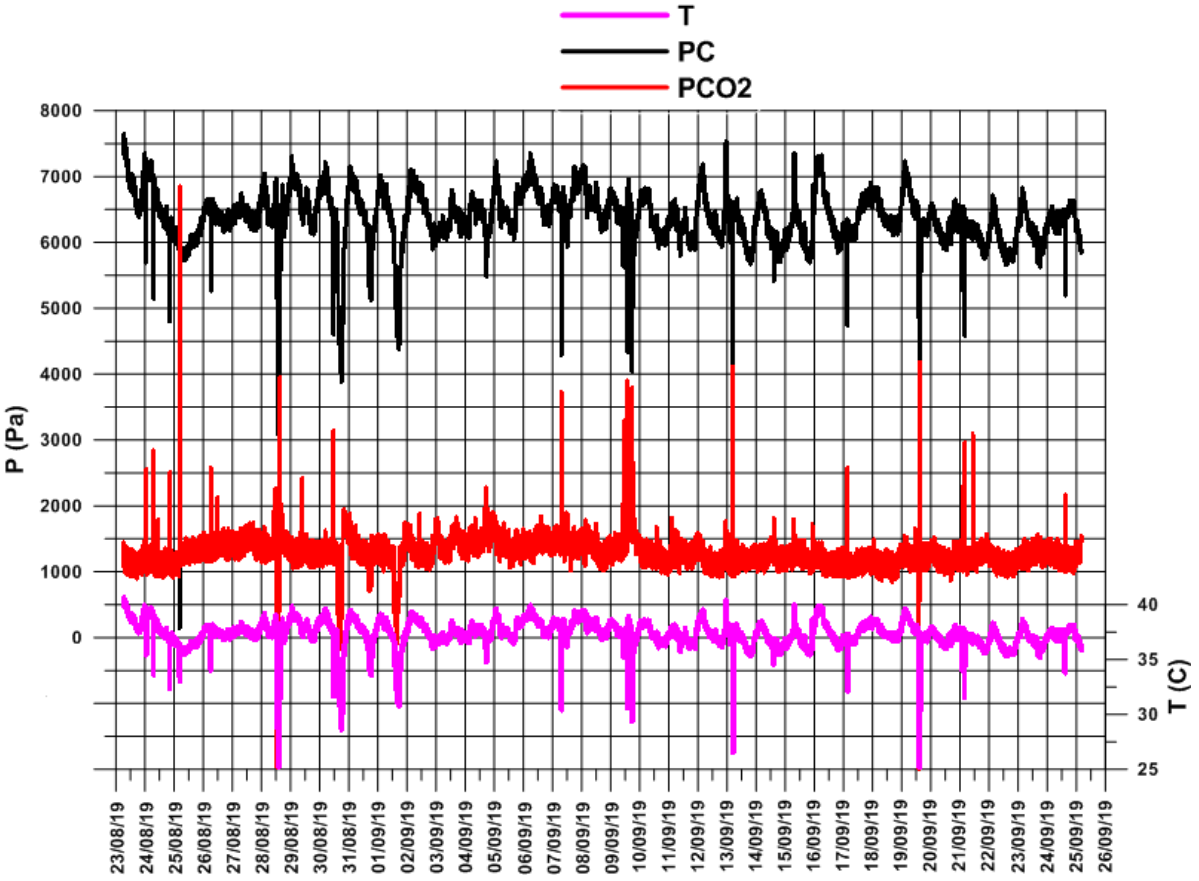


Рис 2. Расчетное парциальное давление CO_2 в конденсаторе на выходе из турбины геотермальной электростанции. P_{CO2} – парциальнot давления НКГ в конденсаторе турбины геотермальной электростанции, Pc – давление конденсата пара, T – температура конденсата пара.

Отметим признаки магматического происхождения состава газа, отобранного на добычных скважинах и термопроявлениях Мутновского геотермального месторождения, особенно на участках продуктивного резервуара, примыкающих к зонам магматической инжекции [3].

Значения $\delta^{13}C$ (CO_2) в скважинах 022, 031, 035, А4 и R27, термопроявлениях Медвежие и Верхне-Мутновские Мутновского геотермального месторождения варьируются в диапазоне от -8.4 до -5.6 ‰, что свидетельствует о магматическом происхождение CO_2 [3].

Исследовано гипоцентральное поле землетрясений на основе анализа плоско-ориентированных кластеров [1]. Данное направление важно для определения связи гипоцентрального поля сейсмоактивной среды и ее геолого-тектонического строения в виде плоских сейсмогенных разломов, предположительно активируемых глубинными флюидами. Такое представление позволяет концептуально объяснить многие эффекты

сейсмичности: ее цикличность, влияние и взаимосвязь удаленных сильнейших, в том числе глубоких, землетрясений, выявленную связь сейсмичности и вулканизма.

Выводы

Результаты тестовой работы системы показали изменения усредненного суммарного содержания НКГ на турбогенераторе Мутновской ГеоЭС, что характеризует как подключения/отключения добычных скважин, так и изменения притока магматических газов в продуктивный геотермальный резервуар в целом (именно эта информация необходима для прогноза активности Мутновского вулкана и сильных землетрясений).

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту 18-05-00052-19.

Список литературы

1. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Соломатин А.В. и др*. Геомеханическая интерпретация сейсмичности на шельфе Камчатки: приложения для сейсмического прогноза и поиска углеводородов // Геомодель 2018. 20-я юбилейная конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа. Геленджик, Россия. 10-14 сентября 2018 г. 2018. 5 с.
2. *Kiryukhin A., Chernykh E., Polyakov A. et al.* Magma Fracking Beneath Active Volcanoes Based on Seismic Data and Hydrothermal Activity Observations // Geosciences. 2020. 10. 52. P. 1-16. DOI: 10.3390/geosciences10020052.
3. *Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Usacheva O.O. et al.* Thermal-permeability structure and recharge conditions of the Mutnovsky high temperature geothermal field (Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. Vol. 356. 1 May 2018. P. 36-55.

УДК 553.078.2

Южно-Камбальное Центральное термальное поле: структурное положение, гидрогеохимические и литологические характеристики

С.Н. Рычагов[1], О.В. Кравченко[1], А.А. Нуждаев[1], М.С. Чернов[2], Е.В. Карташева[1], А.А. Кузьмина[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; 683006; e-mail: rychsn@kscnet.ru

[2]Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

На основании первых комплексных исследований Южно-Камбального Центрального термального поля дана характеристика морфоструктуры, физико-химических условий разгрузки парогидротерм, макро- и микрокомпонентного состава термальных вод, литологии толщи гидротермальных глин и состава поровых растворов. Предполагается влияние восходящего щелочного флюида на зону разгрузки парогидротерм.

Введение

Южно-Камбальное Центральное термальное поле (ЮКЦ) входит в состав одной из трех групп "паровых струй" Камбального вулканического хребта Южной Камчатки [5]. Детальное описание термопроявлений (парогазовых струй, водных котлов, прогретых грунтов) и оценка выноса тепла на термальных полях Камбального хребта выполнены В.М. Сугробовым и Н.Г. Сугробовой в 1964-65 гг. [2]. Г.А. Карповым выделены и описаны "псевдошаровые агрегаты арагонита", образующиеся в зоне интенсивной разгрузки парогидротерм на ЮКЦ [4]. А.С. Огородова обратила внимание на особенности геохимии и минералогии этого термального поля: на основании проходки трех скважин ручным буром до глубины 2 м в разрезе толщи гидротермальных глин выделена парагенетическая ассоциация рудных и других минералов, включающая киноварь, пирит, марказит, опал, кальцит, сидерит, родохрозит, аурипигмент, реальгар, антимонит, барит [6]. В последующие годы научные работы на термальных полях Камбального вулканического хребта проводились эпизодически, но ЮКЦ неизменно привлекало повышенное внимание [7].

Исследования авторов настоящего доклада направлены на объяснение причин формирования уникального по своим свойствам Южно-Камбального Центрального термального поля.

Структурное положение вулканического хребта и морфоструктура ЮКЦ

Камбальный вулканический хребет представляет собой резургентное тектоно-магматическое поднятие в Паужетской вулкано-тектонической депрессии [3] и расположен в зоне сочленения крупнейших структурных элементов Южной Камчатки: Ункановичского горста и Южно-Камчатского прогиба [1]. Сочленение этих геологических структур характеризуется как зона глубинного длительноживущего (с нижнего миоцена по голоцен) разлома северо-восточного-субмеридонального простирания. Камбальный вулканический хребет на четвертичном этапе развития Паужетской депрессии наследует фрагмент глубинного разлома. По-видимому, этим определяется высокий геотермальный потенциал Камбального хребта: на протяжении 18 км вдоль его осевой части происходит разгрузка парогидротерм в пределах трех групп термальных полей, все породы (за исключением позднечетвертичных базальтов и крупных интрузий) интенсивно изменены вплоть до гидротермальных глин. Общий вынос тепла сопоставим с таковым Кошелевского вулканического массива, Мутновской, Узон-Гейзерной и другими системами Камчатки. На основании обобщения структурных, гидрогеотермических и других данных мы полагаем, что в недрах Камбального хребта расположены три крупные гидротермальные системы, вероятно, имеющие гидродинамическую связь и единое тепловое и водное питание.

ЮКЦ локализовано в кольцевой морфоструктуре: центральная часть представляет собой термальное поле, выделяющееся куполообразной структурой интенсивно аргиллизированных пород; по периферии в форме гребня протягиваются останцы лав андезитов (рис. 1). Такая морфоструктура постройки, приуроченность разгрузки тепла к ее центру и наличие уходящей на глубину субвертикальной зоны повышенной электропроводности среды, которая может служить подводящим каналом геотермального теплоносителя (неопубликованные данные вертикального электрического зондирования С.О. Феофилактова и др.), – все это свидетельствует в пользу расположения ЮКЦ в эрозионном кратере небольшого андезитового вулкана. А.С. Нехорошев, В.Л. Сывороткин и другие исследователи выделяют в этой части Камбального хребта крупный плиоцен-плейстоценовый стратовулкан Термальный (Северный Камбальный), осложненный множеством мелких вулканических построек [5, 7].



Рис. 1. Южно-Камбальное Центральное термальное поле. Вид с севера. Вдали – вулкан Камбальный. Фото С.Н. Рычагова.

Фактический материал исследований

В последние годы на площади ЮКЦ нами проведен следующий комплекс исследований: 1) температурная съемка грунтов и определение границ термоаномалии, 2) детальное гидрогеохимическое опробование всех типов природных вод, 3) ежегодное (2017-19 гг.) измерение физико-химических параметров водных источников и парогазовых струй, 4) изучение распределения ртути во всех средах (грунтах, водах, парогазовой смеси), 5) определение минерального состава отложений на прогретых и остывших участках, 6) изучение состава и структуры толщи гидротермальных глин с помощью проходки скважин колонкового бурения, 7) магнитометрические и геоэлектрические исследования (в данной работе эти результаты не обсуждаются).

Термальное поле (т/п) отличается от других т/п Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района, прежде всего, контрастностью физико-химических параметров разгружающихся на дневной поверхности термальных вод. pH источников колеблется от 3.6 до 7.5 единиц, притом что воды интенсивно разбавляются

метеорными даже в "межень". Общая минерализация достигает 4 г/л. В крупных насыщенных углекислым газом и сернистыми газами котлах (озерах) и пульсирующих источниках центральной части т/п преобладают щелочные гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые (кальций-аммониевые) воды с высоким содержанием многих микроэлементов (редких щелочных, цветных и черных металлов, бора, фосфора, редкоземельных элементов). Обращает на себя внимание постоянно высокое содержание аммония, как в щелочной, так и в кислой термальной воде (таблица). А.С. Нехорошев предполагал, что источником аммония на сольфатарных полях Камбального хребта являются вулканические газы [5].

Таким образом, на ЮКЦ разгружается поток восходящих минерализованных парогидротерм щелочного типа. При смешении с метеорными водами и конденсатом пара формируются кислые термальные воды также с повышенной солевой нагрузкой.

Таблица. Химический состав термальных и других природных вод Южно-Камбального Центрального термального поля

Тип источн.	T°C	pH	Eh	Макрокомпонентный состав, мг/л							
				HCO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+	Минер.
Кипящ. озеро	38	5.34	-122	21.97	17.2	1.4	0.24	5.58	0.98	15.25	62.62
Кипящ. котел	94	7.3	-10	56.12	451.5	11.6	3.51	92.9	14.42	98.85	728.9
Кипящ. котел	93	7.53	-40	36.61	123.0	3.52	0.75	17.15	2.95	44.45	228.43
Пульс. котел	94	7.44	-3	7.32	528.3	11.95	4.47	68.09	9.7	94.6	724.43
Серный котел	74	3.8	+235	-	931.8	1.16	0.4	7.77	3.58	315.0	1259.7
Газир. котел	92	5.1	+128	17.08	2881.8	1.15	0.15	0.37	0.38	1050.0	3950.9
Серный котел	53	3.6	+261	-	1325.6	0.46	0.42	1.05	1.41	502.1	1831.0
Кипящ. котел	91.5	7.0	-196	242.8	1037.4	0.49	0.25	0.78	0.83	450.0	1732.6
Холод. ручей	2.5	7.0	+45	15.86	7.7	2.1	0.21	6.41	1.05	0.22	33.55
Руч. Кратер.	32.6	5.9	-36	12.2	69.0	2.89	0.33	16.74	2.46	16.55	120.17

Примечание: Определения выполнены в АЦ ИВиС ДВО РАН. Аналитики: Л.Н. Гарцева, О.В. Белоус, С.М. Иванова, Е.А. Якимова, А.А. Кузьмина, С.В. Сергеева.

Высокой контрастностью состава и строения характеризуется толща гидротермальных глин. Каждый из 4-х участков т/п, вскрытых скважинами, отличается литологическим строением, химическим и минеральным составами выделенных горизонтов, мощностью зон сернокислотного и углекислотного выщелачивания и другими параметрами. Средняя мощность толщи гидротермальных глин превышает 4 м. Характеристикой, объединяющей всю толщу гидротермальных глин ЮКЦ, является наличие на каждом участке пластичных глин, образующих горизонт мощностью 70-130 см. Как было показано нами на примере Восточно-Паужетского т/п, этот горизонт имеет большое значение в структуре поля: он служит водоупором, тепловым экраном и часто к нему приурочен комплексный геохимический барьер с образованием рудных минеральных ассоциаций (работы С.Н. Рычагова с коллегами, 2015-18 гг.). Кроме того, поровые растворы гидротермальных глин ЮКЦ, как и Восточно-Паужетского т/п, характеризуются аномально высокими концентрациями редких щелочных (Li, Rb, Cs), основных щелочных и щелочноземельных элементов,

черных металлов (Fe, Co, Cr, Ni), иттрия (рис. 2) и других элементов. И гидротермальные глины, и поровые растворы в них выделяются аномально высокими, до ураганных, содержаниями Hg. Эти данные вызывают повышенный интерес к изучению толщи аргиллизитов Южно-Камбального Центрального термального поля.

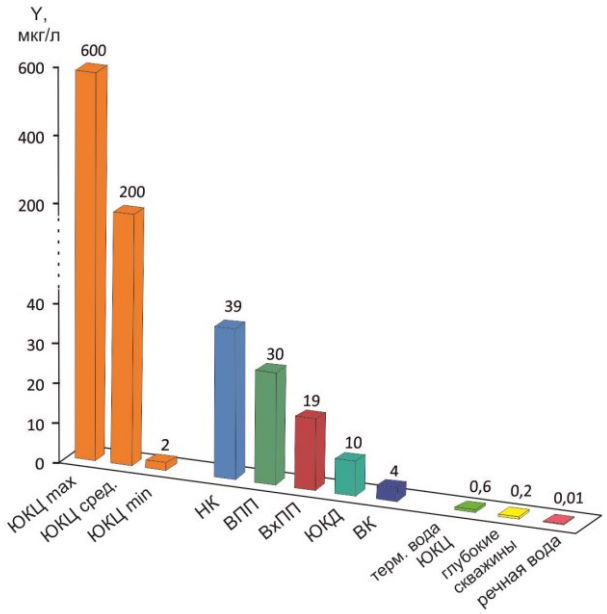


Рис. 2. Содержание иттрия (Y) в поровых растворах гидротермальных глин ЮКЦ и средние значения по другим термальным полям района, в сравнении с концентрацией Y в гидротермах зоны разгрузки и глубоких горизонтов, а также в речных водах района. Термальные поля: НК – Нижне-Кошелевское, ВПП – Восточно-Паужетское, ВхПП – Верхне-Паужетское, ЮКД – Южно-Камбальное Дальнее, ВК – Верхне-Кошелевское.

Заключение

Южно-Камбальное Центральное термальное поле приурочено к одной из крупнейших на Камчатке геотермальных систем, расположенной в недрах Камбального вулканического хребта. Участки термального поля отличаются гидрогеохимическими, литологическими и другими характеристиками, что, по-видимому, обусловлено влиянием щелочного флюида на неоднородную толщу аргиллизированных горных пород и формированием контрастных по своему составу и свойствам термальных вод.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-05-00102) и ДВО РАН (18-2-003).

Список литературы

1. *Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В., Соколков В.А.* Вулкано-тектоника Южной Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. 1979. № 57. С. 72-78.
2. *Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23-57.
3. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
4. *Карпов Г.А.* Псевдошаровые агрегаты арагонита на современном термальном поле Камбального хребта (Камчатка) // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 157-165.
5. *Нехорошев А.С.* Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке // Бюлл. вулканол. станций. 1959. № 28. С. 23-32.
6. *Огородова А.С.* Современная рудная минерализация в районе Южно-Камбальных паровых струй (Камчатка) // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 305-308.
7. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

УДК 553.078.2

Карбонатные конкреции Южно-Камбального Центрального термального поля (Южная Камчатка)

С.Н. Рычагов, Е.И. Сандимирова, Е.В. Карташева
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rychsn@kscnet.ru

Дана характеристика карбонатных конкреций, образующихся в зоне основной разгрузки парогидротерм на Южно-Камбальном Центральном термальном поле. Показано, что конкреции имеют сложные химический и минеральный составы. Предполагается, что они образованы вследствие разгрузки щелочного металлоносного раствора в основании толщи гидротермальных глин.

Введение

Помимо данного сообщения, Южно-Камбальному Центральному термальному полю (ЮКЦ) посвящены два доклада, представленные на конференцию. В них показаны местоположение и морфоструктура ЮКЦ, гидрогеологические и литологические особенности поля, строение зоны разгрузки парогидротерм, и др. Поэтому остановимся непосредственно на теме настоящего доклада. Одной из дополнительных уникальных особенностей ЮКЦ является образование карбонатных конкреций. Впервые они были описаны Г.А. Карповым как "псевдошаровые агрегаты арагонита" [1]. Другие публикации об агрегатах арагонита ЮКЦ отсутствуют. Наш интерес к этим образованиям обусловлен следующими причинами: 1) конкреции не являются мономинеральными и имеют сложный химический состав; 2) они образуются в основании толщи гидротермальных глин на наиболее горячем участке термального поля и могут служить индикатором разгрузки щелочного металлоносного раствора, по аналогии с Восточно-Паужетским термальным полем; 3) вследствие разнообразия структурных и текстурных особенностей, конкреции представляют большой минералогический (музейный) интерес.

Фактический материал исследований

Конкреции слагают валуны округлой или уплощенной формы, размером от 15-20 до >50-70 см, и вымываются ручьями из-под основания термального хребта. Термальный хребет сложен гидротермальными глинами и активно разрушается (разваливается на блоки) кипящими котлами и парогазовыми струями. Мы полагаем, что конкреции образуют определенный горизонт (крупную линзу или зону) в основании толщи глин на данном участке ЮКЦ.

В 2017-19 гг. отобрано около 30 образцов, 15 из них распилено на пластины. Методика исследований включала следующее: детальное описание строения конкреций с помощью общего минералогического анализа, послойное изучение химического состава рентгенофлуоресцентным методом, определение химического и минерального составов слоев на основании микрозондовых исследований – все в ИВиС ДВО РАН. Конкреции характеризуются разнообразными текстурами и структурами (рис. 1). Преобладает концентрически-зональное строение.

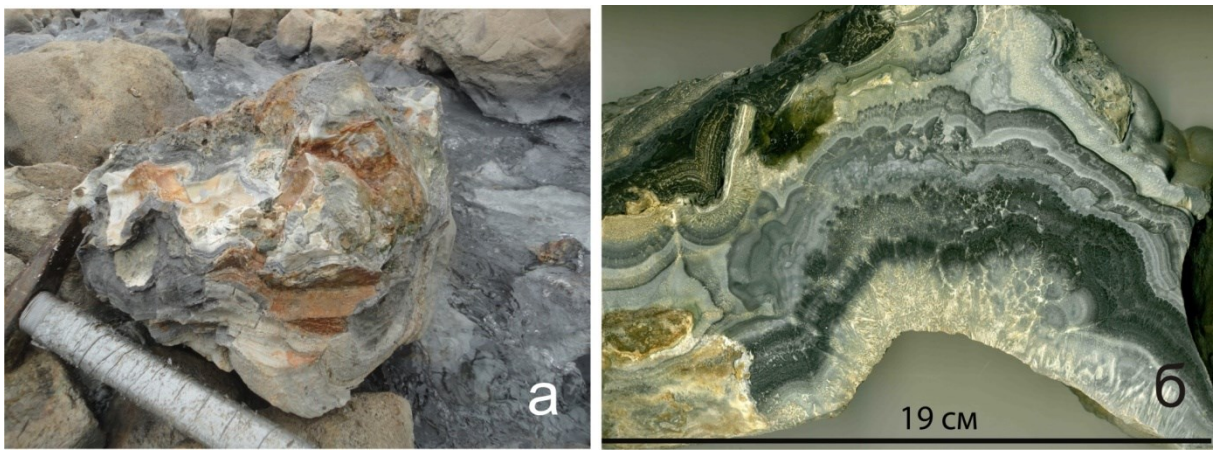


Рис. 1. Конкреции Южно-Камбального Центрального термального поля: а – образец, извлеченный из гидротермальных глин, размер в поперечнике ~40 см; б – образец разрезанный и полированный.

В ядре конкреций расположены обломки андезитов, чаще всего полностью измененные в кварц-смектит-хлоритовый агрегат с включением большого количества кристаллов пирита и оксидов железа. Центральная часть конкреций, как правило, характеризуется крустификационными, колломорфно-полосчатыми и глобулярными структурами, черно-серым цветом. Размер слоев колеблется от десятков микрон до 3-5 см. Светлые полосы сложены, в основном, "чистым" карбонатом, темные – карбонатом с примесью других минералов.

Наиболее детальные исследования выполнены по двум крупным конкрециям. В таблице приведено описание образца, слои которого легко отделялись друг от друга. Основа каждого слоя представлена кальциевым карбонатом (арагонитом). Но все слои включают микрозоны и отдельные чешуи, корки, почковидные и шаровидные натеки сложного минерального состава. Выделяются гипс, барит, карбонаты марганца, кремнисто-железистые и железо-марганцевые агрегаты, гидроокислы железа, соединения азота (вероятнее всего – минералы, включающие аммоний), и др. (см. таблицу). На поверхности слоев распространены пленки фосфатов (преобладает F-фосфат кальция), углубления рельефа выполнены гипсом, кремнисто-железистыми и кремнисто-железо-марганцевыми агрегатами (рис. 2). Обращает на себя внимание постоянное присутствие фосфатов. Кристаллы арагонита имеют пористое строение и обнаруживают следы выщелачивания на сколах. По второй конкреции представляет интерес изменение химического состава слоев. Для исследования в образце выделено 7 слоев (рис. 3). Первые два слоя, помимо кальция, содержат Si, Fe^{3+}, Mn, P и S в больших количествах (1-6 вес. %). Третий слой выделяется преобладанием в его составе кремния над кальцием и высокими значениями трехвалентного железа. Этот слой представляет собой концентрически-зональное стяжение кремнисто-карбонатного состава с большим содержанием пирита и других сульфидов. Последующие 4 слоя имеют ровный химический состав с преобладанием Ca. Относительно высокие концентрации серы объясняются присутствием в этих слоях пирита, развитого вдоль кристаллов арагонита и между его слоями. Пирит также ассоциирует с кремнисто-железо-марганцевыми выделениями. Вероятно присутствие фосфатов. Эти данные свидетельствуют об интенсивном высаживании многих компонентов на первых стадиях формирования конкреций и относительно стабильном минералообразовании на заключительных этапах.

Таблица. Химический и минеральный составы конкреции ЮКЦ-Ж2/19.

№ слоя, мощность (мм)	**Описание слоя (от внутренней части к периферии конкреции)**	**Основные минералы**
1 Кристаллы (до 7 мм)	На поверхности кристаллов гипса: цеолит-смектитовые и пирит-марказитовые агрегаты, губчатые корочки (50×50 мкм), состоящие из сульфидов Fe и Hg (пирита и киновари?) и мелких (до 30 мкм) кристаллов барита.	Пирит, марказит, киноварь (?), цеолиты (?), смектит, гипс, барит
1а, 3-5	Кремнисто-железистый слой, на котором растут кристаллы гипса слоя № 1.	Кремнисто-железистые охры
2, 4-5	Микрозернистый рыхлый слой кремнисто-карбонатного состава. Железо-марганцевые почковидные агрегаты лучисто-шестоватого строения с фосфатом Ca. Белые тонкие чешуи кремнисто-фосфатного и кремнисто-сульфатного состава (сульфаты и фторсодержащие фосфаты кальция) + азотистые соединения.	Пирит, марказит, лимонит, Fe-Mn образования, фосфаты Ca, арагонит, сульфаты Ca, азотистые соединения
3, 20-25	Перемежающиеся микрослои карбонатного состава (1 мкм – 3 мм). Широкие слои – веерообразные пористые кристаллы арагонита. Рассеянная вкрапленность пирита в ассоциации с баритом. Среди кристаллов арагонита – Mn-Fe карбонат, ассоциирующий с сульфатами Ca.	Пирит, опал, F-фосфаты Ca, арагонит, сидерит, сульфаты Ca, барит, азотистые соединения
4, 20-25	Перемежающиеся микрослои (1 мкм – 2 мм) массивного или микрозернистого арагонита.	Состав аналогичный слою № 3
5а, 4	Поверхность карбонатного состава с корками того же состава. В составе корок отмечаются N, F, P, S, Mn, Fe, Al, Si. В порах – кристаллы барита. Встречаются пирит-марказитовые натечные образования с кремнеземом.	Пирит, марказит, гидроокислы Fe, арагонит, барит, азотистые соединения
5б, 7	Кремнисто-карбонатный микрозернистый слой с фосфатными корками. Присутствуют азотистые соединения.	Состав аналогичный слою 5а
6, 2	Кремнисто-карбонатный микрозернистый слой: арагонит игольчатого облика, скопления кристаллов гипса, корки F-фосфатов Ca, почковидные агрегаты карбоната Mn – вероятно, родохрозита.	Лимонит, F-фосфаты Ca, арагонит, родохрозит (?), гипс, барит
7, 2	Корка серо-белого цвета из пластинчатого гипса, игольчатого арагонита с пластинками кремнезема. На поверхности – почковидные отложения (50-250 мкм) кремнисто-фосфатно-карбонатного состава с азотистыми соединениями и существенным содержанием Fe и Mn.	Пирит, марказит, опал, арагонит, Fe-Mn карбонаты (сидерит-родохрозит?), гипс, барит
8, 3	Кремнисто-карбонатная микрозернистая основа с охрами лимонита. Рассеянная вкрапленность пирита, барита (до 25 мкм) и скопления пластинчатых кристаллов гипса (?), а также корочки фосфатов Ca с примесью азотистых соединений.	Пирит, лимонит, F-фосфаты Ca, арагонит, гипс (?), барит, азотистые соединения
9, 7-9	Кремнисто-карбонатный слой с крупными натечными чешуями. На поверхности – кристаллы гипса + арагонит, корки фосфатов Ca и шаровидные, почковидные, лучисто-шестоватые агрегаты родохрозита.	Лимонит, фосфаты Ca, арагонит, родохрозит, гипс, барит

Примечание. Качественные и количественные определения выполнены Е.И. Сандимировой с помощью РЭМ VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром X-MAX 80 с фирменным программным обеспечением AZtec в ИВиС ДВО РАН под методическим руководством В.М. Чубарова. Исследовались рельефные поверхности образцов без напыления (слои 1, 2, 5а, 5б, 6-9) и аншлифы с углеродным напылением (слои 3 и 4). Для всех образцов характерна сильная дегазация под лучом микрозонда, что свидетельствует о большом количестве летучих соединений в составе конкреции.

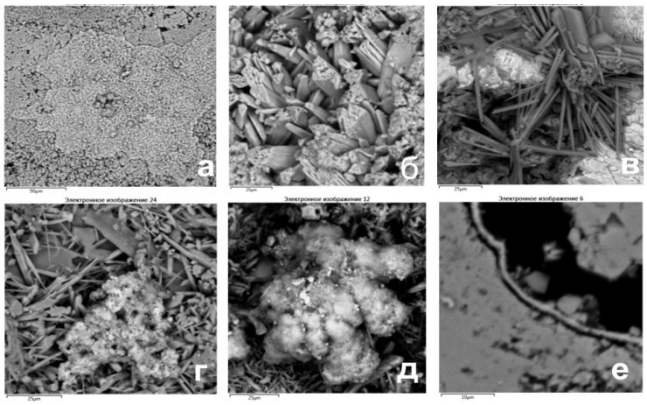


Рис. 2. Строение фрагментов слоев конкреций по данным РЭМ ИВиС ДВО РАН: а – фосфатные пленки (светлое поле в центре) на карбонатной основе; б – кристаллы арагонита пористые; в – радиально-лучистые агрегаты гипса в смектите и карбонате (светлое); г – кремнисто-железистые образования с фосфатами среди игольчатых кристаллов арагонита; д – кремнисто-железо-марганцевые почковидные образования; е – пленки-прожилки фосфатов между слоями карбоната.

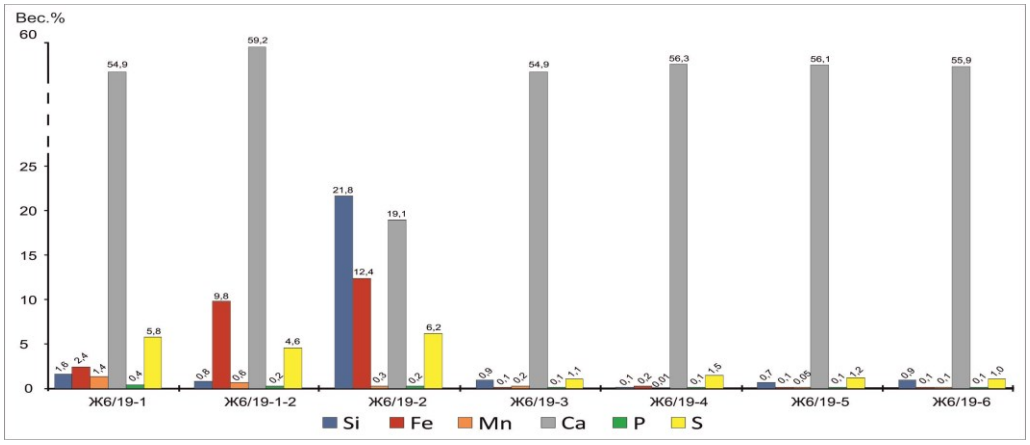


Рис. 3. Распределение основных компонентов состава слоев конкреции Ж6/19 по данным рентгенофлуоресцентного анализа на "S4 PIONEER" в ИВиС ДВО РАН.

Заключение

Образование конкреций происходит вследствие внедрения субщелочных минерализованных термальных вод гидрокарбонатного состава в открытые полости в основании толщи гидротермальных глин. Поступление растворов сопровождается их вскипанием и осаждением карбонатного и силикатного гелей на обломках пород. Вследствие раскристаллизации гелей образуются колломорфно-полосчатые и т.п. структуры кремнисто-карбонатного вещества. Ощелачивание растворов и общее уменьшение солевой нагрузки приводит к последовательному формированию крупных слоев арагонита в обстановке относительно спокойного роста. На каждой стадии минералообразования, обусловленной изменением физико-химических параметров и динамикой поступающих растворов, происходит высаживание Fe, Mn, S, P и др. с образованием сульфатов, фосфатов, железо-марганцевых, азотистых и других соединений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00102).

Список литературы

1. *Карпов Г.А.* Псевдошаровые агрегаты арагонита на современном термальном поле Камбального хребта (Камчатка) // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 157-165.

УДК 551.35:549(265)

Структуры микрометеоритов из железомарганцевой корки

Д.П. Савельев, О.Л. Савельева, С.В. Москалева
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: savelyev@kscnet.ru

Микрометеориты – частицы космической пыли, достигшие земной поверхности. Одна из проблем идентификации микрометеоритов – сходство космогенных сферул со сферулами вулканогенного происхождения, которые образуются при быстрой закалке капель магматического расплава. Мы изучили более 500 магнитных сферул размером 40-200 мкм из железомарганцевой корки одного из гайотов Магеллановых гор. Методика выделения сферул описана нами в [2]. Выделенные сферулы изучены при помощи электронного микроскопа VEGA3 с аналитической приставкой X-MAX80 в ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский. Часть сферул имеет характерные структуры, образованные дендритовыми кристаллами окислов железа (рис. 1).

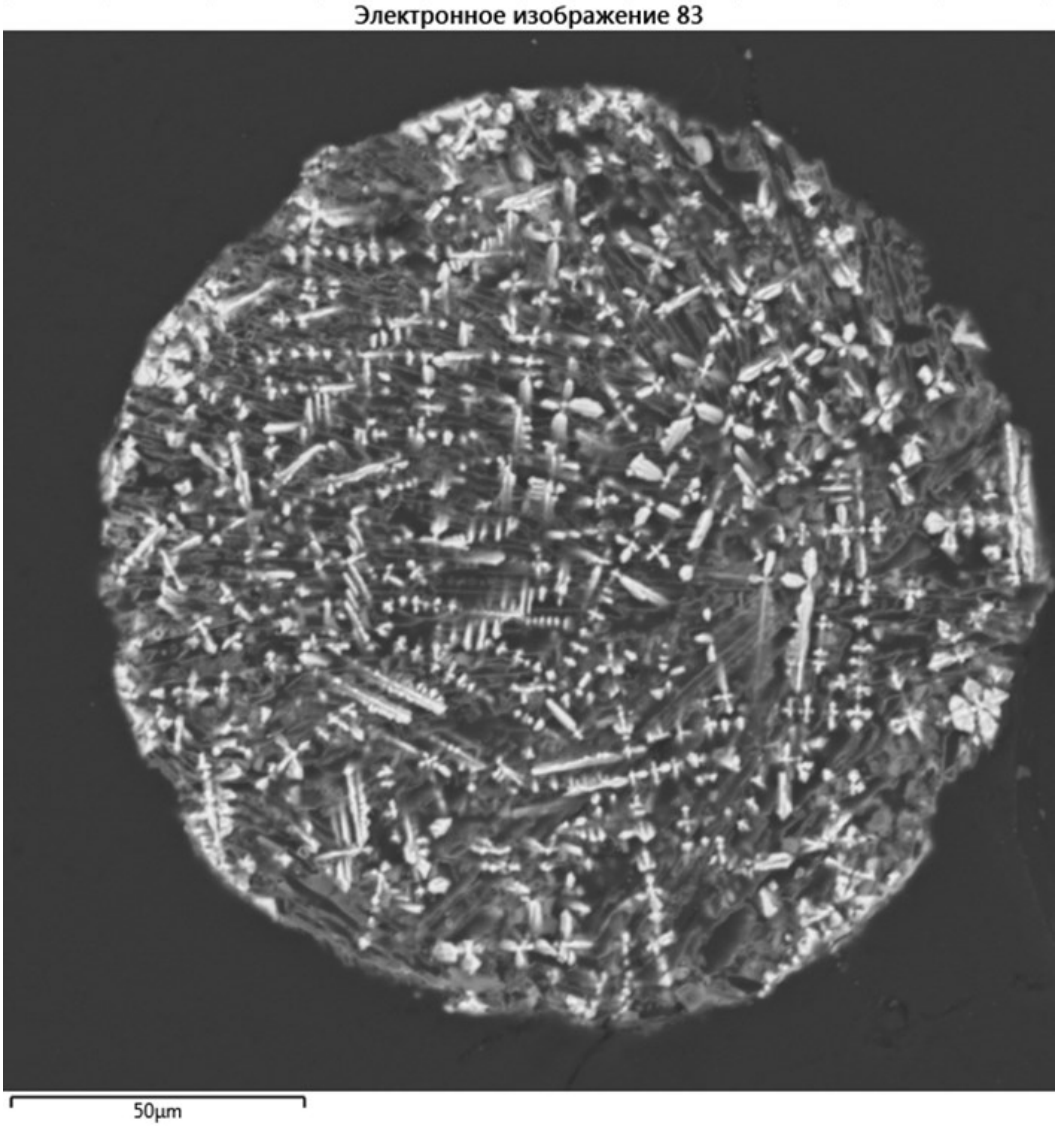


Рис. 1. Полированная сферула. Изображение в обратно рассеянных электронах.

Состав и структура выделенных сферул позволяют большинство из них отнести к космогенным. По составу их можно разделить на железные (состоящие из окислов Fe с примесью Ni и Co) и силикатно-железные (в них преобладают также окислы Fe с

примесью Ni, но присутствуют также силикаты). Некоторые сферулы имеют зональное строение, у них наблюдается внутреннее ядро, сложенное самородной фазой Fe+Ni+/-Co в оболочке окислов Fe (рис. 2). Такое строение доказывает их внеземное происхождение.

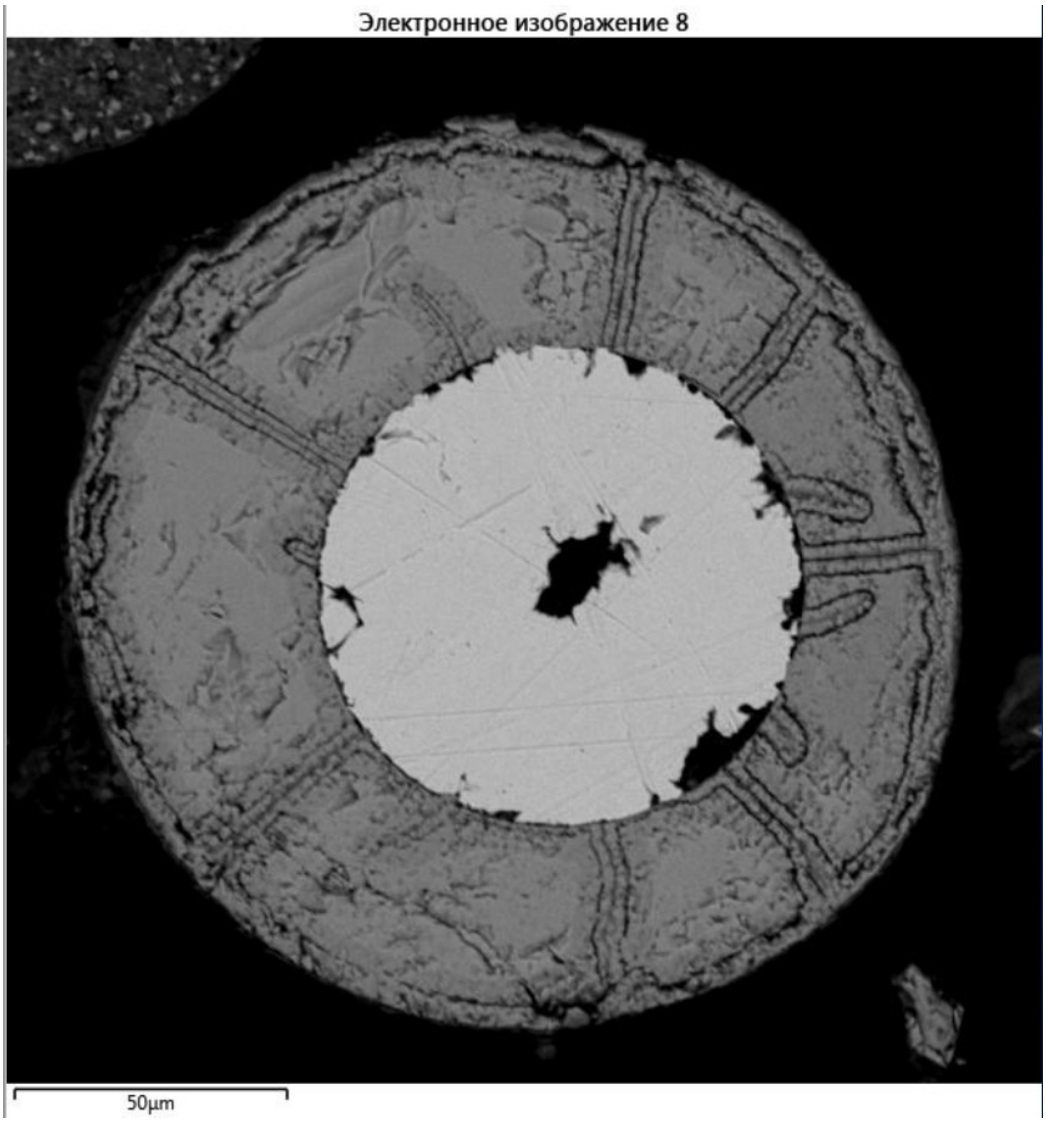


Рис. 2. Железная сферула с Fe-Ni ядром и оксидной оболочкой. Изображение в обратно рассеянных электронах.

Также признаком космогенности является примесь Ni в составе железных и силикатно-железных сферул [6]. В сферулах, выделенных Е.И. Сандимировой с коллегами из вулканогенных пород Южной Камчатки и Курильских о-вов, примесь Ni отсутствует [3]. Но отсутствие Ni в анализах, выполненных с поверхности сферул, не доказывает их вулканогенное происхождение, поскольку при полном расплавлении микрометеорита в земной атмосфере Ni может концентрироваться в неокисленном Fe-Ni ядре, обедняя внешнюю оксидную фазу [6]. Некоторые из силикатно-железных сферул без Fe-Ni ядра, изученных нами в полированном препарате, не показали присутствия никеля в составе (предел обнаружения Ni 0.2 вес. %). Однако по содержанию остальных элементов и по дендритовой структуре они аналогичны сферулам, содержащим Ni (до нескольких вес. % в силикатно-железной фазе). Поэтому такие сферулы мы также отнесли к космогенным, поскольку их состав не отвечает базальтовому стеклу или какой-либо фазе вулканических пород, а ближе к железно-каменным метеоритам.

Доказательством космического происхождения сферул является также присутствие в них метастабильного оксида FeO – вюстита [5]. В нескольких сферулах, состоящих из магнетита и вюстита, мы нашли микровыделения родистой платины. Ранее такие находки были описаны в микрометеоритах из глубоководных осадков Индийского океана [7]. В железомарганцевых корках с Магеллановых гор, поднятия Уэйк-Нейкер и поднятия Мидпасифик описаны минералы платиновой группы [1, 4]; источником благородных металлов авторы посчитали подстилающие базальты. Наша находка показывает, что зерна благородных металлов в железомарганцевых корках могут иметь метеоритное происхождение. Возможно, часть платиноидов, которыми обогащены железомарганцевые корки мирового океана, поступает в них в составе микрометеоритов.

Еще один вывод нашего исследования: находимые в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях сферулы, без изучения внутреннего строения идентифицируемые исследователями как вулканогенные, могут являться микрометеоритами. Для более точного их различения необходимо изучать внутреннее строение сферул.

Авторы благодарны Т.Е. Пузанковой, предоставившей для исследования образец железомарганцевой корки из коллекции Кафедры географии, геологии и геофизики КамГУ им. Витуса Беринга.

Список литературы

1. *Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Аникеева Л.И. и др.* Минералы платины в железомарганцевых океанических корках // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 378. № 2. С. 246-249.
2. *Савельев Д.П., Ханчук А.И., Савельева О.Л. и др.* Первая находка платины в космогенных сферулах железомарганцевых корок (гайот Федорова, Магеллановы горы, Тихий океан) // Доклады РАН. 2020. № 4. Статья принята в печать.
3. *Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н.* Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 135-140.
4. *Торохов М.П., Мельников М.Е.* Акцессорные минералы в гидрогенных железо-марганцевых корках Тихого океана – россыпной механизм накопления // Доклады Академии Наук. 2005. Т. 405. № 4. С. 511-513.
5. *Brownlee D.E., Bates D.A., Wheelock M.M.* Extraterrestrial Pt-group nuggets in deep sea sediments // Nature. 1984. V. 303. P. 693-695.
6. *Kosakevitch A., Disnar J.R.* Nature and origin of chemical zoning in the metal nucleus and oxide cortex of cosmic spherules from the Tuamotu Archipelago, French Polynesia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. P. 1073-1082.
7. *Rudraswami N.G., Parashar K., Shyam Prasad M.* Micrometer- and nanometer-sized platinum group nuggets in micrometeorites from deep-sea sediments of the Indian Ocean // Meteoritics & Planetary Science. 2011. V. 46. № 3. P. 470-491.

УДК 549.767.1/.2

Минералы скважин кальдеры Узон

А.В. Сергеева, Е.С. Житова, А.В. Кутырев, М.А. Назарова
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: anastavalrers@gmail.com

В работе исследован фазовый состав ассоциации, сформировавшейся на устье скважины в кальдере Узон. Обнаружены галит (NaCl), гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), леконтит ($(NH_4)NaSO_4 \cdot 2H_2O$) и редкий минерал эугстерит $Na_4Ca(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$.

Введение

В пределах кальдеры Узон (Камчатка, Россия) локализованы многочисленные проявления гидротермальной деятельности: термальные источники, парогазовые струи, грязевые котлы, пульсирующие источники и гейзеры. В кальдере имеется несколько буровых скважин, на одной из которых идет активное выделение парогазовой фазы, сопровождающееся образованием на ее поверхности солевых налетов (рис. 1). Цвет солей преимущественно белый, подкрашен ржавчиной самой скважины. Металлические части скважины сильно корродированы. Образцы солевого налета были отобраны для установления их минерального состава.

Минеральный состав скважинных осадков отражает геохимическую специализацию разгружающихся вод, определяется составом разгружающихся растворов и условиями на устье. Состав воды и газов кальдеры Узон приведен в [1], среди солей доминируют хлорид и сульфат натрия, присутствуют сульфаты аммония, магния, кальция. В составе газовой компоненты преобладает CO_2, так же присутствуют SO_2, H_2S и углеводороды.



Рис. 1. Скважина в кальдере Узон.

Методика эксперимента

Образцы были исследованы методом рентгеновской дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. Дифрактограммы получены на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD 7000, диапазон по 2θ 6-60°, шаг 0.1°, скорость сканирования 1°/мин, излучение CuKα1. Инфракрасные спектры получены с помощью ИК спектрофотометра с Фурье преобразованием Shimadzu IR Affinity. Образцы растирались в агатовой ступке с KBr и прессовались в таблетки. Фоновый спектр KBr вычитался из всех записанных спектров. Определение качественного химического

состава было выполнено для отдельных минералов с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3, обработка проводилась с помощью программного обеспечения AZtec. Исследование проводилось на неполированных зернах с углеродным напылением, выложенных на углеродный скотч.

Результаты

На рис. 2 показаны инфракрасные спектры, записанные с исследуемых солей. На рис. 2 прослеживаются полосы гипса и опала, есть полосы других сульфатов и аммонийных соединений. Сульфатные полосы расположены на 468 (ν_2), 606 (ν_4), 654 (ν_4), 670 (ν_4), 953 (ν_1), 1140 (ν_3) см$^{-1}$. Силикатные полосы 468, 795, 1100 см$^{-1}$. Аммонийные полосы 1405 (асимметричная), 3240 (плечо), 3250 (плечо) см$^{-1}$. Молекулы воды обнаруживаются при 1624, 1683, 3406, 3550 см$^{-1}$.

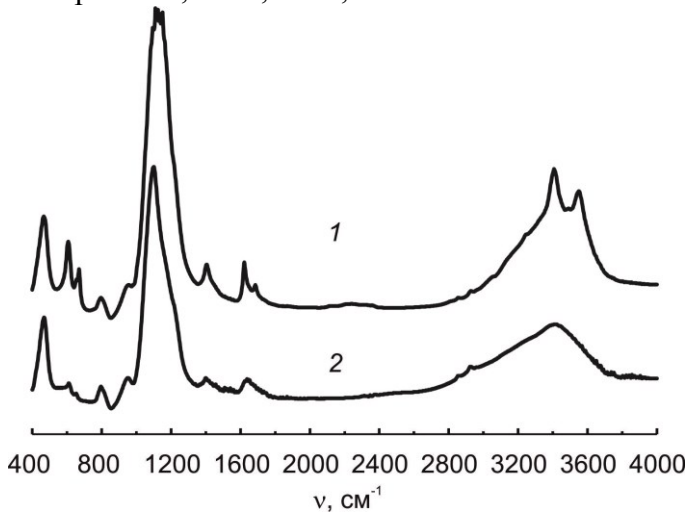


Рис. 2. Спектр пропускания, записанный с солей на устье скважины, *1* – преобладание гипса и других сульфатов, *2* – преобладание опала.

На дифрактограмме присутствуют рефлексы гипса, галита, леконтита и эугстерита (рис. 3).

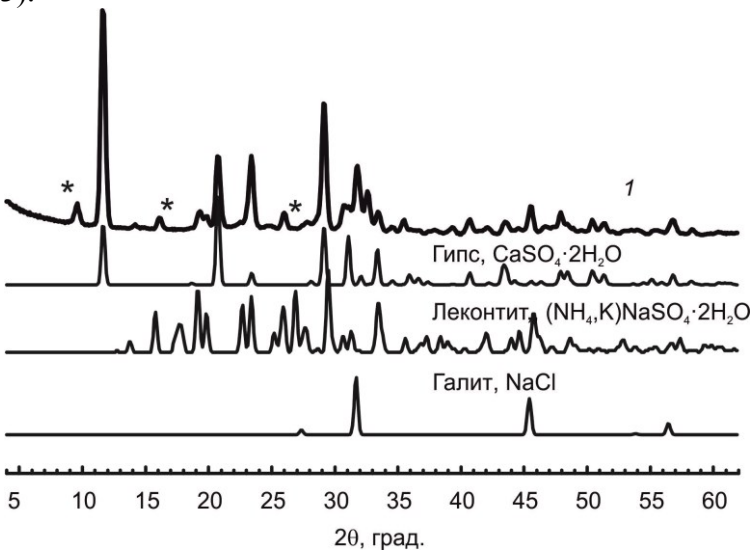


Рис. 3. Экспериментальная дифрактограмма (*1*) ассоциации, для сравнения показаны расчетные дифрактограммы гипса, леконтита, галита, * – рефлексы эугстерита.

Изображение участка, богатого эугстеритом ($Na_4Ca(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$), показано на рис. 4, этот минерал кристаллизуется в виде тонких длинных игл, собранных в щеточки. Состав, полученный с неполированных образцов, отвечает $Na_4Ca(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$, соотношение мольных долей [Na]:[Ca]:[S] близко к 4:1:3.

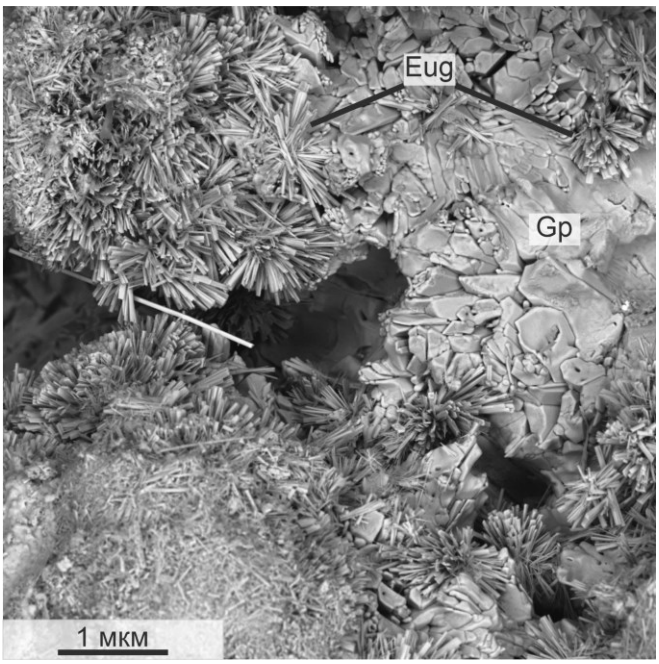


Рис. 4. Эугстеритовые щётки (Eug) на гипсовой подложке (Gp), изображение в обратно-рассеянных электронах.

Результаты

При разгрузке и испарении разгружающегося раствора на устье скважины сформировалась ассоциация сульфатов кальция, натрия, аммония, хлорида натрия с возможной примесью хлорида аммония. По данным о растворимости в системе $CaSO_4 – Na_2SO_4 – H_2O$ [2], минералы ассоциации (гипс, эугстерит) кристаллизуются из растворов с высоким содержанием натрия (порядка 100 г/л), кальция (порядка 0.5 г/л) и сульфат-иона, необходимого для кристаллизации. Высокие концентрации натрия, кальция, сульфат-иона достигаются в ходе высыхания разгружающегося раствора на металлических частях скважины. При образовании кристаллов гипса и эугстерита содержание кальция и натрия регулируется растворимостью гипса и эугстерита. Помимо кальция, натрия, сульфата, в растворе содержатся высокие концентрации хлорид-иона и катиона аммония.

Выводы

Разгрузка скважины в кальдере Узон привела к зарастанию металлических частей скважины ассоциацией, состоящей из гипса, эугстерита, галита, солей аммония. Минеральная ассоциация сформировалась из раствора с высокими содержаниями натрия, кальция, хлора, аммония, сульфат-иона. Возможно, первоначально на устье осаждался гипс, который в результате воздействия концентрированных растворов сульфата натрия трансформировался в эугстерит.

Полевые работы были проведены при поддержке гранта РФФИ 18-05-00052. Аналитические работы были проведены при поддержке гранта РФФИ 20-35-70008, было задействовано оборудование Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН.

Список литературы

1. *Карпов Г.А., Николаева А.Г., Акимов В.Н., Гальченко В.Ф.* Эволюция режима и физико-химических характеристик растворов новообразованного гейзера в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2012. №. 3. С. 3-13.
2. *Коган В.Б., Огородников С.К., Кафаров В.В*. Справочник по растворимости. Т. 3. Тройные и многокомпонентные системы, образованные неорганическими веществами. Л.: Наука, 1970. 1220 с.

УДК 553.78

pH-метрия термальных источников окрестности гейзера Шаман (кальдера Узон, Камчатка)

А.В. Сергеева[1], Н.Б. Журавлев[1], А.В. Кирюхин[1,2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: anastavalers@gmail.com

[2]Кроноцкий Государственный Биосферный Заповедник, Камчатский край, Елизово

В работе приведены результаты измерения pH и температуры термальных источников в окрестности гейзера Шаман (Мутный). Обнаружено, что по pH источники делятся на две группы, с показателем кислотности 2.64 и 5.8. Температура кислых источников ниже, чем у источников со слабокислым pH.

Введение

Кальдера Узон расположена в Кроноцком заповеднике, на Северо-Востоке Центральной Камчатки. Кольцевая вулкано-тектоническая структура – кальдера Узон – приурочена к крупному верхнеплейстоценовому вулканическому центру, расположенному почти в центральной части Камчатки. В кальдере локализована современная высокотемпературная гидротермальная система, проявляющаяся на поверхности выходами термальных источников, грязевых котлов и грязевых «микровулканичков», термальных озёр и площадок прогретых пород. Гидротермальная система в кальдере характеризуется проявлениями высокоминерализованных гидротерм хлоридно-натриевого состава с широкой дифференциацией типов терм – от кислых до субщелочных [1].

Особенностью кальдеры является наличие молодого гейзера Шаман (Мутный) с циклом около двух часов. В извергающемся растворе преобладает хлорид натрия, присутствуют сульфаты щелочных и щелочноземельных металлов, а также небольшое количество гидрокарбонатов, pH находится в пределах 5.5±1. В окрестности гейзера были измерены pH и *T* термальных источников, чтобы определить, непрерывно ли меняется кислотность и температура разгрузок, или источники делятся на вполне отличимые группы.

Методика измерений

pH термальных растворов был измерен с помощью портативного полевого pH-метра, откалиброванного по трем буферным растворам. Температура измерялась термопарой. Были опробованы 43 точки. Затем были построены интегральные кривые распределения для температуры и pH (по отдельности), каждая интегральная кривая распределения была сглажена полиномом второй степени по десяти точкам и продифференцирована. Полученные дифференциальные кривые распределения были описаны суммой гауссовых кривых.

Результаты и обсуждение

Точки, в которых производились замеры pH, показаны на рис. 1.



Рис. 1. Поверхность участка, в разгрузках которого были сделаны замеры pH.

Распределение источников по значению pH показано на рисунке 2. Распределение бимодально, то есть обнаруживаются две группы источников, с pH 2.64 и 5.80. Пространственной закономерности в их расположении не наблюдается.

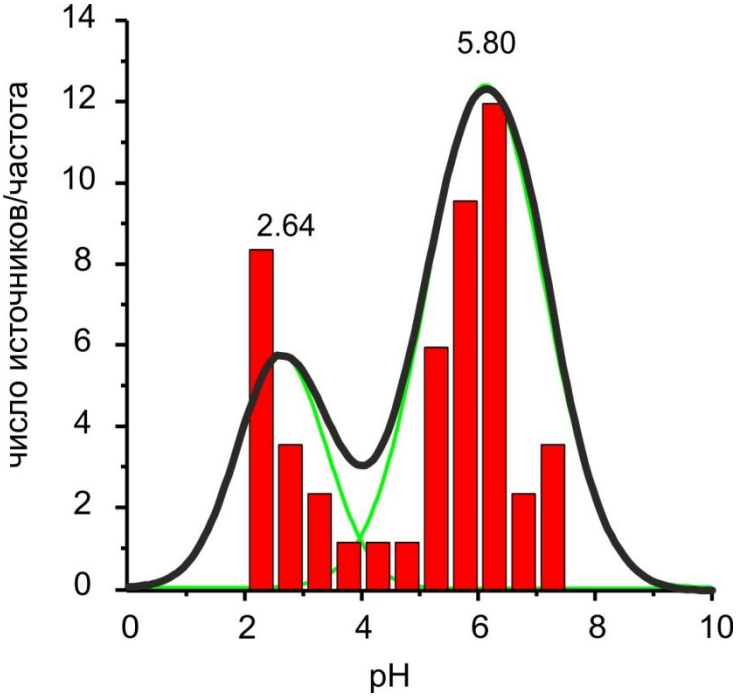


Рис. 2. Гистограмма, отражающая распределение термальных источников по pH.

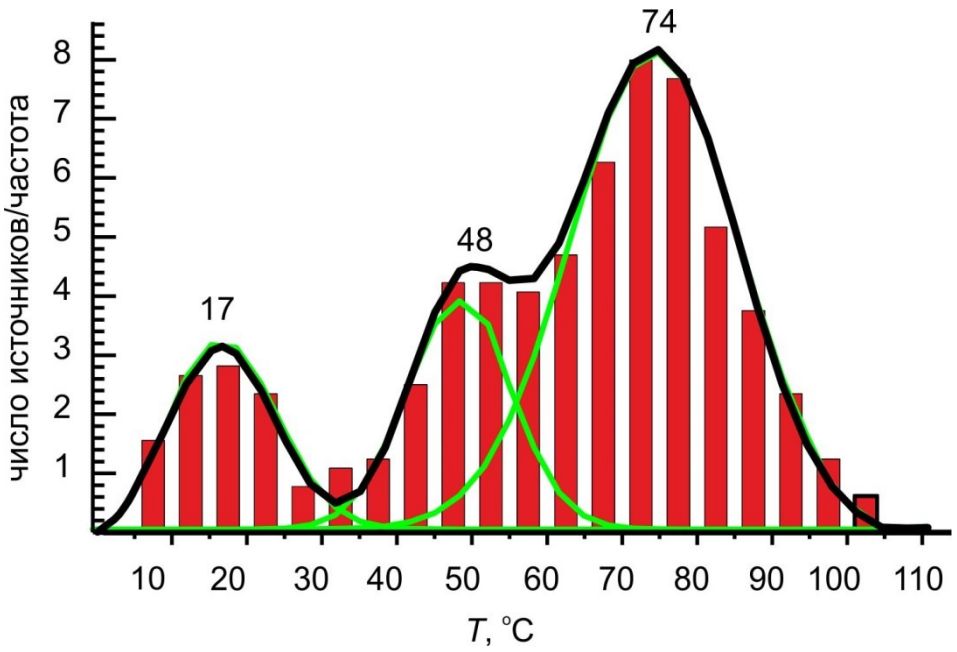


Рис. 3. Распределение термальных источников по температуре.

Распределение источников по температуре трехмодально (рис. 3), наибольшее число источников принадлежит моде с температурой 74 °С. На втором месте по частоте встречаемости находятся источники с температурой около 48 °С. Холодные источники, имеющие температуру атмосферы или чуть выше, занимают третье место.

На рисунке 4 источники сгруппированы по значениям pH и *T*. Наиболее кислыми являются холодные источники с температурой атмосферы. Горячие источники имеют близнейтральный pH, небольшая группа промежуточных источников имеет среднюю температуру и слабокислый pH. Возможно, по мере остывания и контакта с кислородом воздуха, горячие источники становятся более кислыми. Причина понижения pH – в образовании соединений Fe^{3+} в результате окисления, также возможно накопление солей Fe^{3+} и Al^{3+}, что также приводит к падению pH.

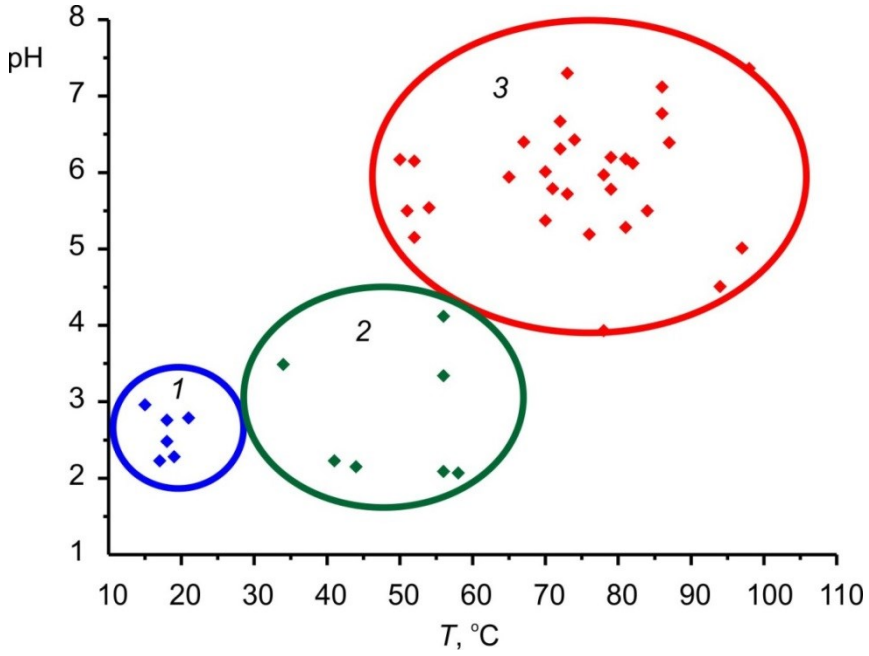


Рис. 4. *1* – группа холодных кислых источников, *2* – промежуточная группа источников, со средней температурой и средним pH, *3* – группа горячих источников с близнейтральным pH.

Заключение

В окрестности гейзера Шаман наблюдаются термальные источники трех групп. Источники с pH около 5.8 и температурой 74-100 ^{o}C – кислотность этих растворов определяется гидролизом тех незначительных содержаний солей алюминия, железа, которые в них присутствуют, либо растворенной углекислотой и гидрокарбонатами. По мере остывания pH понижается, у холодных источников наблюдаются наиболее низкие значения pH, 2-3. К понижению pH приводит окисление солей железа (II) до соединений железа (III), концентрирование растворов, приводящее к накоплению Al^{3+} и других катионов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-00052.

Список литературы

1. *Кирюхин А.В., Рычкова Т.В.* Условия формирования и состояние гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2011. № 3. С. 238-253.

УДК 542.07+552.33+551.21

Портативный масс-спектрометр МС7-200 для определения состава свободного газа гидротермальных систем в полевых условиях

***Ю.А. Титов*[1], *А.А. Нуждаев*[2], *А.Г. Кузьмин*[1], *Ю.Д. Кузьмин*[3]**

[1]*Институт аналитического приборостроения РАН, Санкт-Петербург, 190103; e-mail: titov.uriy@gmail.com*

[2]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

[3]*Камчатский филиал ФИЦ Единой геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский*

Введение

Для газового анализа в полевых условиях, как правило, используются различные газовые сенсоры, портативные хроматографы, портативные спектрометры или масс-спектрометры. Газовые сенсоры отличаются простотой в использовании и обработке полученных данных, однако при анализе многокомпонентных газовых смесей требуется большое количество селективных датчиков, что усложняет получение и обработку данных, а также ведёт к росту стоимости всего измерительного комплекса. При использовании газовых хроматографов для многокомпонентного анализа газовых смесей необходимо использовать различные сорбционные колонки, а также различные газы-носители, что, в свою очередь, увеличивает размеры и вес прибора и делает практически невозможным использование его в полевых условиях. Портативные спектрометры позволяют произвести качественный анализ газовой смеси, но при этом дают большую погрешность в количественном определении отдельных компонент.

Для качественного и количественного анализа газовых проб в Институте аналитического приборостроения РАН (ИАП РАН) был разработан портативный квадрупольный масс-спектрометр МС7-200 [3]. Прибор позволяет измерять концентрации компонентов дыхания человека и животных и производить их идентификацию в режиме реального времени (в процессе дыхательного цикла), оперативно оценивать экологическое состояние окружающей среды, производить контроль газовыделения и динамики состава газов в технологических процессах, на производстве и в природных процессах [1, 2].

При участии Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФГС РАН) и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС РАН) были проведены испытания разработанного масс-спектрометра в полевых и лабораторных условиях, показана возможность его применения на различных природных объектах [4].

Оборудование

Квадрупольный масс-спектрометр имеет прямую капиллярную систему ввода пробы непосредственно при атмосферном давлении. Ионизация газовой пробы реализована в источнике с электронным ударом. В первом варианте масс-спектрометра вакуумная откачка была выполнена на базе диффузионного насоса с воздушным охлаждением и пластинчато-роторного форвакуумного насоса. Диапазон регистрируемых масс был от 1 до 100 аем. Разрешение – 1 аем. Вес прибора составлял около 25 кг.

В результате оптимизации и модернизации конструкции масс-спектрометра, в 2019 г. был разработан новый прибор, наиболее подходящий для полевых работ, где так же использован компактный квадрупольный масс-спектрометр с капиллярной системой ввода, а для вакуумной откачки были использованы турбомолекулярный и мембранный вакуумные насосы. Габариты прибора 550×160×250 мм, вес снизился до 15 кг.

Методика

В 2008 году первая версия портативного масс-спектрометра (на данный момент списан) была разработана и поставлена в КФГС РАН, где под руководством Ю.Д. Кузьмина проводились полевые испытания данного прибора. Работы, начатые в 2008 году, показали работоспособность данного метода исследования в походных условиях.

Апробация данного масс-спектрометра проводилась на Паратунской, Малкинской, Паужетской, Кошелевской, Кеткенской гидротермальных системах, а также на вулкане Мутновский и на Толбачинских конусах в 2008-2009 гг.

Отбор газовых проб производился капиллярной системой прибора непосредственно на устьях фумарол и парогазовых струй, а также исследовались пробы газа, отобранные на термальных полях. Для анализа использовались пробы свободного газа, отобранные по стандартной методике вытеснением воды.

Так как ввод пробы в масс-спектрометр осуществляется через капилляр с внутренним сечением 130 мкм, то для защиты от попадания влаги и засорения капилляра на входе в него был установлен специальный влагопоглощающий фильтр. Данный фильтр не изменял количественное и качественное содержание пробы, а лишь немного увеличивал время прохождения пробы через капилляр. Соответственно, газовая проба, проходя через фильтр, попадала в капилляр, по которому поступала в источник ионизации масс-спектрометра. После получения масс-спектров следовала их обработка и расчёт парциальных давлений газов, входящих в состав пробы.

Результаты измерений

В результате проделанной работы было проанализировано большое количество проб как непосредственно на природных объектах, так и в лабораторных условиях. В таблице приведены результаты измерений газового состава некоторых проб с различных геологических объектов в разные годы в процентах.

Таблица. Результаты измерения газового состава проб

Место забора	Год	H_2	CH_4	H_2O	C_2H_6	N_2	O_2	H_2S	Ar	CO_2
СК	2017	0.1	2.2	4.1	1	47	3.5	0.1	0.9	41.1
СК	2018	0.2	3	8.8	0.5	23.7	3.9	0	0.5	59.4
СК	2019	0.2	2.7	8.3	0.4	23.9	4.3	0	0.4	59.8
ЦК	2019	0.5	0	19.1	0.8	51.5	10.9	0.2	0.9	16.2
ЮКД	2019	0.5	0	18.1	0.8	58.7	12.3	0.1	1	8.5
ЮКЦ	2017	0.1	7.9	4	1	43.8	1.1	0	0.9	41.2
ЮКЦ	2018	0.1	13.5	4.4	0.3	7.6	1.1	0.2	0.2	72.6
ЮКЦ	2019	0.1	11	5.6	0.3	11.1	1.9	0.1	0.2	69.7
ЮКЦ2	2019	0.5	3.2	16.4	0.6	29.2	6.4	0.2	0.5	43

Примечание: СК – Северо-Камбальное термальное поле; ЦК – Центрально-Камбальное термальное поле; ЮКД – Южно-Камбальное Дальнее термальное поле; ЮКЦ – Южно-Камбальное Центральное термальное поле.

Выводы

Испытания разработанного масс-спектрометра подтвердили возможность его успешного применения в полевых условиях и при лабораторных измерениях.

Сравнительные анализы газовых проб на месте выделения газов и после доставки их в стационарную лабораторию показали адекватность предложенного метода забора проб.

Сравнение результатов количественного анализа газовых проб, полученных на масс-спектрометре, с результатами анализа этих же проб, проведенного на газовом хроматографе, показало лишь незначительные расхождения в результатах измерений у некоторых проб, поэтому прибор подходит для количественного анализа состава газовых проб.

В результате данной работы было доказана целесообразность применения данного прибора, как при полевых измерениях, так и при использовании в лаборатории.

Список литературы

1. *Кузьмин А.Г.* Квадрупольный масс-спектрометр. Патент 94763 РФ. № 2009147191/22; заявл. 15.12.09; опубл. 27.05.10, Бюл. № 15.
2. *Кузьмин А.Г., Титов Ю.А.* Малогабаритные квадрупольные масс-спектрометры для анализа состава газовых сред в медицине и экологии // Вакуумная техника и технология. 2015. Т. 25. № 2. С. 35-36.
3. *Кузьмин Ю.Д., Кузьмин А.Г.* Масс-спектрометрический анализ состава газов на термальных площадках Камчатки в полевых условиях // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2011. С. 361-366.
4. *Шевченко А.Н., Кузьмин А.Г., Титов Ю.А.* Масс-спектрометрическое измерение состава газовых смесей в ячейках квантового датчика вращения // Научное приборостроение. 2018. Т. 28. № 2. С. 62-68.

УДК 552.18

Мышьяксодержащий ярозит Верхне-Докторских источников, остров Кунашир, Курильские острова, Россия

О.М. Топчиева, А.В. Сергеева, Е.С. Житова, М.А. Назарова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: topchieva2011@mail.ru

Введение

Ярозит – минерал надгруппы алунита, его химическая формула $KFe^{3+}_3[SO_4]_2[OH]_6$. Ярозит, как правило, образуется как первичный минерал в гидротермальных системах при низких температурах, или же как вторичный минерал в зоне окисления сульфидосодержащих пород, зачастую являясь продуктом разложения пирита. Стоит отметить, что минералы надгруппы алунита также встречаются на термальных полях Паужетско-Камбально-Кошелевского района [6].

Мышьяксодержащий ярозит Верхне-Докторских источников впервые описан в работах А.В. Зотова [1] и С.И. Набоко [4, 5]. В работах данных авторов отмечено высокое содержание As в осадках, при этом по комплексу методов мышьяк отнесен ими к отдельной фазе – минералу скородиту, $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$, в то время как Р был принят как примесь в ярозите. В нашей работе приводятся новые данные по исследованию ярозита Верхне-Докторских источников.

Район работ

Кунашир – крайний юго-западный остров Большой Курильской гряды (рис. 1). На острове существуют четыре хорошо выраженных вулкана, все они – действующие. Северную часть острова занимают вулканы Тятя и Руруй; вулканы Менделеева и Головнина расположены в южной части острова [3].

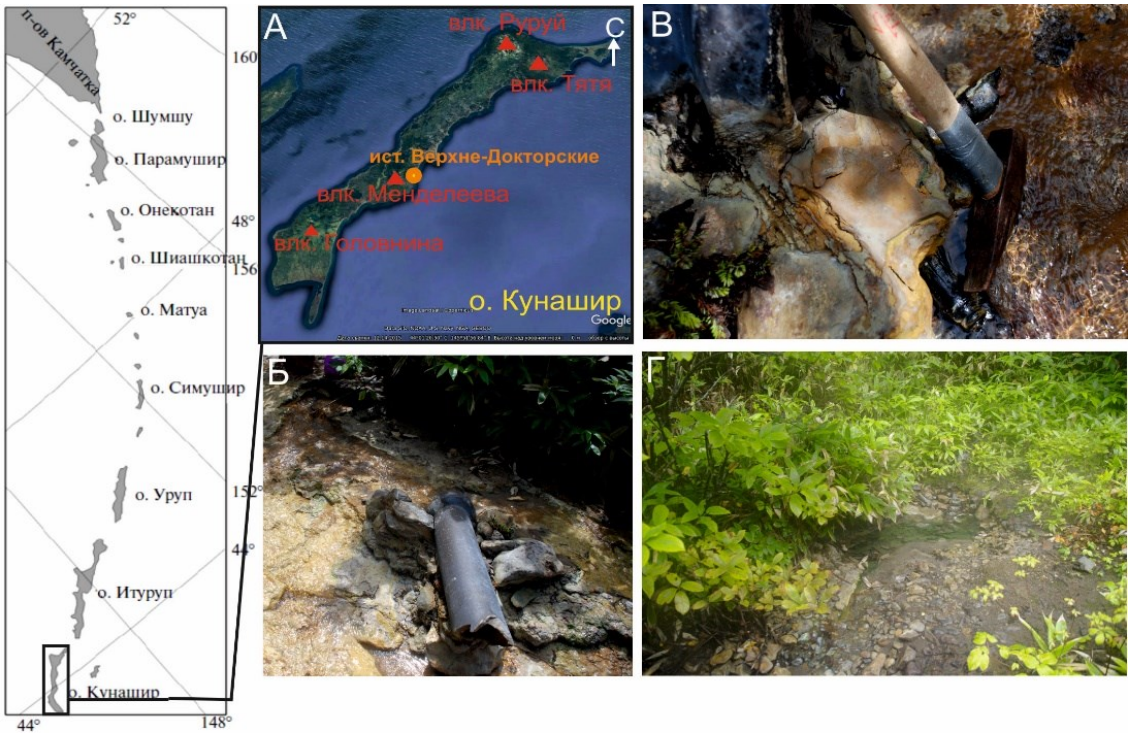


Рис. 1. А – место расположения Верхне-Докторских источников, Б – русло источников, покрытое рыхлыми корками ярозита, В – коренная порода в ассоциации с ярозитом, Г – общий вид Верхне-Докторских источников. Фото Л.В. Котенко.

Отбор проб производился в районе вулкана Менделеева на термальной площадке Верхне-Докторских источников в 2017 г. Источники представлены высокотемпературными немногочисленными выходами термальной воды в верхнем течении руч. Лечебного. Они отмечаются высоким содержанием As, Pb и Ba, pH ~1.3 [1, 2]. Пробы представлены вмещающей монолитной *андезитовой породой в ассоциации с ярозитом* (R-47) и *осадком* (R-46), отобранным из русла Верхне-Докторских источников, который сформировался в виде натечных образований и рыхлых корок.

Результаты исследований

Рентгенофлуоресцентный анализ проб проведен на приборе PIONEER S4, аналитики Курносова Н.Ю., Рагулина В.М., Чеброва Н.И. По результатам анализа в пробе R-47 (порода) выявлены повышенные содержания As, Ba и Pb – 15037 г/т, 2996 г/т, 963 г/т, соответственно. В образце R-46 (осадок) отмечаются повышенные содержания тех же элементов: As, Ba и Pb – 15433 г/т, 6789 г/т, 20297 г/т.

Также образцы исследовались с помощью электронно-зондового микроанализа с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 (U=20 кВ), аналитики Философова Т.М., Москалева С.В. В результате анализа R-47 обнаружены следующие основные элементы: S, K, Fe, O; в небольших количествах зафиксирован As, встречены низкие содержания Ba, Pb и P. В ассоциации отмечаются минералы исходной породы – ортопироксены (энстатит и ферросилит), а также выявлены опал, кварц и титаномагнетит.

Для образца R-46 характерны следующие элементы: S, K, Fe, O; присутствуют As, Ba, Pb и P. В ассоциации выявлены алунит, опал и кварц.

Усредненные данные по химическому составу ярозита из образцов породы (R-47) и осадка (R-46) приведены в табл. 1. Низкая сумма элементов объясняется качеством полировки рыхлой породы.

Таблица 1. Средний химический состав ярозитов (в мас. %)

Образец №	**R-47**	**R-46**
P_2O_5	0.23	0.84
SO_3	29.25	23.52
K_2O	8.08	7.52
Fe_2O_3	43.55	44.28
As_2O_5	2.81	2.11
BaO	0.48	0.82
PbO	0.20	3.49
H_2O	8.95	10.60
Сумма	93.55	93.18

Рентгенодифракционные исследования проводились на дифрактометре Shimadzu XRD-7000 MAXima, аналитик Назарова М.А. Все присутствующие на дифрактограммах изученного вещества рефлексы [*d* (Å) (*I* (%))]: 5.92 (12); 5.09 (28); 3.08 (100); 2.86 (16); 2.54 (18); 2.29 (35); 1.97 (36); 1.82 (35); 1.54 (18); 1.34 (10) относятся к ярозит-алунитовому структурному типу, к примеси опала и кварца (рис. 2).

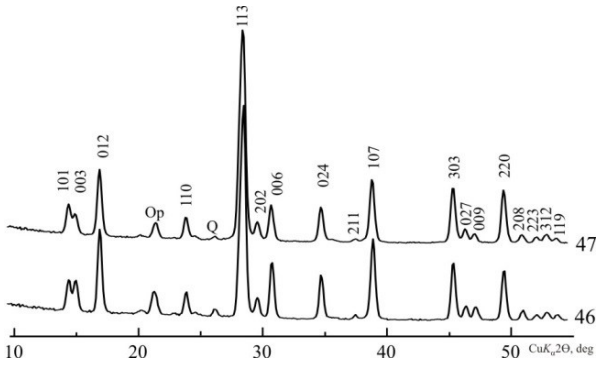


Рис. 2. Дифрактограммы ярозитов: 46 – осадок из источников; 47 – порода в ассоциации с ярозитом. Условные обозначения: цифрами обозначены (*hkl*) ярозита, Op – опал, Q – кварц.

Инфракрасные (ИК) спектры поглощения (рис. 3) записывались с помощью ИК Фурье-спектрофотометра Shimadzu IR Affinity-1, аналитик Назарова М.А. Отнесение полос инфракрасного спектра к структурным фрагментам приведено в табл. 2. ИК-спектры R-46 и R-47 имеют схожие волновые числа, поэтому данные представлены в одной таблице.

Таблица 2. Положения ($см^{-1}$) полос поглощения исследуемых ярозитов Верхне-Докторских источников, остров Кунашир.

Волновое число, $см^{-1}$	**Структурный фрагмент**
1182 (?); 3385	[OH]
1965; 2017; 2174	[OH–AsO_3]
1004 447 1085; 1182 630; 659	[SO_4]
800 842; 870; 900	[AsO_4]
474; 512; 570	[$Fe^{III}O_6$]

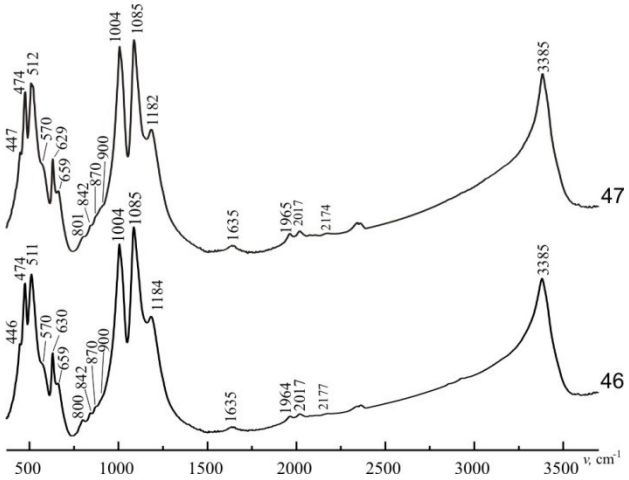


Рис. 3. ИК-спектры ярозитов: 46 – осадок из источников; 47 – порода в ассоциации с ярозитом.

Выводы

На основании вышеприведенных исследований выявлено, что арсенат $(AsO_4)^{3-}$и фосфат $(PO_4)^{3-}$ входят в позицию сульфата $(SO_4)^{2-}$, дополнительный отрицательный заряд, получаемый при таком гетеровалентном замещении, компенсируется

вхождением двухвалентных катионов (Ba, Pb, и, возможно, Fe^{2+}) в позицию K^+, что проиллюстрировано нами с помощью следующей схемы:

$$K^+ + (SO_4)^{2-} \rightarrow Ba, Pb, Fe^{2+} + ((As,P)O_4)^{3-} \qquad (1)$$

Коллектив авторов благодарит Калачеву Е.Г. за предоставленные материалы и Тарасова К.В. за отбор проб, а также операторов сканирующего электронного микроскопа (TESCAN VEGA 3) Философову Т.М., Москалеву С.В., аналитиков рентгенофлуоресцентного анализа Курносову Н.Ю., Рагулину В.М., Чеброву Н.И.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00016.

Список литературы

1. *Зотов А.В.* Ярозит в осадках термальных вод острова Кунашир. В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов / Отв. ред. С.И. Набоко. М.: Наука, 1970. С. 165-187.
2. *Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Котенко Т.А. и др.* Гидротермальная система вулкана Менделеева, о. Кунашир, Курильские острова: геохимия и вынос магматических компонентов // Вулканология и сейсмология. 2017. Том 5. С. 18-35.
3. *Мархинин Е.К.* Вулканы острова Кунашир. В кн.: труды Лаборатории вулканологии / Отв. ред.С.И. Набоко. М.: АН СССР, 1959. № 17. С. 64-155.
4. *Набоко С.И.* Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. В кн.: труды Лаборатории вулканологии / Отв. ред. В.И. Влодавец. М.: АН СССР, 1959. № 16. 304 с.
5. *Набоко С.И.* Современные осадки ярозита и гидрогетита и изменение состава ярозита при понижении температуры растворов. В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов / Отв. ред. С.И. Набоко. М.: Наука, 1970. С. 187-192.
6. *Сергеева А.В.* Минеральный состав гидротермальных глин, сформированных под действием разгрузок различного типа // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 207-210.

УДК551.49+550.21

Анализ эффективности направленного бурения на Мутновском геотермальном месторождении

О.О. Усачева, Т.В. Рычкова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: LeL89@yandex.ru

Введение

Мутновское геотермальное месторождение разрабатывается двумя геотермальными станциями: Верхне-Мутновской (с 1999 г.) и Мутновской геотермальной электрической станцией (МГеоЭС) – с 2002 г. (рис. 1). Геотермальными станциями используются скважины с возрастом 28-30 лет, многие из которых на грани вывода из эксплуатации. В связи с этим возникает необходимость бурения новых скважин и ввода их в эксплуатацию для поддержания работоспособности МГеоЭС.

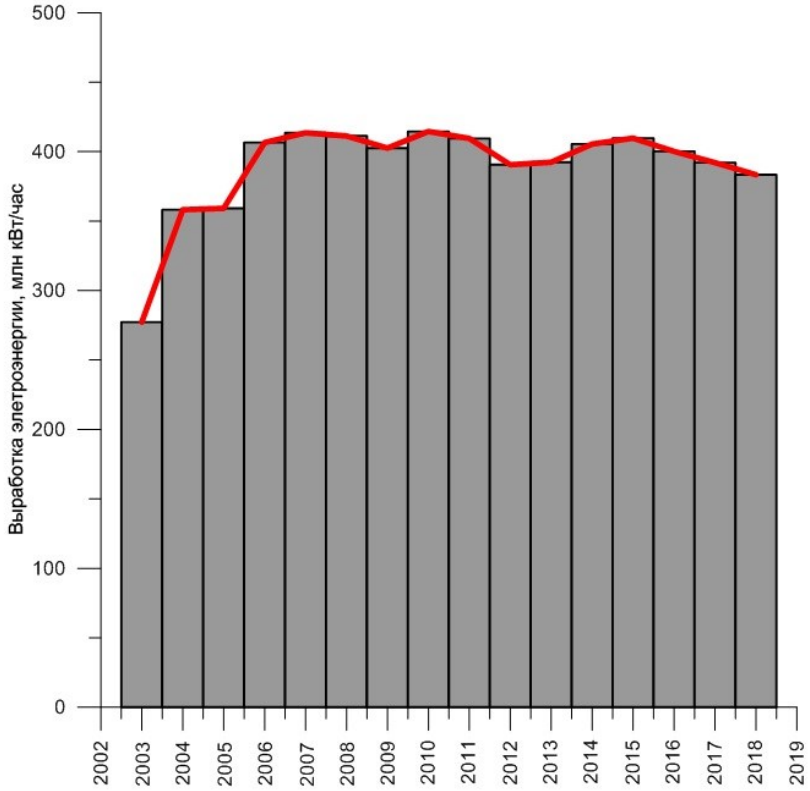


Рис. 1. Производительность Мутновских ГеоЭС за период 2003-2018 гг. по данным [8].

Для обеспечения выработки электроэнергии в объеме 50 МВт и устойчивой работы геотермальной станции МГеоЭС в базовом режиме необходимо обеспечить подачу пара порядка 100 кг/с (из расчета 2 кг – 1 МВт). Станция использует ресурсы центрального блока месторождения: продуктивные скважины сосредоточены на небольшой площади 0.2 км^2, что обусловливает их взаимодействие и снижение продуктивности. Обеспеченность по пару на 01.09.2018 составляла в эквиваленте на электрическую мощность 44 МВт. Часть скважин по параметрам устьевого давления – на грани вывода из эксплуатации [9].

Для поддержания располагаемой мощности МГеоЭС в 2008 году в эксплуатацию была введена геотермальная скважина Гео-1, в 2013 г. – скважины Гео-2 и Гео-3, в 2014 г. – Гео-4, в 2017 г. – Гео-5, в планах на 2020 – ввод в эксплуатацию Гео-6 и бурение Гео-7.

Проведенные исследования

В данной работе мы располагали данными по четырем новым скважинам: Гео-1, 2, 3, 4: координатами их устья, отклонениями от вертикали в плане, глубиной начала отклонения ствола скважины от вертикали, гтн скважин [3]. По имеющимся данным была рассчитана инклинометрия скважин, определены относительные отметки устья продуктивных зон скважин.

Ранее были рассчитаны уравнения плоскостей двух продуктивных разломов: «Основной» и «Северо-Восточный», подробно описанных в [1, 2, 4, 6, 7]. Были найдены расстояния от кровли продуктивных зон скважин Гео-1, 2, 3 и 4 до плоскостей продуктивных разломов (таблица).

Таблица. Данные по новым скважинам Гео-1, 2, 3 и Гео-4.

Скважина	Продуктивная зона	X, м	Y, м	Z, м	Расход ПВС (по состоянию на 01.09.2016 [5])
Гео-1	Гео1-1	47211.4	24367.1	-192.1	**57.2**
	Гео1-2	47134.1	24322.6	-342.7	
	Гео1-3	47087.7	24295.8	-433.0	
	Гео1-4	46924.3	24201.6	-751.3	
Гео-2	Гео2-1	46524.1	24188.9	-339.0	**26.6**
	Гео2-2	46594.0	24217.2	-508.0	
	Гео2-3	46628.1	24230.9	-590.1	
	Гео2-4	46699.9	24259.9	-763.6	
	Гео2-5	46745.26	24278.242	-873.192	
	Гео2-6	46832.22	24313.36	-1083.2	
Гео-3	Гео3-1	46576.76	23946.324	-551.019	**35.5**
	Гео3-2	46690.14	23866.882	-845.056	
	Гео3-3	46726.78	23841.216	-940.052	
	Гео3-4	46786.09	23799.662	-1093.86	
Гео-4	Гео4-1	46390.7	23970.466	-190.782	**11.9**
	Гео4-2	46401.24	23954.828	-220.267	
	Гео4-3	46476.54	23843.125	-430.87	
	Гео4-4	46607.54	23648.762	-797.319	
	Гео4-5	46646.69	23590.676	-906.833	

Поскольку по результатам подсчетов, выполненных по имеющейся информации, ни одна из продуктивных зон не вскрыла области разлома «Основной», в статье приводятся данные по расположению продуктивных зон относительно разлома «Северо-Восточный» (рис. 2). Из графика видно, что самое близкое расположение продуктивной зоны относительно плоскости разлома у геотермальной скважины Гео-1 – она же, по предоставленным нам данным по договору с компанией J-Power [5], дает самую большую выработку ПВС (по состоянию на 01.09.2016 г.). Скважина Гео-4 также находится в пределах 200 метров от продуктивного разлома и проходит субпараллельно ему. На рис. 2 продуктивные зоны скважин, попадающих на разлом (расстояние до плоскости менее 200 м), обозначены зелеными кружками. Скважины Гео-3 и Гео-2 наиболее отдалены от плоскости разлома и близки к попаданию на него (на рис. 2 обозначены синими кружками).

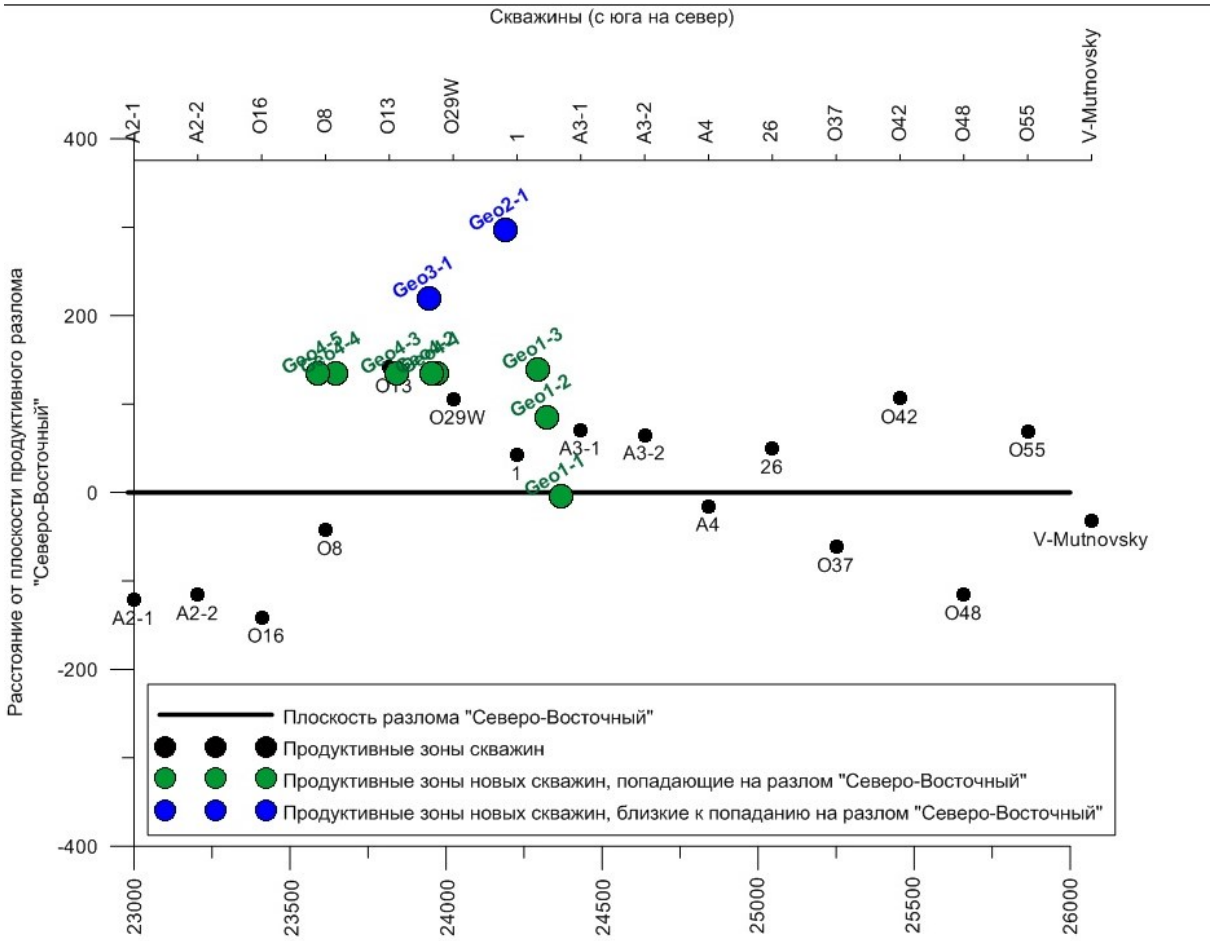


Рис. 2. Расстояние от расчетной плоскости разлома «Северо-Восточный» до кровли продуктивных зон добычных скважин на Мутновском геотермальном месторождении.

Заключение

Отвечая на вопрос об эффективности направленного бурения на Мутновском месторождении, можно выделить следующие основные положения:

1. Из 19-ти продуктивных зон, вскрытых четырьмя новыми скважинами Гео-1, 2, 3 и 4, на разлом попадают **8** (расстояние до плоскости разлома менее 200 м). Близки к попаданию на разлом **2**. Итого – 53% продуктивных зон находятся на расстоянии до 400 метров от плоскости продуктивного разлома Северо-Восточный.

2. Для более детального анализа необходимы оригинальные данные по инклинометрии и поинтервальной продуктивности скважин Гео-1, Гео-2, Гео-3, Гео-4, и новых (Гео-5 и Гео-6), пробуренных на месторождении после 2016 г. Это полезно для прогноза энергоэффективности геотермальных станций Мутновского месторождения, оптимизации бурения дополнительных скважин с целью выведения дополнительных запасов, понимания процессов тепломассопереноса в геотермальной системе.

Список литературы

1. *Кирюхин А.В., Тахакаши М., Поляков А.Ю. и др.* Исследование условий водного питания Мутновского геотермального месторождения с использованием данных по изотопии кислорода (O18) и водорода (D) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 54-62.
2. *Кирюхин А.В., Леонов В.Л., Словцов И.Б. и др*. Моделирование эксплуатации участка Дачный Мутновского геотермального месторождения в связи с обеспечением теплоносителем Мутновской ГеоЭС 50 МВт // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 19-44.
3. *Спектор С.В., Платонова А.В., Принь С.С. и др*. Отчет о результатах работ по объекту «Геологическое доизучение и подсчет эксплуатационных запасов подземных вод

Мутновского месторождения парогидротерм (по состоянию на 31.12.2015 г.). Москва, 2016.
4. *Kiryukhin A.V.* High temperature fluid flows in the Mutnovsky hydrothermal system, Kamchatka // Geothermics. 1993. Vol. 23 (1). P. 49-64.
5. *Kiryukhin A., Usacheva O.* 3-D numerical reservoir simulation with several development scenarios for construction of new Mutnovsky GEO-PP-2 (Report in accordance with Agreement between IVS and J-Power of November 7, 2016). 2017. 14 p.
6. *Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Usacheva O.O., et al.* Thermal-permeability structure and recharge conditions of the Mutnovsky high-temperature geothermal field (Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. Vol. 35. P. 36-55.
7. *Kiryukhin A., Chernykh E., Polyakov A., et al.* Magma Fracking Beneath Active Volcanoes Based on Seismic Data and Hydrothermal Activity Observations // *Geosciences.* 2020. Vol. *10*(2). P. 52.
8. URL: http://www.geotherm.rushydro.ru/disclosure/annual-reports/. Дата обращения: 02.03.2020
9. URL: https://synapsenet.ru/zakupki/fz223/31907985090%231--kamchatskij-kraj-podderzhanie-raspolagaemoj-moschnosti-mutnovskoj-geotermalnoj-elektricheskoj-stancii-mgeoes-kompleks-rabot-po-bureniyu-skvazhin-geo1b-geo7. Дата обращения: 02.03.2020

УДК 550.078.2

Строение зоны разгрузки парогидротерм Южно-Камбального Центрального термального поля по геофизическим данным (Южная Камчатка)

С.О. Феофилактов, И.А. Нуждаев, Д.К. Денисов
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: serg415@kscnet.ru

Впервые проведены геофизические исследования на территории Южно-Камбального Центрального термального поля методами магниторазведки и электроразведки (ВЭЗ). Зондирования выполнены по двум профилям, пересекающим термоаномалию. Выделены горизонты пород с контрастными удельными электрическими сопротивлениями. Показано, что проводящий горизонт (с низкими значениями у.э.с.) соответствует наиболее обводненным и гидротермально измененным породам лавового комплекса. В центральной части термопроявления его мощность составляет до 140 м, уменьшаясь за его пределами.

Введение

Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район выделяется повышенной гидротермальной активностью. В центральной части района расположено известное геотермальное месторождение перегретых вод – Паужетское. Оно достаточно хорошо изучено, здесь пробурено порядка 50 скважин, и с 1966 г. успешно работает первая в нашей стране геотермальная электростанция. По результатам проведенных исследований сделан вывод об общем источнике питания Паужетского геотермального месторождения и термальных полей Камбального хребта [4]. Изученность самого Камбального хребта и его гидротермальной системы крайне мала ввиду удаленности и труднодоступности термопроявлений, абсолютная высота расположения которых составляет порядка 1000 м. Термопроявления Камбального вулканического хребта объединяются в 3 группы термальных полей: Северо-, Центрально- и Южно-Камбальные. Наиболее интересной для исследований и мощной по выносу тепла (около 2000 ккал/сек) является группа Южно-Камбальных термальных полей [1, 2, 5].

За последние десятилетия технические характеристики геофизической аппаратуры усовершенствовались: увеличилась точность, возросла емкость аккумуляторных блоков, уменьшился вес, что дает возможность вести автономную работу на удаленных территориях. Все это позволило провести геофизические работы методами магниторазведки и электроразведки на Южно-Камбальном Центральном термальном поле (ЮКЦ) с целью изучения его строения и структурных особенностей.

Методика и аппаратура исследований

Геофизические исследования проведены методами магнитометрии и электроразведки.

Магниторазведочные работы выполнены канадским магнитометром GSM-19W на эффекте Оверхаузера. Площадные измерения проведены по регулярной сети наблюдений с шагом по профилю 5 м, между профилями – 25 м. За пределами основной разгрузки измерения выполнены галсами с шагом 5-10 м между точками ввиду сложного рельефа местности (рис. 1). В результате построена карта распределения аномального магнитного поля (ΔT_a) для площади ЮКЦ.

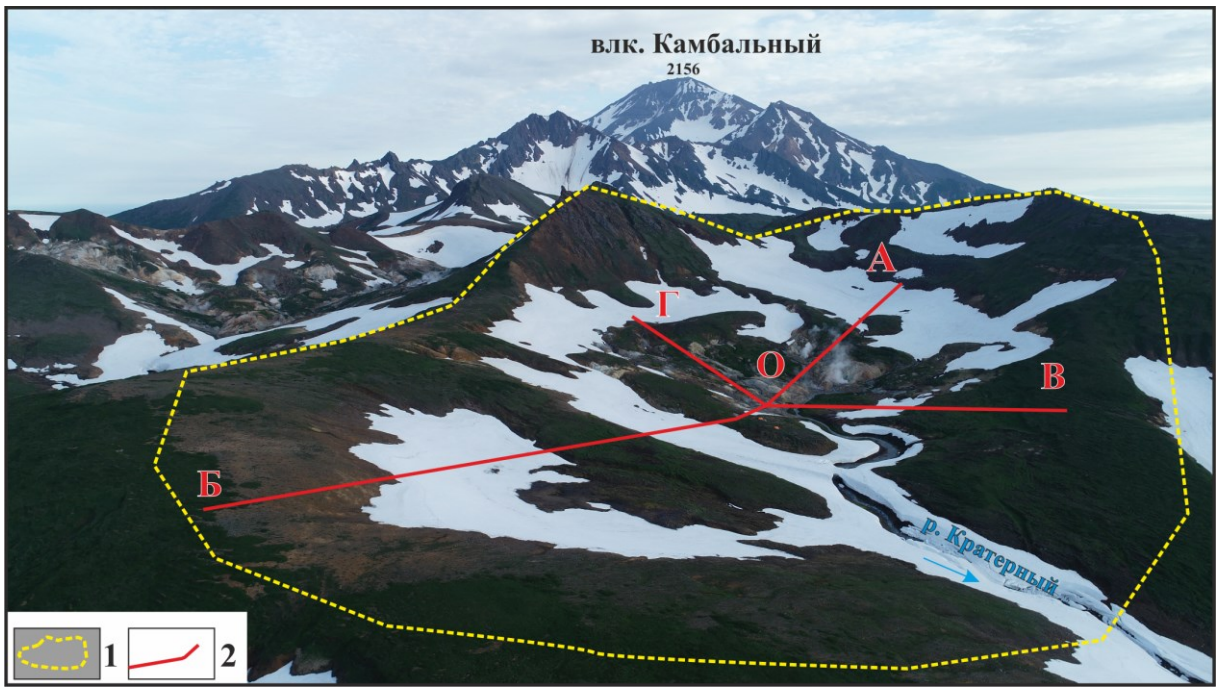


Рис. 1. Участок Южно-Камбального Центрального термального поля с привязкой геофизических исследований. Вид с севера на юг, фото М.С. Чернова.
1 – область покрытия магнитометрической съемкой; 2 – профили ВЭЗ.

Электроразведочные работы методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) выполнены симметричной четырехэлектродной расстановкой с использованием многофункционального измерителя МЭРИ-24 (ООО “Северо-Запад”, Россия) и электроразведочного генератора АСТРА-100 (ООО “Северо-Запад”, Россия). Зондирования выполнены в 16 точках с разносами питающей линии до 900 м. Измерения проведены по двум взаимно перпендикулярным профилям С-З (ГОВ) и С-В (АОБ) простирания, длина которых составила 465 и 840 м, соответственно (рис. 1). Расстояния между пикетами на термальной площадке составили 50 м, за ее пределами – порядка 100 м. Полученные кривые зондирований обрабатывались в специализированном программном пакете IPI2win.

Фактический материал исследований

Построена детальная карта распределения аномального магнитного поля ΔT_a для территории ЮКЦ. Среднее значение наблюдаемого магнитного поля 50300 нТл. Диапазон изменения ΔT_a от -679 до 2161 нТл. Причем экстремальные значения поля получены в южной части исследуемого участка (район перевалов). Основная разгрузка терм приурочена к средним значениям ΔT_a, что характерно для всех термальных полей Южно-Камбальной группы [3]. Выделяется область отрицательных значений ΔT_a южнее термального поля, что так же хорошо видно на представленном графике (рис. 2). Минимальные значения поля, полученные для этой области, составляют -210 нТл. Можно предположить, что это связано с палеогидротермальной деятельностью, вследствие которой магнитные свойства пород были изменены. На основании изучения гидротермального изменения андезитов Южно-Камбального Дальнего термального поля в работе [6] показано, что наиболее тесная корреляция со степенью изменения пород обнаружена для магнитной восприимчивости. По мере распада первичных рудных минералов и пироксенов, ее значения закономерно снижаются от $34 \cdot 10^{-3}$ СИ у исходных андезитов до нуля и отрицательных значений у вторичных кварцитов.

По результатам электроразведки методом ВЭЗ построены псевдо- и геоэлектрический разрезы по профилям, один из которых представлен на рис. 2.

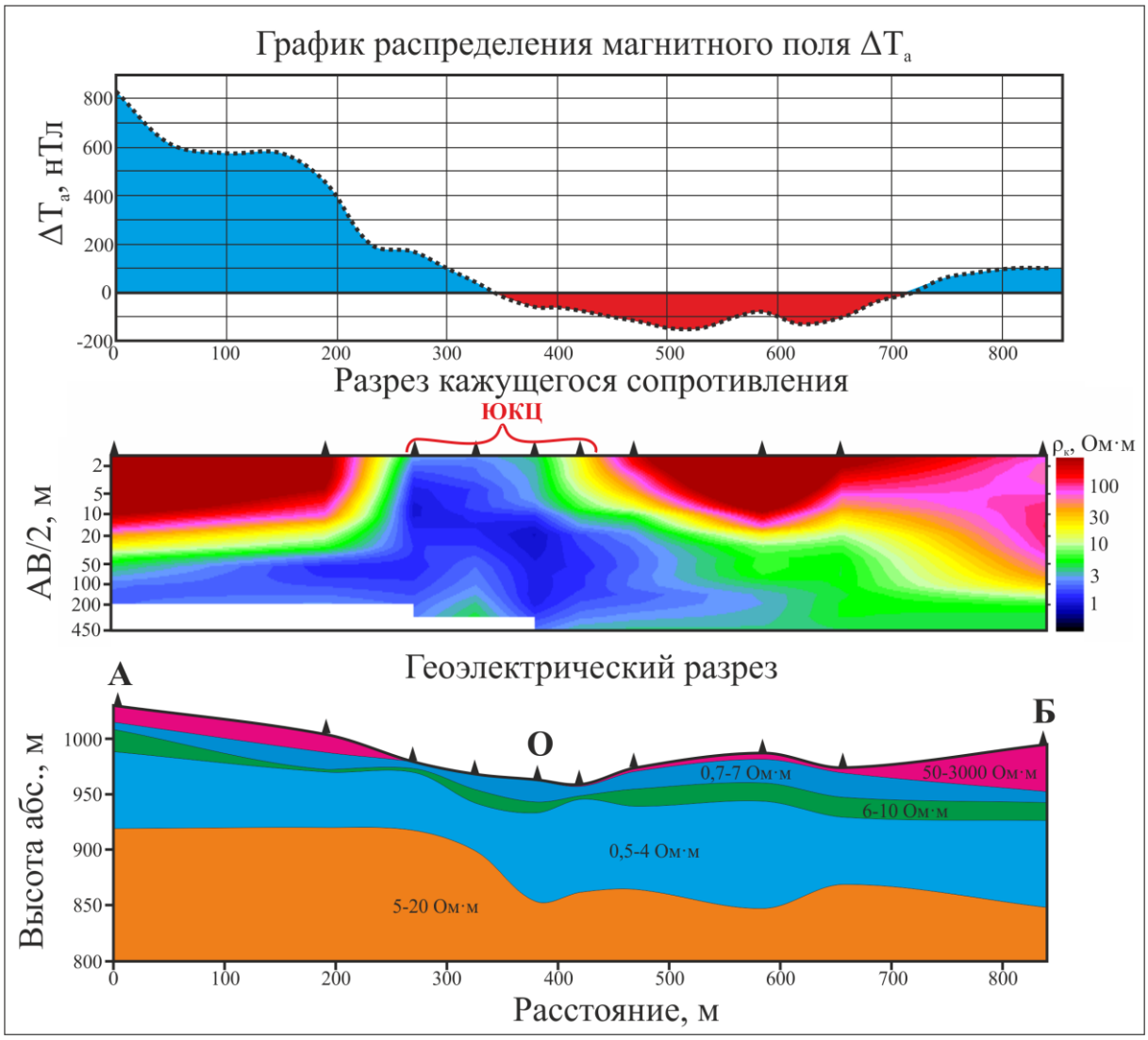


Рис. 2. Геофизические данные по профилю А-Б (см. рис. 1). Цифрами на геоэлектрическом разрезе показан диапазон изменения значений у.э.с. для выделяемого горизонта.

Геоэлектрический разрез относится к типу Н и осложнен промежуточным горизонтом повышенного сопротивления (до 10 Ом·м, на рис. 2 показан зеленым цветом). Разрез представлен следующим слоями:

1 – приповерхностный горизонт пород с высокими значениями у.э.с. 50-3000 Ом·м, мощностью от нуля в районе разгрузки терм до 15-40 м за ее пределами. К породам этого горизонта относятся неизмененные и слабо измененные андезиты.

2 – горизонт пород с сопротивлением 0.5-7 Ом·м, мощностью от 70 м в краевых частях профиля до 140 м в его центральной части. Он разделен породами с повышенным значением у.э.с. 6-10 Ом·м, мощностью 3-20 м. Геоэлектрический горизонт включает в себя гидротермально измененные разности пород.

3 – горизонт основания разреза со значениями у.э.с. 5-20 Ом·м.

Степень гидротермального изменения пород неоднородна, поэтому, по данным геоэлектрических зондирований, в пределах одного горизонта значения у.э.с. изменяются в довольно широких пределах. Степень пористости для пород этого района колеблется от 7.4 % для неизмененных андезитов до 30-45 % для серных опалитов и приповерхностных вторичных кварцитов [6]. Минимальные значения у.э.с. 0.5-0.8 Ом·м получены для центральной части ЮКЦ (точка О на рис. 1, 2).

Заключение

На основании геофизических исследований получены данные о геолого-гидрогеологическом строении Южно-Камбального Центрального термального поля. В магнитном поле термопроявление расположено на границе между отрицательной и крупной положительной аномалиями ΔT_a. В геоэлектрическом разрезе выделен проводящий горизонт с удельным электрическим сопротивлением до 7 Ом·м, который соответствует породам пониженной пористости и высокой обводненности. Увеличение мощности этого горизонта до 140 м происходит в южном направлении от разгрузки парогидротерм, что коррелирует с результатами магнитометрической съемки. Таким образом, под термальным полем выделяется область пароводонасыщенных пород, связанная с дневной поверхностью.

Авторы выражают глубокую признательность всем сотрудникам Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН за содействие в проведении полевых исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 18-35-00138 и 19-05-00102).

Список литературы

1. *Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23-57.
2. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
3. *Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Феофилактов С.О.* Магнитометрические исследования на термальных полях Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII региональной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 163-166.
4. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
5. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
6. *Фролова Ю.В., Суровцева К.И., Чернов М.С., Рычагов С.Н.* Изменения андезитов в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбального Дальнего термального поля (Камчатка) // Материалы XXI региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29-30 марта 2018 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 218-221.

Научное издание

Вулканизм и связанные с ним процессы.
Материалы XXIII ежегодной научной конференции,
посвященной Дню вулканолога

2020 г.

Сдано в набор 01.06.2020
Подписано к печати 03.06.2020
Дата выхода: 03.06.2020
Формат 60x84/8
Бумага типографская
Гарнитура «Таймс»
Усл.-печ. л. 26.97

Заказ № КП00-002527

Отпечатано с готового оригинал-макета, подготовленного в ИВиС ДВО РАН,
в ООО "Камчатпресс", 683017, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Кроноцкая, 12а.
тел. 8(4152) 46-77-11, 46-77-70

© Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2020